BEITRÄGE
zur
Geologischen Karte der Schweiz
herausgegeben von der
Geologischen Kommission der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft
subventioniert von der Eidgenossenschaft

Neue Folge, 28. Lieferung
Des ganzen Werkes 58. Lieferung

MATÉRIAUX
pour la
Carte géologique de la Suisse
publiés par la
Commission géologique de la Société helvétique des Sciences naturelles
subventionnés par la Confédération

Nouvelle série, 28e livraison
58e livraison de la collection entière

Geologie der Glarneralpen

Mit 91 Textfiguren und 1 Atlasband mit 29 Tafeln

Von
J. Oberholzer

Erläuterungstext zu:

Jacob Oberholzer und **Albert Heim**: Geologische Karte der Glarneralpen, 1 : 50 000 (Spezialkarte Nr. 50), 1910

J. Oberholzer: Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein, 1 : 50 000 (Spezialkarte Nr. 63), 1920

Arnold Heim und **J. Oberholzer**: Geologische Karte der Gebirge am Walensee, 1 : 50 000 (Spezialkarte Nr. 44), 1907

mit Berücksichtigung von:

Friedrich Weber: Geologische Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes, 1 : 50 000 (Spezialkarte Nr. 100), 1924

I. Textband

(Ausgegeben im September 1933)

BERN
In Kommission bei A. Francke A.-G.
1933
Gedruckt bei Stämpfli & Cie.

BERNE
En commission chez A. Francke S. A.
1933
Imprimé par Stæmpfli & Cie.

Vorwort der Geologischen Kommission.

In der Sitzung vom 15. März 1930 lag der Geologischen Kommission das Manuskript ihres langjährigen Mitarbeiters, Herrn Dr. J. Oberholzer-Glarus, über die «Geologie der Glarneralpen» vor. Die Kommission hatte zu prüfen, auf welche Weise der umfangreiche Text und die zahlreichen zugehörigen Profile, Gebirgsansichten und kleinern Figuren in die Serie der «Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz» aufgenommen werden könnten. Das ungewöhnlich sorgfältig ausgearbeitete Manuskript umfasste über 1000 eng beschriebene Folioseiten; die vielen Zeichnungen verlangten zahlreiche Tafeln, die, um voll zur Geltung zu kommen, zumeist in Farbendruck wiederzugeben waren.

Die Kommission sah sich einer schweren Aufgabe gegenüber. Sie kannte die ungewöhnliche Bedeutung des Werkes Oberholzer, das die Ergebnisse einer sich über dreieinhalb Jahrzehnte erstreckenden, fast ausschliesslich den Glarneralpen gewidmeten Forscherarbeit darstellt und in des Wortes vollem Sinne ein Lebenswerk bedeutet. Die Veröffentlichung erschien auch dringend geboten, um den von der Kommission früher herausgegebenen Spezialkarten No. 50: «Jakob Oberholzer und Albert Heim, Geologische Karte der Glarneralpen, 1 : 50,000» und No. 63: «J. Oberholzer, Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein, 1 : 50,000» den längst erwünschten Erläuterungstext zu geben. Andrerseits aber stellte eine ungekürzte Herausgabe finanzielle Anforderungen, welche die der Kommission zur Verfügung stehenden Mittel weit überschritten.

Trotzdem beschloss die Kommission die unverkürzte Herausgabe des Werkes; sie war sich klar, dass nur ein vollinhaltlicher Text und nur eine restlose Wiedergabe aller Zeichnungen der grossen wissenschaftlichen Leistung gerecht werden könne. Um den Druck aber finanziell tragbar zu gestalten, bot sich kein anderer Weg, als die Herausgabe des Werkes auf eine Reihe von Jahren zu verteilen, mit andern Worten, das Werk abschnittweise herauszugeben. Dass diese Lösung in Anbetracht des fertig vorliegenden Manuskriptes äusserst unerfreulich und auch vom wissenschaftlichen Standpunkte aus bedauerlich sein würde, war der Kommission durchaus bewusst. Die lieferungsweise Publikation konnte aber nur durch eine bedeutende finanzielle Hilfe von anderer Seite vermieden werden. Dass dies gelinge, schien uns bei dem hohen Kostenvoranschlag wenig wahrscheinlich.

Um jedoch keine Möglichkeit unversucht zu lassen, wandten wir uns auf den Rat von Herrn Rud. Streiff-Becker an eine Anzahl wissenschaftlich interessierter Freunde im Kanton Glarus, um ihnen die Bedeutung der vorliegenden «Geologie der Glarneralpen» darzulegen. Da zeigte sich nun alsbald grosses Interesse für das Werk des im ganzen Glarnerlande verehrten Forschers, und unsern Bitten war ein überraschender Erfolg beschieden. Endlich richteten wir auf den Rat dieser Freunde ein Gesuch an die hohe Regierung des Kantons Glarus, und auf ihren Antrag beschloss der Landrat des Kantons einen Beitrag von Fr. 5000.

Dank der grossen Beisteuern von 16 nicht genannt sein wollenden Freunden der Geologie im Glarnerland, der Unterstützung durch die glarnerischen wissenschaftlichen und alpinen Vereine (Naturforschende Gesellschaft des Kantons Glarus, Technischer Verein des Kantons Glarus, Sektion Tödi des S. A. C., Sektion Glarus des Schweizerischen Frauen-Alpenclubs), der schon erwähnten Gabe des Kantons Glarus und endlich auch dank einer Zuwendung eines altbewährten Gönners der Geologischen Kommission erreichte die Geschenksammlung für den Druck des Werkes von J. Oberholzer im Mai und Juni des Jahres 1930 die hohe Summe von Fr. 27,700. Die Bitten unserer Kommission hatten einen Widerhall gefunden, der die kühnsten Hoffnungen weit übertraf. Zusammen

mit dem von der Kommission in Aussicht genommenen Kostenanteil lag die für die Drucklegung des Werkes vorgesehene Summe bereit; der Beschluss der lieferungsweisen Herausgabe fiel dahin, es konnte die Publikation des Werkes als ein grosses Ganzes begonnen werden.

Es ist den Unterzeichneten tiefes Bedürfnis, an dieser Stelle dem Kanton Glarus, den vielen Freunden im Glarnerland und den genannten glarnerischen Vereinigungen den tiefgefühlten Dank der Geologischen Kommission auszusprechen. Wohl noch selten hat in unserm Lande eine wissenschaftliche Bestrebung eine so umfassende Unterstützung gefunden. Durch die Mithilfe an der Herausgabe des monumentalen Werkes haben Behörden und Private sich ein unvergängliches Verdienst um die Förderung der Wissenschaft in unserm Vaterlande erworben. Möge das leuchtende Beispiel, das das Glarnerland gegeben hat, weiten Kreisen bekannt werden und Nachahmung finden.

Wir können dieses Vorwort nicht schliessen, ohne auch dem Autor, Herrn Dr. h. c. Jakob Oberholzer den herzlichen Dank der schweizerischen wissenschaftlichen Kreise, im besondern der Geologischen Kommission auszusprechen. Was Herr Oberholzer in jahrzehntelanger, unermüdlicher Arbeit an Beobachtungen zusammengetragen hat, ist in seinem Werk in vollendeter Form wiedergegeben. Das klassische Gebiet der Glarner Überschiebungen, das seit den Zeiten Arnold Eschers von der Linth immer und immer wieder die Geologen zu bannen wusste, hat durch Oberholzers «Geologie der Glarneralpen» die erhoffte zusammenfassende Darstellung gefunden, auf der künftige, ins letzte Detail gehende Forschung aufbauen kann. Der klar gefasste Text, der sich zur Aufgabe stellt, in erster Linie das Tatsächliche festzuhalten, und der bewusst das Theoretische zurücktreten lässt, ist begleitet von einem Atlas prachtvoller geologischer Profile und Ansichten, die nach Originalzeichnungen des Autors in etwas verkleinerter Wiedergabe photolithographiert wurden. In ihrer mustergültigen Klarheit werden sie weithin Zeugnis ablegen von der in unserm Lande gepflegten zeichnerischen Darstellung geologischer Beobachtung.

Zum Schluss seien noch einige Angaben über den Gang der Drucklegung des Werkes angefügt. Aus technischen Gründen wurde zuerst mit dem Druck der farbigen Tafeln begonnen, deren Erstellung erfahrungsgemäss längere Zeit beansprucht. Die Drucklegung der Profile und Ansichten des Atlasbandes erfolgte im Zeitraum 1931 bis Mitte 1933 durch die Graphische Anstalt Wassermann & Co. in Basel, die der schwierigen Arbeit grosses Verständnis und Sorgfalt angedeihen liess. Den Text erstellte von 1932 bis Frühjahr 1933 die Druckerei Stämpfli & Cie. in Bern, die unsern Wünschen und Anforderungen in jeder Weise Rechnung zu tragen verstand. Die Anordnung, Drucklegung und Korrektur der Tafeln und des Textes lag, soweit nicht der Autor beratend und helfend eingriff, ganz in den Händen des 1. Adjunkten der Geologischen Kommission, Dr. Peter Christ, der keine Mühe scheute, die Arbeit zu gutem Ende zu führen. Allen diesen Helfern ist die Geologische Kommission zu aufrichtigem Danke verpflichtet.

Für den Inhalt des Textes und die geologische Darstellung in Profilen und Ansichten ist der Verfasser allein verantwortlich.

Und nun möge das Werk hinausgehen und zu den alten Freunden der Geologie des Glarnerlandes viele neue werben.

Zürich und Basel, im Februar 1933.

Für die Geologische Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft:

sig. Dr. **Albert Heim,** a.-Prof.
Alt- und Ehrenpräsident.

Dr. **A. Buxtorf,** Prof.
Präsident.

Vorwort des Verfassers.

Zu Anfang der neunziger Jahre des vorigen Jahrhunderts begann ich mich lebhaft für die Geologie der Berge in der Umgebung von Glarus zu interessieren, wo ich mein Arbeitsfeld als Lehrer gefunden hatte. Ich studierte die wichtigsten der damals vorhandenen geologischen Werke über die Glarneralpen, vor allem Albert Heims «Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die Monographie der Tödi-Windgällenkette» und seine «Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein», ferner Baltzers «Glärnisch, ein Problem alpinen Gebirgsbaues». Ich erkannte jedoch, dass meine schulmässige geologische Vorbildung nicht ausreichte, um gestützt hierauf und auf die aus der Literatur geschöpften Kenntnisse mit Erfolg eigene geologische Beobachtungen und Untersuchungen durchführen zu können. Der Weg hierzu wurde mir geöffnet, als ich im Winter 1893/94 mit Herrn Professor Heim in Zürich in persönlichen Verkehr trat. Er beantwortete bereitwillig meine auf geologische Beobachtungen in der Umgebung von Glarus bezüglichen Fragen und gestattete mir, an den geologischen Exkursionen teilzunehmen, die er mit seinen Studenten in die Glarnerberge ausführte. So wurde ich allmählich in die geologische Beobachtung eingeführt. Meine ersten Forscherfreuden erlebte ich, als im Herbst 1894 Herr Professor Heim mir Gelegenheit gab, zu untersuchen, ob der kurz vorher von ihm entdeckte alte Bergsturz von Glärnisch-Guppen von Moränen bedeckt sei, und in verstärktem Masse, als ich im Anschluss hieran auf seine Anregung die Bergsturzmassen im Ausgange des Klöntales und diejenigen des Oberseetales studierte.

Kurz vor dem Abschluss meiner Arbeit über die prähistorischen Bergstürze in den Glarneralpen, im Frühjahr 1900, hatte sich als sichere Tatsache herausgestellt, dass das Felsband, das sich am Ostfusse des Glärnisch vom Stöckli bei Glarus bis zum Luchsingertobel verfolgen lässt und bisher als Bestandteil des Flysch-Muldenkerns der «Glarner Doppelfalte» betrachtet worden war, eine aus Trias, Jura, Kreide und Eocän bestehende, auf Flysch ruhende normale Schichtfolge darstellt (vgl. **155,** Oberholzer, 1900, Nachschrift von Alb. Heim). Da diese Tatsache sich nur schwer mit der damals noch von Alb. Heim vertretenen Theorie der Glarner Doppelfalte vereinen liess, da ferner Rothpletz in seinem kurz vorher erschienenen Werke: «Das geotektonische Problem der Glarneralpen» und in einigen andern schon in früheren Jahren veröffentlichten Aufsätzen Heims Auffassung der Tektonik der Glarneralpen lebhaft angegriffen und im Gegensatz zur Doppelfaltentheorie die Ansicht vertreten hatte, am Aufbau der Glarneralpen seien mehrere übereinanderliegende grosse Überschiebungsmassen beteiligt, erschien zur Abklärung der geologischen Streitfragen eine neue detaillierte geologische Aufnahme der Glarnerberge dringend notwendig. Es lag nahe, die Neuaufnahme mit der Glärnischgruppe zu beginnen, da ich im Frühjahr 1900 den Glärnischfuss mit dem oben erwähnten Felsband zwischen der Guppenrunse und dem Luchsingertobel bereits eingehend untersucht hatte. Auf Wunsch von Herrn Professor Heim begann ich in diesem Jahre mit der geologischen Kartierung des Blattes Linthal in 1 : 50,000. Die Arbeit wurde anfänglich in seinem privaten Auftrag und vom Jahre 1902 an im Auftrag der Schweizerischen Geologischen Kommission ausgeführt.

Da es sich bald zeigte, dass ein volles Verständnis der Tektonik der Glärnisch-Ortstockgruppe nur auf Grund regional ausgedehnter Beobachtungen und im Rahmen eines tektonischen Gesamtbildes der Glarneralpen sich gewinnen lasse, wurden von Anfang an auch die angrenzenden Gebiete in den Bereich der Beobachtung gezogen. Im Laufe der Jahre wurde der Kreis der Untersuchung immer weiter ausgedehnt. Als Ergebnis der geologischen Aufnahme konnte im Jahr 1910 die «Geologische

Karte der Glarneralpen» von der geologischen Kommission publiziert werden. Die Untersuchung fiel zeitlich zusammen mit dem Siegeslauf der neuen alpinen Deckenlehre, die 1902 mit Lugeons Abhandlung: «Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse» zum Durchbruch kam und einen neuen glänzenden Aufschwung der Alpengeologie einleitete. Die Ergebnisse meiner Untersuchung standen von Anfang an im besten Einklang mit der neuen Lehre, und es gereicht mir zur Freude, auch einige Bausteine zu dem grossen wissenschaftlichen Gebäude beigetragen zu haben, das von einer grossen Schar von Forschern aufgerichtet worden ist.

Während meine Aufnahmen in den Bergen des Glarnerlandes ihrem Abschlusse sich näherten, arbeiteten zwei Schüler Heims in der östlichen Fortsetzung der Glarneralpen: K. Tolwinski untersuchte die Grauen Hörner und M. Blumenthal die Segnes-Ringelkette und den Calanda. Um ihre Aufnahmen in einer grössern, die ganzen östlichen Glarneralpen zwischen dem Linthgebiet und dem Rheintal umfassenden geologischen Karte veröffentlichen zu können, beauftragte mich die geologische Kommission mit der geologischen Kartierung des zwischen den Untersuchungsgebieten jener beiden Forscher und meinem bisherigen Arbeitsfeld liegenden Berglandes, also des Gebietes zwischen dem Walensee-Seeztal und dem Weisstannental und des westlich von der Linie Weisstannen-St. Martin liegenden Teiles der Grauen Hörner. Ich führte die Aufnahme in den Jahren 1908—1911 durch. Vor dem definitiven Druck der Karte stellte sich die unangenehme Tatsache heraus, dass der Flysch, der in diesem Gebiete eine grosse Rolle spielt, von den drei Mitarbeitern wegen mangelnder gegenseitiger Fühlungnahme verschieden beurteilt worden war, weshalb auf den Grenzen der drei Aufnahmegebiete eine und dieselbe Flyschabteilung verschieden dargestellt war. Da ein Ausgleich der Beobachtungen wegen Abwesenheit meiner beiden Mitarbeiter in Ostindien unmöglich war, musste der Druck der Karte sistiert werden, und die geologische Kommission beauftragte mich, den Flysch in den Aufnahmegebieten von Blumenthal und Tolwinski zu revidieren und in Übereinstimmung mit der in der geologischen Karte der Glarneralpen durchgeführten Gliederung zu kartieren. Später wurde der Auftrag dahin erweitert, es sei das ganze Kartengebiet einer Revision zu unterziehen, da sich während der Flyschuntersuchung herausstellte, dass auch die Aufnahme im Gebiet des Mesozoikums da und dort verbesserungsfähig war. Die im Jahr 1913 begonnene Revisionsarbeit zog sich bis zum Jahr 1920 hin, hauptsächlich weil meine Aufnahmen für die gemeinsam mit Herrn Dr. Arnold Heim bearbeitete Geologische Karte der Alviergruppe grösstenteils auch in diesen Zeitraum fielen, ferner wegen der Grösse des Kartengebietes und weil die Aufnahme südwärts über den Rahmen der Arbeit Blumenthals hinaus bis auf den Südrand des Rheintales ausgedehnt wurde, um einmal das ganze Gebiet des Flimser Bergsturzes zu einer einheitlichen kartographischen Darstellung bringen zu können.

Tolwinski und Blumenthal haben schon in den Jahren 1910—1912 ihren Untersuchungen in den Grauen Hörnern und im Ringel-Calandagebiet die erläuternden Texte nachfolgen lassen in der Voraussetzung, dass ihre Aufnahmen in der projektierten geologischen Karte unverändert zum Abdruck kommen werden. Nachdem nun diese Karte auf Grund meiner Revisionsaufnahme gedruckt worden ist, decken sich jene Texte nicht mehr vollständig mit der Darstellung in der Karte. Es erschien mir darum notwendig, in der vorliegenden Arbeit die geologischen Verhältnisse jener Gebiete nochmals zu besprechen, wenn auch, abgesehen vom Flysch, meine Untersuchungsergebnisse im grossen ganzen mit den Darstellungen von Tolwinski und Blumenthal übereinstimmen.

Leider erscheint die vorliegende Arbeit sehr verspätet, 10—20 Jahre nach den geologischen Karten, zu denen sie den erläuternden Text bilden soll. Starke Belastung mit Berufsarbeit und andern Verpflichtungen, objektive und subjektive Hemmungen, namentlich auch der Umstand, dass ich bisher über manche Fragen tektonischer und stratigraphischer Natur keine volle Klarheit erlangen konnte und immer noch hoffte, durch neue Beobachtungen eine Lösung zu finden, sind schuld an der starken Verzögerung.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, dankbar der Personen zu gedenken, die mich bei der Durchführung meiner Aufgabe unterstützt haben. Das Hauptverdienst am Zustandekommen der Arbeit gebührt dem Altmeister der Schweizer Geologen und langjährigen Präsidenten der Schweizerischen Geologischen Kommission, Herrn Professor Dr. Albert Heim in Zürich, mit dem ich seit 37 Jahren

in wissenschaftlichem und freundschaftlichem Verkehr stehe. Er gab nicht nur den Anstoss zu den Untersuchungen, deren Resultate hier vorliegen, sondern verfolgte sie während ihrer ganzen Dauer mit seinem warmen Interesse und unterstützte den Verfasser aus dem reichen Schatze seiner Kenntnisse und Erfahrungen mit Rat und Tat. Zu meinen schönsten Erinnerungen gehören die Exkursionen, die wir gemeinsam in einzelne besonders interessante Teile meines Untersuchungsgebietes ausführten, z. B. die Exkursionen vom 6.—9. August 1906 nach dem Panixerpass, über die Sether Furka, nach Alp Ranaska und auf den Flimserstein und die Exkursion vom 5. und 6. August 1905 in das Gebiet der Griesstockdecke zwischen der Klausenpasshöhe und dem Griesstockgipfel. Die Begeisterung, die von seiner Persönlichkeit suggestiv auf mich überstrahlte, verlieh mir die Energie, die nötig war, um die grosse Aufgabe neben meiner Berufsarbeit zu Ende zu führen. Von grossem Einfluss auf die Gestaltung meiner Arbeit wurde auch mein langjähriger Verkehr mit seinem Sohne, Herrn Dr. Arnold Heim. Ich verdanke ihm namentlich eine Vertiefung der stratigraphischen Kenntnisse und lernte dabei, wie interessant und wichtig das Studium der Faciesveränderungen ist. Seine überaus eingehende Darstellung der Stratigraphie von Jura, Kreide und Tertiär der Churfirsten-Mattstockgruppe diente mir als Vorbild bei der Ausarbeitung der Stratigraphie meines Untersuchungsgebietes, wobei ich freilich zum voraus auf ebenso grosse Gründlichkeit verzichten musste. Dankbar gedenke ich auch des leider inzwischen verstorbenen Herrn Professors Dr. L. Rollier in Zürich, der sich der grossen Mühe unterzogen hatte, den Grossteil der von mir gesammelten, oft schlecht erhaltenen Petrefakten zu bestimmen.

Das Hauptziel meiner Arbeit war die Erstellung der geologischen Karten und in Verbindung damit die Abklärung der tektonischen Verhältnisse und der Grundzüge der Stratigraphie meines Untersuchungsgebietes. Auf manche andere Aufgaben, die ebenfalls zur gründlichen geologischen Erforschung eines Gebietes gehören, musste ich aus Mangel an Zeit und der dafür nötigen Kenntnisse verzichten. Mikroskopische Gesteinsuntersuchung musste ich völlig unterlassen, die Erzlagerstätten wurden nicht eingehend untersucht und ebenso können die Petrefaktenverzeichnisse nicht auf Vollständigkeit Anspruch machen. Zukünftiger Forscherarbeit muss die Ausfüllung mancher Lücke überlassen werden.

Glarus, den 9. Oktober 1931.

Jakob Oberholzer.

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Vorwort der geologischen Kommission III
Vorwort des Verfassers V
Inhaltsverzeichnis VIII
Verzeichnis der Textfiguren XIV
Inhaltsverzeichnis der Tafeln (Atlas) XVI
Literaturverzeichnis XIX
Einleitung. Das Untersuchungsgebiet. Historisches 1

I. Teil.

Tektonik.

Autochthones Gebiet und Deckengebirge 5

A. Das autochthone Gebirge.

I. Das Aarmassiv 6
II. Der Sedimentmantel des Aarmassivs 7
1. Linthal-Kistenpass 7
2. Ladral-Panixertal 9
3. Clariden-Windgällenkette 11
4. Taminagebiet 13
5. Das autochthone Gebiet zwischen Felsberg und Trins 15
6. Die Malm-Kreidefalten der Ringel-Segneskette 19
a) Östlicher Teil der Ringelkette 19
b) Moorkopf-Crap Matts 21
c) Lavadignas 22
d) Culm da Sterls-Surcruns 24
e) Der Flimserstein 25
7. Die Malm-Kreidefalten der Calandakette . 29
8. Parallelisierung der Falten der Ringelkette und des Calanda 37
9. Die Drachenbergüberschiebung 38
10. Die Tscheppfalte in der Vorabkette . . . 40
11. Die Tscheppfalte im Gebiet zwischen Panixerpass und Kistenpass 43
12. Die parautochthonen Falten der Claridenkette 45
a) Die Hohen Faulendecke 45
b) Die Griesstockdecke 45

B. Das Deckengebirge.

I. Die Decken der Claridenkette 48
1. Die Glarnerdecke in der Claridenkette . . 48
a) Der Kammerstockgipfel 48
b) Gemsfayrenstock und Rotstock . . . 49

Seite

2. Die Kammlistockdecke 50
3. Die verschürften Kreide- und Eocänschuppen auf der Nordseite der Claridenkette 55
4. Der Lochseitenkalk des Klausenpass-Claridengebietes 57
5. Phasen der Faltung 59
II. Die Glarnerdecke in der Glärnisch-Ortstockgruppe 59
III. Tektonik der Schild-Mürtschengruppe 64
1. Tektonische Übersicht 64
a) Die Glarnerdecke 64
b) Die Mürtschendecke 65
c) Die verkehrte Malm-Kreidemasse am Westfuss des Fronalpstocks 67
d) Das Netstaler Malmfenster 68
e) Die Säntisdecke 68
2. Besondere tektonische Erscheinungen der Glarnerdecke 69
a) Faltungen und Bruchüberschiebungen . 69
b) Das Kreide-Eocänfenster von Plattenalp 74
3. Besondere tektonische Erscheinungen der Mürtschendecke 75
a) Die Mürtschenstockfalten 75
b) Sekundäre Faltung im Gewölbekern der Fronalpstockfalte 76
c) Sekundäre Faltung in der Trias südlich vom Alpfirzstock 77
d) Brüche 78
IV. Die Mürtschendecke auf der Westseite des Linthtales 81
1. Die Mürtschendecke in der Glärnischkette 81
2. Die Mürtschendecke in der Wiggisgruppe 84
V. Die Wagetenkette 87
VI. Die Axendecke auf der Westseite des Linthtales 90
1. Tektonischer Überblick 90
2. Faltung und Brüche 93
a) Ortstock-Märenbergkette 93
b) Karrenalp und Faulenkette 96
c) Glärnisch und Deyenkette 101
VII. Die obern Zweigdecken der Axendecke . . . 104
1. Die Bächistockdecke des Glärnisch . . . 104
2. Tektonik des Gassenstockgrates und des Kratzerengrates 108
3. Tektonik des Silberngebietes 109
4. Die Toralpdecke 115

Seite

5. Die Erscheinungen am Westrand des Silberngebietes 116
6. Axialgefälle im Silberngebiet 116
7. Die Brüche im Silbern- und Kratzerngratgebiet 117
8. Die Bächistockdecke in der Deyenkette . 119

VIII. Die Braunwalder Zwischendecken 120

IX. Die Säntis-Drusbergdecke in der Wiggisgruppe 123

1. Allgemeines 123
2. Die Säntisdecke 125
3. Die Rädertendecke 127
4. Die Drusbergdecke 130
5. Brüche 131
6. Die Richisauer Zwischendecke 133

X. Der Deckenbau der Kärpfgruppe 136

1. Glarnerdecke und Mürtschendecke 136
2. Die Axendecke in der Kärpfgruppe . . . 143

XI. Tektonik der Magereu-Guschagruppe 144

1. Deckengliederung 144
   a) Abgrenzung von Glarner- und Mürtschendecke 144
   b) Die tektonische Stellung des Lias in der Magereu-Guschagruppe 147
2. Der tektonische Zusammenhang der Magereu-Guschagruppe mit der Churfirsten-Alviergruppe 151
3. Faltungen in der Magereu-Guschagruppe . 152
4. Axialgefälle in der Magereu-Guschagruppe 162

XII. Die helvetischen Deckenreste in den Grauen Hörnern 162

XIII. Die Deckenreste über dem Scheitel und auf der Südabdachung des Aarmassivs 166

XIV. Die Wildflyschdecke 170

1. Kritik der früheren Anschauungen über die Tektonik des Glarnerflysches 170
2. Der Wildflysch als eingewickelte Decke . 173
3. Verbreitung der Wildflyschdecke 175
4. Die Diskordanz zwischen dem Wildflysch und seinem Liegenden 177
5. Die tektonische Stellung der Blattengratschichten 180
6. Faltungen der Wildflyschdecke 180

XV. Tektonik des helvetischen Flysches der Hausstock-Vorabkette 181

XVI. Tektonische Stellung der Leistmergel von Oberurnen 184

XVII. Übersicht über die tektonischen Einheiten der Glarneralpen 186

XVIII. Die tektonische Stellung des Lochseitenkalks. 190

XIX. Die Längsprofile der Glarneralpen 194

Seite

II. Teil.

Stratigraphie.

I. Verrucano.

1. Benennung 197
2. Geologisches Alter 198
3. Gesteinsarten 199
   a) Eruptivgesteine 199
      1. Allgemeines 199
      2. Basische Eruptivgesteine 200
      3. Saure Eruptivgesteine 205
   b) Sedimentgesteine 206
      1. Konglomerate 206
      2. Sandsteine 208
      3. Tonschiefer 208
4. Einzelprofile und Faciesänderungen 210
   a) Autochthones Gebiet und Vorab-Tscheppdecke 210
   b) Glarnerdecke 211
      1. Schildgruppe 211
      2. Kärpfgruppe 211
   c) Mürtschendecke 212
      1. Schild-Mürtschengruppe 212
      2. Ostseite des Murgtales 213
      3. Spitzmeilen-Guschagruppe 213
      4. Kärpfgruppe 214
      5. Glärnischgruppe 215
      6. Graue Hörner 215
      7. Vorab-Segnes-Ringelkette 215
   d) Axendecke 216
   e) Hauptergebnisse 216
5. Die Kupfererze im Verrucano 217
6. Entstehung des Verrucanos 217
7. Landschaftlicher Charakter 218
8. Technische Verwendung 218

II. Trias.

1. Gliederung und Alter 219
2. Melsersandstein 220
   a) Benennung und stratigraphische Stellung . 220
   b) Spezialprofile 220
      1. Mürtschendecke 220
      2. Glarnerdecke 222
      3. Autochthones Gebiet 223
   c) Die Diskontinuität an der Basis des Melsersandsteins 225
3. Die Rötigruppe (Rötidolomit und Rauhwacke) 225
   a) Spezialprofile 226
      1. Autochthones Gebiet 226
      2. Glarnerdecke 226
      3. Mürtschendecke 226
         a) Normalprofil 226
         b) Die Rötigruppe in den Grauen Hörnern 228
         c) Erstes Auftreten der Rauhwacke . . 230
      4. Axendecke 231
   b) Entstehung der Rauhwacke 232

Seite

4. Quartenschiefer 232
a) Benennung 232
b) Spezialprofile 233
1. Autochthones Gebiet. 233
2. Glarnerdecke 234
3. Mürtschendecke 235
4. Axendecke 236
c) Die stratigraphische Lücke im Dache der Quartenschiefer 237
5. Landschaftlicher Charakter der Trias 238
6. Technische Verwendung 238

III. Jura.

A. Lias 238
a) Historisches. Gliederung und Benennungen . 238
b) Spezialprofile. 240
1. Autochthones Gebiet 240
2. Glarnerdecke. 240
3. Mürtschendecke 240
a) Magereukette 241
b) Guschagruppe. 244
c) Lias bei Wangs. 245
4. Axendecke. 245
a) Kärpfgruppe 245
b) Glärnisch-Ortstockgruppe. 245
c) Vorab-Hausstockgebiet. 249
5. Säntisdecke 249
c) Faciescharakter und Faciesänderungen . . . 250
d) Die Diskontinuitäten 250
1. Diskontinuität zwischen Trias und Jura . 250
2. Diskontinuität zwischen mittlerem und oberem Lias 251
e) Landschaftlicher Charakter 251
f) Technische Verwendung 251

B. Dogger. 251
a) Gliederung und Benennungen 251
b) Spezialprofile. 252
1. Autochthones und parautochthones Gebiet 252
2. Glarnerdecke. 254
3. Mürtschendecke 255
a) Schildgruppe 255
b) Magereu-Guschagruppe. 257
c) Glärnisch-Ortstockgruppe. 259
4. Axendecke. 260
5. Säntisdecke 266
c) Faciescharakter. 266
d) Facieszonen und Faciesänderungen 266
e) Landschaftlicher Charakter 267
f) Technische Verwendung 267

C. Malm 268
1. Gliederung, Benennungen, geologisches Alter. 268
2. Schiltschichten (Argovien) 269

Seite

a) Gliederung. 269
b) Spezialprofile 269
1. Autochthones und parautochthones Gebiet 269
2. Glarnerdecke 270
3. Mürtschendecke 271
4. Axendecke 272
5. Säntis-Drusbergdecke. 275
c) Faciescharakter und Faciesänderungen . . 275
3. Quintnerkalk, Korallenkalk und Zementsteinschichten (Sequanien, Kimmeridgien und Portlandien) 276
a) Gesteinscharakter. 276
b) Spezialprofile 276
1. Autochthones Gebiet. 276
a) Linthgebiet 276
b) Taminagebiet 277
2. Parautochthone Falten 278
3. Wagetenkette 279
4. Glarnerdecke 280
5. Mürtschendecke 280
6. Axendecke 283
7. Säntis-Drusbergdecke. 286
c) Faciescharakter. 286
d) Facies- und Mächtigkeitsänderungen . . . 286
e) Landschaftlicher Charakter 287
f) Technische Verwendung. 287

IV. Kreide.

A. Valendisstufe (Valangien im weitern Sinne). . . 288
Historisches. Gliederung 288
1. Öhrlimergel und Öhrlikalk 289
a) Spezialprofile. 289
1. Autochthones Gebiet. 289
2. Parautochthone Falten. 290
3. Wagetenkette 291
4. Glarnerdecke 291
5. Mürtschendecke 293
6. Axendecke 295
7. Säntis-Drusbergdecke. 298
b) Facies. 299
c) Faciesänderungen. 299
d) Landschaftlicher Charakter 300
e) Technische Verwendung. 300
2. Valangienmergel und Valangienkalk . 300
a) Spezialprofile 300
1. Autochthones Gebiet 300
a) Linthgebiet 300
b) Taminagebiet 301
2. Parautochthone Falten 301
a) Westliches Gebiet 301
b) Östliches Gebiet. 301

Seite

3. Wagetenkette 303
4. Glarnerdecke 303
5. Mürtschendecke 303
6. Axendecke 304
7. Obere Zweigdecken der Axendecke . . . 306
8. Säntisdecke 307
a) Thurgruppe 307
b) Kerenzerberg 308
c) Wiggisgruppe 309
9. Rädertendecke 310
10. Drusbergdecke 311

b) Facies 312
c) Faciesänderungen 313
d) Landschaftlicher Charakter 314
e) Technische Verwendung 314

B. Neocomien 314
Kieselkalk, Altmannschichten, Drusbergschichten (Hauterivien und unteres Barrémien) 314
a) Benennung, Gliederung und geologisches Alter 314
b) Spezialprofile 316
1. Autochthones Gebiet 316
2. Parautochthone Falten 317
3. Wagetenkette 319
4. Glarnerdecke 320
5. Mürtschendecke 322
6. Axendecke 325
7. Obere Zweigdecken der Axendecke . . . 328
a) Bächistockdecke 328
b) Untere und obere Silberndecke . . . 329
8. Säntisdecke 329
9. Rädertendecke 332
10. Drusbergdecke 333
c) Zusammenstellung der Faciesänderungen . . 335
1. Kieselkalk 335
2. Echinodermenbreccie 336
3. Altmannschichten 336
4. Drusbergschichten 337
d) Landschaftlicher Charakter 338
e) Technische Verwendung 338

C. Schrattenkalk (oberes Barrémien und unteres Aptien) 339
a) Gliederung, Benennung, Historisches 339
b) Spezialprofile 340
1. Autochthones Gebiet 340
a) Linthtal und Kistenpass 340
b) Taminagebiet 341
2. Parautochthone Falten 342
a) Griesstockdecke 342
b) Deckfalten der Segnes-Ringelgruppe . . 342
c) Falten des Calanda 342
3. Wagetenkette 343
4. Glarnerdecke 344
a) Schildgruppe 344
b) Glärnisch-Ortstockgruppe 345
c) Kammerstock 346

Seite

5. Mürtschendecke 346
a) Schildgruppe 346
b) Wiggisgruppe 347
6. Axendecke und deren obere Zweigdecken . 348
7. Säntis-Drusbergdecke 351
a) Säntis und Churfirsten-Alvierkette . . 351
b) Wiggis-Drusberggruppe 351
1. Säntisdecke 351
2. Rädertendecke 352
3. Drusbergdecke 354
c) Faciescharakter 355
d) Facies- und Mächtigkeitsänderungen 355
e) Landschaftlicher Charakter 357
f) Technische Verwendung 357

D. Gault 357
a) Historisches, Gliederung, Benennungen . . . 357
b) Spezialprofile 359
1. Autochthones Gebiet 359
a) Linthgebiet 359
b) Taminagebiet 360
2. Parautochthone Falten 360
a) Linthgebiet 360
b) Segnes-Ringelgebiet 361
c) Calandakette 361
3. Glarnerdecke 362
4. Mürtschendecke 363
5. Axendecke 365
6. Obere Zweigdecken der Axendecke 366
7. Säntisdecke 368
a) Gebirge nördlich vom Walensee-Seeztal 368
b) Wiggisgruppe 369
8. Rädertendecke 370
9. Drusbergdecke 372
c) Faciescharakter 373
d) Facies- und Mächtigkeitsänderungen 374
e) Diskontinuitäten 376
f) Landschaftlicher Charakter 378
g) Technische Verwendung 378

E. Seewerschichten 378
a) Gliederung, Benennungen und geologisches Alter 378
b) Spezialprofile 379
1. Autochthone Falten 379
a) Linthgebiet 379
b) Taminagebiet 380
2. Parautochthone Falten 381
a) Linthgebiet 381
b) Gebiet östlich vom Segnespass 381
3. Wagetenkette 382
4. Glarnerdecke 382
5. Mürtschendecke 383
6. Axendecke und deren obere Zweigdecken . 384
7. Säntis-Drusbergdecke 384
a) Thurgruppe 384
b) Wiggis-Drusberggruppe 384
1. Säntisdecke 384
2. Rädertendecke 385
3. Drusbergdecke 385

Seite

c) Faciescharakter 386
d) Facies- und Mächtigkeitsänderungen 386
e) Landschaftlicher Charakter 387
f) Technische Verwendung 387
F. Amdenerschichten (Senon) 387
a) Geologisches Alter, Gliederung, Benennungen 387
b) Spezialprofile 388
1. Säntisdecke 388
2. Rädertendecke 388
3. Drusbergdecke 389
4. Ringelkette 389
5. Der Leistmergelzug Trebsental-Oberurnen 390
c) Faciescharakter 391
d) Faciesänderungen 392
e) Landschaftlicher Charakter 392
G. Wangschichten (Danien) 393

V. Nummuliten- und Flyschbildungen.

Historisches, Gliederung 393
A. Nummuliten- und Flyschbildungen der helvetischen Facies 396
1. Bürgenschichten 396
a) Spezialprofile 396
1. Autochthones Gebiet. 396
2. Parautochthone Falten 401
a) Claridenkette und Hausstockgebiet . 401
b) Wagetenkette 403
c) Segnes-Ringelgruppe 403
3. Glarnerdecke 406
4. Mürtschendecke 407
5. Axendecke und Silberndecke 408
6. Säntis-Drusbergdecke. 410
b) Facies. 411
c) Faciesänderungen 412
d) Landschaftlicher Charakter 413
e) Die Diskontinuität zwischen Mesozoikum und Eocän 413
2. Globigerinenmergel (Stadschiefer, untere Flyschmergel). 414
3. Flyschsandstein und Dachschiefer . . 416
a) Gliederung und Gesteinscharakter 416
b) Spezialprofile und Faciesänderungen . . . 417
c) Die Oligocän-Transgression 420
d) Die Fauna der Dachschiefer. 420
e) Faciescharakter 421
f) Technische Verwendung. 421
1. Pflastersteinbrüche 421
2. Die Dachschieferbrüche. 422
B. Nummuliten- und Flyschbildungen der ultrahelvetischen Facies 423
I. Blattengratschichten 423
1. Verbreitung und Gesteinsbeschreibung. . . . 423
2. Fossilien 425
3. Stratigraphische und tektonische Stellung der Blattengratschichten 426

Seite

II. Der Wildflysch (und seine Einschlüsse) . . 427
a) Historisches, lithologischer Charakter und Verbreitung 427
b) Gesteinsarten. 429
1. Dunkelgraue Mergelschiefer. 429
2. Dachschieferartige Tonschiefer 432
3. Fucoidenschiefer. 432
4. Fucoidenkalk 433
5. Helminthoidenschiefer 434
6. Rote Mergel 434
7. Sandsteine 434
8. Kieselkalk und Sandkalk 436
9. Quarzite 437
10. Breccien und Konglomerate 438
11. Exotische kristalline Blöcke 439
12. Nummulitenschichten 441
a) Nummulinen- und Lithothamnienkalk. 441
b) Assilinengrünsand 445
c) Grober Quarzsandstein mit Nummuliten 447
13. Mesozoische Gesteine der Wildflyschdecke 448
a) Rötidolomit 448
b) Malmartiger Kalk 448
c) Seewerartiger Kalk. 450
d) Leistmergel mit Assilinengrünsand . . 452
c) Lithologischer Charakter der Wildflyschgebiete 454
1. Wildflysch im nördlichen Teil der Wiggisgruppe 454
2. Wildflysch auf der Westseite des hintern Linthtales 455
3. Wildflysch der Kärpfgruppe 456
4. Wildflysch auf der Ostseite des Sernftales 457
5. Wildflysch der Hausstockgruppe 457
6. Wildflysch der Sardonakette 457
7. Wildflysch der Grauen Hörner 459
8. Wildflysch der Calandakette 461
9. Wildflysch der Ringelkette. 462
10. Wildflysch auf der Nordseite des Weisstannentales 462
d) Entstehung des Wildflyschs 463

Anhang zum II. Teil (Abschnitte I—V).

Die Diskontinuitäten der helvetischen Schichtreihe . 465

VI. Molasse 468

III. Teil.

Quartärbildungen.

Erscheinungen der Oberfläche.

A. Die Bildungen der Eiszeit.

I. Moränen 471
a) Die Moränen des Linthgletschers. 471
b) Die Moränen des Rheingletschers 476
c) Die Moränen der Lokalgletscher 480
1. Der Niederurnergletscher 480
2. Der Oberseetalgletscher 482
3. Gletscher von Locheggalp bei Oberurnen 483
4. Der Wäggitalgletscher. 483
5. Der Klöntalgletscher 484

Seite

6. Der Muotagletscher 486
7. Der Urnerbodengletscher 487
8. Lokalgletscher auf der Ostseite der Glärnisch-Ortstockkette 489
   a) Der Braunwaldgletscher 489
   b) Der Bösbächi-Oberblegigletscher . . . 490
   c) Der Nidfurnergletscher 492
   d) Der Guppengletscher 492
9. Gletscher auf der Ostabdachung der Claridenkette 492
10. Die Rückzugsmoränen des Linthgletschers im Sandalpgebiet 492
11. Der Limmerngletscher 493
12. Der Gletscher von Gutbächialp 493
13. Der Durnachtalgletscher 493
14. Der Diestalgletscher 494
15. Der Niederentalgletscher 494
16. Moränen im Tälchen des Haslerbaches . 495
17. Der Sernfgletscher 495
18. Linksseitige Nebengletscher des Sernfgletschers 496
19. Rechtsseitige Nebengletscher des Sernfgletschers 497
20. Die Lokalgletscher der Schildgruppe . . 499
21. Der Murgtalgletscher 502
22. Der Gletscher von Seewen-Oberterzen . 503
23. Der Schilstalgletscher 504
24. Lokalgletscher auf der Nordostabdachung der Guschagruppe 507
25. Der Seezgletscher 508
26. Der Taminagletscher 510
27. Lokalgletscher auf der Ostseite des Calanda 512
28. Gletscher auf der Südseite der Ringelkette 512
29. Gletscher auf der Südseite der Vorabkette 514

II. Diluviale Breccien 515

III. Diluviale Schotter 516

1. Die Schotter hinter dem Bergsturz von Glärnisch-Guppen 516
2. Das interglaziale Konglomerat von Walenberg 517
3. Deltaschotter östlich von Mollis 517
4. Die fluvioglazialen Schotter bei Mels 518
5. Die alten Schotter im Taminatale 520

IV. Die Schieferkohlen bei Mollis 523

B. Wirkungen der Glazialerosion.

1. Allgemeines über Glazialerosion 523
2. Kleinformen der Glazialerosion: Rundhöcker, Schliffkehlen und Gletscherschliffe 524
3. Inselberge 529
4. Die Kare 530
5. Terrassen und Talstufen 535
   a) Flusserosion oder Glazialerosion 535
   b) Terrassen und Talstufen im Linthtalgebiet 535
   c) Terrassen des Walenseetales 540
6. Die Stufenmündungen der Seitentäler 540

Seite

C. Die Seen.

1. Der Walensee 543
2. Bergsturzseen 543
3. Hochseen 544
   a) Wiggis-Drusberggruppe 544
   b) Glärnisch-Ortstockgruppe 544
   c) Schild-Mürtschenstockgruppe 547
   d) Kärpfgruppe 548
   e) Hausstockgruppe 550
   f) Magereu-Guschagruppe 550
   g) Sardonagruppe 551
   h) Graue Hörner und Ringel-Segnesgebiet . 551

D. Bergstürze.

1. Bergstürze in der Wiggisgruppe 553
2. Bergstürze im Gebiet des Pragelpasses . . . 559
3. Bergstürze im Bisistal 560
4. Bergstürze in der Ortstock- und Silberngruppe 561
5. Bergstürze im Gebiete der Klausenstrasse . 563
6. Bergstürze in der Claridenkette 565
7. Bergstürze in der Hausstock-Sardonagruppe 565
8. Bergstürze in der Kärpfgruppe 567
9. Die Bergstürze bei Glarus 569
10. Bergstürze in der Schild-Mürtschengruppe . 576
11. Bergstürze in der Magereu-Guschagruppe . . 582
12. Bergstürze im Weisstannental 588
13. Felsstürze auf dem Südabhang des Muttentalergrates 591
14. Bergstürze in den Grauen Hörnern 592
15. Bergstürze in der Segnes-Ringelgruppe . . . 593
16. Bergstürze in der Calandakette 595
17. Die grossen Bergstürze im Vorderrheintal zwischen Reichenau und Ilanz 597
   a) Der Bergsturz von Tamins-Reichenau . . 597
   b) Der Flimser Bergsturz 598
18. Die Bündnerschieferstürze am Südrand des Vorderrheintales 608
19. Kleinere Bergstürze vom Flimserstein . . . 609
20. Bergstürze auf der Südseite der Vorabkette . 610

E. Alte Rheinschotter am Ostfusse des Calanda 610

F. Postglazialer Löss 611

G. Schutthalden 612

H. Bachschuttkegel 613

J. Torf 615

K. Quellen 618

L. Karren und Versickerungstrichter 621

Anhang.

Korrekturen und Ergänzungen zur Geologischen Karte der Glarneralpen 623

Verzeichnis der Textfiguren.

Seite

Fig. 1. Faltungen im Malm an der Felswand östlich von Trinsermühle 17
Fig. 2. Trias-Synklinale gegenüber Wackenau am Vorderrhein 17
Fig. 3. Profil am Bach im obersten Teil von Maliens 18
Fig. 4. Synklinale zwischen Orgelnfalte und Panärafalte im Hintergrund von Alp Ramuz 20
Fig. 5. Die Einwicklung der ultrahelvetischen Decke am Stelli bei Untervaz 32
Fig. 6. Die Querfalte im Vordertal am Calanda 33
Fig. 7. Partie aus dem Profil von Vorab-Tscheppdecke und Mürtschendecke auf Alp Ranasca am Ostfuss des Rotstocks 43
Fig. 8. Profil durch die Griesstockdecke nördlich vom Gänglihorn bei Linthal 46
Fig. 9. Profil des Bocktschingels 52
Fig. 10. Profil durch den Grat östlich vom Fisetenpass 56
Fig. 11. Partie aus dem Profil zwischen Klausenpasshöhe und Kämmerli 58
Fig. 12. Profil durch Glarner- und Mürtschendecke am Weg von Stachelberg-Linthal nach Braunwald 61
Fig. 13. Profil durch den mittleren Teil des Tälchens zwischen Roterd und Mürtschenfurkel 71
Fig. 14. Profil im südlichen Zweig des Geissbaches auf Brandalp (Schild) 72
Fig. 15. Der abgesunkene Rötidolomit auf der Murgseefurkel 80
Fig. 16. Aufschluss in der Mürtschendecke im westlichen Teil von Mittelguppen 82
Fig. 17. Profile durch die Überschiebungszone zwischen Mürtschen- und Axendecke bei den Hütten von Achsel am Ostabhang des Geisser 83
Fig. 18. Dogger und Schiltkalk der Mürtschendecke südlich von der Butziruns am Wiggisfuss bei Netstal 86
Fig. 19. Profil durch das Westende des Köpflers oberhalb Ramseli 89
Fig. 20. Profil durch die Basis der Axendecke westlich von Heitmannsegg (Schächental) 91
Fig. 21. Der Hohe Turm, von Nordosten gesehen 96
Fig. 22. Abhang von Hengst und Melchberg gegen das Bisistal 98
Fig. 23. Die Schächentaler Windgälle, vom Balmergrätli aus 99
Fig. 24. Falte im Dogger-Eisensandstein der Axendecke an der Westwand der Gleiterschlucht (Glärnisch) . . . 102
Fig. 25. Profil durch die Felstürme zwischen Blanken und Mittelauern, von Osten gesehen 103
Fig. 26. Profil in der obern Silberndecke am Ostfusse des Bietstocks 113
Fig. 27. Das Torloch im Rätschtal, von Süden gesehen 118
Fig. 28. Profilansicht der Felstürme am Ostrande von Blanken, von Westen gesehen 119
Fig. 29. Profil im Glattwald südlich von Schlattberge-Luchsingen 121
Fig. 30. Nordwand der Scheye, von Rautialp aus gesehen 126
Fig. 31. Breitkamm und Scheye, von Westen 127
Fig. 32. Synklinalumbiegung zwischen Säntisdecke und Rädertendecke am Gipfel des Krautlistocks 127
Fig. 33. Die Muldenumbiegung zwischen Rädertendecke und Drusbergdecke am Ochsenkopf bei Richisau . . . 128
Fig. 34. Überschiebung der Rädertendecke auf Wildflysch im Bach am Südfuss des Bärensoolspitz im Oberseetal 130
Fig. 35. Profil bei Grubi westlich vom Pragelpass 135
Fig. 36. Der Rötidolomitaufschluss in der «Blabruns» auf der Westseite des Niederentales 140
Fig. 37. Diskordanz zwischen Lias, Trias und Verrucano am Breitmantel 148
Fig. 38. Faltung des Lias am Stelli (Flumseralpen) 149
Fig. 39. Die Liasfalte des Sexmor 149
Fig 40. Überschiebung der Tamonserschuppe zwischen Galanseralp und Gadims 152
Fig. 41. Überschiebung der Tamonserschuppe auf die Mürtschendecke im südwestlichen Teil der Mad-Terrasse 153
Fig. 42. Faltung und Clivage im Verrucano am Südostabhang des Gipsgrates 155
Fig. 43. Faltung im Lias am Gipfel des Maskenkamms 157

Seite

Fig. 44. Profil am Westrand des Beckens von Alp Seewen bei Oberterzen 158
Fig. 45. Profile durch die Mürtschendecke auf der linken Seite des Seeztales zwischen Walenstadt und Flums . 160
Fig. 46. Faltung der Trias bei Molveer im Bacheinschnitt zwischen Sexmor und Munzkopf 161
Fig. 47. Profil durch den Kontakt von Molasse und Wildflysch am Niederurnerbach 176
Fig. 48. Der Kontakt von Wildflysch und helvetischen Globigerinenmergeln östlich von Stockboden (Calfeisental) 179
Fig. 49. Faltung im Wildflysch am Heidelpass 181
Fig. 50. Die Taveyannazsandsteinfalten des Schlössliturms an der Westwand des Hausstocks 183
Fig. 51. Profile durch den Melsersandstein 221
Fig. 52. Profil durch den Gipfel des Gamidauerspitz 227
Fig. 53. Profil durch Trias und Dogger der Mürtschendecke am Ostabhang des Alpfirzstocks 229
Fig. 54. Profile durch die Quartenschiefer auf Fässisalp (Glarnerdecke) 233
Fig. 55. Das Quartenschieferprofil am Südostfuss des Spitzmeilen 235
Fig. 56. Schichtfolge des Lias am Magereu 241
Fig. 57. Das Liasprofil von Ober-Fritternalp 247
Fig. 58. Profil durch Trias und Dogger bei Robmen am Ostfuss des Mürtschenstocks 256
Fig. 59. Profil durch den Dogger am Reischiben südlich von Walenstadt 258
Fig. 60. Das Doggerprofil südlich von Bärensol bei Schwarzenbach im Bisistal 264
Fig. 61. Profil von Geissberg am Südabhang des Glatten 265
Fig. 62. Profil durch die Schiltschichten auf der Vordern Schlattalp am Glärnisch 272
Fig. 63. Das Dogger-Malmprofil am Weg aus dem Bisistal nach der Glattalp 274
Fig. 64. Schichtprofil der Torkopffalte am Kistenpassweg oberhalb Baumgartenalp 277
Fig. 65. Das Kreideprofil in der Hangetenrunse östlich von der Wageten 292
Fig. 66. Kreideprofile am Ostabhang des Haldensteiner Calanda 302
Fig. 67. Profil am Südostfuss des Fläschberges (Fluhbrigkette) 312
Fig. 68. Profil an der Kreidewand am Westabhang des Schild oberhalb Ennetbühls 321
Fig. 69. Profil an der Felswand unter dem Britterwald 323
Fig. 70. Die Orbitolinaschichten am Südrand der Schweinrunse auf Heubodenalp 345
Fig. 71. Die Orbitolinaschichten am Nordwestabhang der Silbern 349
Fig. 72. Profil nördlich von der Hütte Oberalpeli (Silbern) 367
Fig. 73. Die Bürgenschichten am Furbach am Weg von Obbord nach Baumgartenalp 397
Fig. 74. Profil durch die Nummulitenschichten am Weg Langwies-Vindels 400
Fig. 75. Profil der Bürgenschichten auf Alp Meer am Panixerpass 402
Fig. 76. Transgression von Assilinengrünsand auf Seewerkalk im Walde unterhalb Bärentros am Schild 407
Fig. 77. Profil am Nordfuss des Deyenstocks 409
Fig. 78. Strukturtypus des Wildflyschs (Sandigen am Westabhang des Gulderstocks) 436
Fig. 79. Exotischer Gneissblock im Wildflysch am Weg südlich von Muttberg bei Ragaz 440
Fig. 80. Die Nummulitenkalkriffe im Wildflysch südlich von Ragaz 441
Fig. 81. Die Nummulitenkalkmassen im Wildflysch am Nägelistock (Kärpfgruppe) 443
Fig. 82. Das Profil von Matonalp 446
Fig. 83. Profil durch die ultrahelvetische Serie bei Mastrils 448
Fig. 84. Profil bei Valbella westlich von Untervaz 449
Fig. 85. Der Zinerspitz in den Grauen Hörnern 451
Fig. 86. Die diluviale Breccie auf dem linken Ufer des Balmentobels (Kunkelstal) 516
Fig. 87. Das epigenetische Taminatobel, von Böden nördlich von Valens aus gesehen 522
Fig. 88. Profil durch das Abrissgebiet des Felssturzes am Landesplattenberg bei Engi 569
Fig. 89. Profil am linken Ufer des Vorderrheins östlich von Sagens 607
Fig. 90. Postglazialer Löss auf dem Flimser Bergsturz bei Tuora 611
Fig. 91. Profil durch die Kärpfbrücke im Niederental 622

Inhaltsverzeichnis der Tafeln (Atlas).

Tafel 1. Geologische Profile durch die Glarneralpen. Profile 1—3.

Tafel 2. Geologische Profile durch die Glarneralpen. Profile 4—6.

Tafel 3. Geologische Profile durch die Glarneralpen. Profile 7—9.

Tafel 4. Geologische Profile durch die Glarneralpen. Profile 10—12.

Tafel 5. Geologische Profile durch die Glarneralpen. Profile 13—15.

Tafel 6. Geologische Profile durch die Glarneralpen. Profile 16—18.

Tafel 7. Legende zu den geologischen Profilen durch die Glarneralpen. Faciesprofile.

Tafel 8. Tektonische Karte der Glarneralpen 1 : 100,000.

Tafel 9. Wiggisgruppe.
Fig. 1. Der nördliche Teil der Räderten-Decke, von Osten.
Fig. 2. Der Köpfler, von Westen.
Fig. 3. Bockmattlistock und Bockmattlikehle, von Westen.
Fig. 4. Die Brüche in der Nordwand der Tierbergkette, von Norden (Brüggler) aus gesehen.
Fig. 5. Die Stirnumbiegung der Räderten-Decke am Bockmattlistock, von Nordosten (Scheidegg) aus gesehen.

Tafel 10. Wiggisgruppe.
Fig. 1. Die Wiggisgruppe, von Nordosten (Durchschlägi bei Amden) aus gesehen.
Fig. 2. Die Brüche am Wannenstockgrat (Räderten-Decke), von Norden aus gesehen.
Fig. 3. Bruch zwischen Wannenstock und Krauter nördlich Richisau (Verkehrter Schenkel zwischen Räderten-Decke und Drusberg-Decke).
Fig. 4. Die Brüche am Krautergrat (Räderten-Decke), von Norden aus gesehen.

Tafel 11. Wiggisgruppe.
Fig. 1. Südabhang von Deyenstock und Wiggiskette, gezeichnet oberhalb Hintersackberg am Nordabhang des Vorderglärnisch.

Tafel 12. Wiggisgruppe.
Fig. 1. Die Wiggisgruppe, von Osten (Grossberg, Ennetberge, am Schild) aus gesehen.
Fig. 2. Der Deyenstockgipfel, von Osten (Blanken) aus gesehen.

Tafel 13. Silberngruppe.
Fig. 1. Die Ostwand der Silbern, von Bächi (Rossmattalp) aus gesehen.
Fig. 2. Die Ostwand der Silbern südwestlich von Klönstalden, vom hintern Schlattalpeli aus gesehen.
Fig. 3. Das Roggenstöckli (1708 m) auf Alp Bödmern (Silberngebiet).
Fig. 4. Der Kratzerngrat, vom Westabhang des Gassenstocks aus.

Tafel 14. Wiggis- und Silberngruppe (Schwarztafel).
Fig. 1. Der alte Felssturz am Südabhang des Brüggler.
Fig. 2. Profile durch die Richisauer-Zwischendecke.
Fig. 3. Profil bei Alpeli am Nordabhang der Silbern.
Fig. 4. Profil durch den Nordabhang der Silbern gegen den Pragelpass. Der Längsbruch von Butzen.

Tafel 15. Glärnischgruppe.
Fig. 1. Die Nordwand der Glärnischkette, als Parallelperspektive aus Nordwesten gezeichnet.

Tafel 16. Glärnischgruppe.
Fig. 1. Die Glärnischgruppe aus Südosten (von der Hasler Schönau, P. 1853) gesehen.
Fig. 2. Vrenelisgärtli und Vorderglärnisch, von Osten (Sooler Achseli, P. 1413) aus.

Tafel 17. Glärnisch- und Ortstockgruppe.

Fig. 1. Der westliche Teil des nördlichen Zweiges der Glärnischkette, von Süden (Drecklochalp) aus.
Fig. 2. Nordostabhang des Geisser (1678 m, westlich Schwanden) gegen Guppenalp Mittelstafel.
Fig. 3. Der Vorderglärnisch, von Nordosten (Hüttenkopf am Schild) gesehen.
Fig. 4. Die Märenbergfalten, von Westen (Ruosalp) aus gesehen.
Fig. 5. Westlicher Teil der Ortstock-Märenbergkette, von Osten (Grat östlich vom Fisetenpass) aus.

Tafel 18. Ortstockgruppe.

Fig. 1. Der Nordgrat des Gassenstocks, von Osten (Zeinentäli) aus gesehen.
Fig. 2. Die Verwerfungen unterhalb Melchberg auf der Ostseite des Bisistales.
Fig. 3. Südostabhang des Ortstocks, vom obern Teil der Auengüter südlich Linthal (ca. 1000 m) aus. (Axen-Decke, Glarner-Decke, Griesstock-Decke, Wildflysch und autochthoner Flysch).
Fig. 4. Der Vordere Eckstock, von Osten (Kneugrat) aus.
Fig. 5. Die Berge im Hintergrund der Glattalp, von Westsüdwesten gesehen.

Tafel 19. Glärnisch- und Ortstockgruppe (Schwarztafel).

Fig. 1. Profil in der Hellrunse unterhalb Schlattberge bei Luchsingen.
Fig. 2. Obere Braunwalder Zwischendecke und Axen-Decke am Ostende des Kneugrates.
Fig. 3. Faltung und Brüche an der Nordwestwand der Faulenkette.
Fig. 4. Das Profil Ruchstöckli-Geissberg östlich vom Ruosalper Kulm.
Fig. 5. Profil in der Hetschisrunse am Ostfusse des Vorderglärnisch, südwestlich von Ruchrüti.
Fig. 6. Profil durch die Glarner-Decke und Mürtschen-Decke im Luchsingertobel.
Fig. 7. Profil durch die Überschiebungszone bei Oberschwendeli westlich von Diesbach.

Tafel 20. Claridengruppe.

Fig. 1. Ostabhang des Kammerstocks, von Gutbächialp Mittler Stafel aus.
Fig. 2. Gemsfayrenstock und Rotstock, von Nordosten gesehen.
Fig. 3. Die Kette der Teufelstöcke, von Südosten (Claridenfirn) aus.

Tafel 21. Schildgruppe.

Fig. 1. Die Schildgruppe, von Nordwesten (Fuss des Rautispitz bei Mettlen) aus.
Fig. 2. Nordabhang des Schild gegen Heubodenalp.
Fig. 3. Die Schildgruppe, von Westsüdwesten (Sackberg westlich von Glarus) aus.
Fig. 4. Gebiet der alten Bergstürze von Mullern bei Mollis.
Fig. 5. Südseite des Schildgipfels, vom Sooler Achseli (P. 1413) aus.
Fig. 6. Glarner-Decke und Mürtschen-Decke in der Gipfelregion des Schild, von Südosten (Weisskamm) aus.

Tafel 22. Schild- und Magereugruppe.

Fig. 1. Die Schildgruppe, von Südwesten (oberhalb Rüti am Fuss des Vorderglärnisch) gesehen.
Fig. 2. Glarner-Decke und Mürtschen-Decke am Ostabhang der Gufelstockkette, von Osten (Nordabhang des Rottors) aus.
Fig. 3. Rottor und Heustock (Mühlebachtal), von Süden (Westgrat des Gulderstocks) aus.
Fig. 4. Der Goggeien (Magereugruppe), vom Westgrat des Gulderstocks aus.
Fig. 5. Die Magereukette, von Südwesten.
Fig. 6. Der Hechlenstock (Schildgruppe, P. 2320 der top. Karte), von Norden (Abhang des Weisskamms) aus.
Fig. 7. Die Spitzmeilen-Magereukette, von Norden.

Tafel 23. Schild- und Magereugruppe (Schwarztafel).

Fig. 1. Die Staffelbrüche am Abhang des Schwarzstöcklis gegen das Klotal (östlich Schild).
Fig. 2. Die Faltung der Trias am Biglingerstöckli, östlich des Mürtschenstocks.
Fig. 3. Profil durch das Kreide-Eocän-Fenster von Plattenalp-Spannegg, südwestlich des Mürtschenstocks.
Fig. 4. Profil durch die Tamonserschuppe zwischen Galanseralp und Kohlschlageralp, nordwestlich von Weisstannen.
Fig. 5. Profil der Nummulitenschichten im Filzbach (Kerenzerberg), zwischen Quote 990 und 1200 und Kontakt von Mürtschen-Decke und Säntis-Decke.
Fig. 6. Querprofil durch das Gebiet der Obern Fronalp.
Fig. 7. Profil durch den untern Teil der Mürtschen-Decke und die darunterliegende verkehrte Schichtreihe nördlich von Krähenberg bei Netstal.
Fig. 8. Überschiebung des Verrucanoschiefers der Mürtschen-Decke auf das Verrucanokonglomerat der Glarner-Decke am Grossen Hochmättli, südöstlich vom Mürtschenstock.

Tafel 24. Kärpfgruppe.

Fig. 1. Ostabhang des Kärpf, von Bischofalp aus.
Fig. 2. Südwestabhang von Saasberg und Bützistock, von Südwesten (Gutbächikamm) aus.
Fig. 3. Bützistock und Saasberg, von Nordwesten (Braunwaldalp Unterstafel) aus.
Fig. 4. Bützistock, von Südosten (Westabhang des Hahnenstocks) aus gesehen.
Fig. 5. Der Schafgrindspitz (Kärpfgruppe), von Norden.
Fig. 6. Faltung in der Glarnerdecke am Westende des Siwellengrates zwischen den beiden Diestälern, von Süden (Türchlen) aus gesehen.

Tafel 25. Hausstock-Vorabgruppe.

Fig. 1. Westabhang der Nüschengruppe, von Westen (Altenoren Oberstafel) aus.
Fig. 2 Abhang zwischen der Sether Furka und dem Seeli am Panixerpass.
Fig. 3. Nordwestabhang von Vorab und Zwölfihorn, von Norden (Embächlialp) aus.
Fig. 4. Rinkenkopf und Kalkhorn, von Westen gesehen.
Fig. 5. Das Stirnende der Panära-Falte auf Jätzalp.
Fig. 6. Westabhang des Vorab über Jätzalp Unterstafel.
Fig. 7. Kontakt von Vorab-Tschepp-Decke und Mürtschen-Decke bei den Zwölfihörnern (Vorabkette). Ansicht von Westen.

Tafel 26. Kärpf- und Hausstockgruppe (Schwarztafel).

Fig. 1. Allgemeines Profil der Trias im südlichen und östlichen Teil der Mürtschen-Decke.
Fig. 2. Profile durch die Westwand des Rinkenkopfs am Panixerpass.
Fig. 3. Profil durch die Glarner-Decke am rechten Ufer der Vorderen Bodenrunse auf dem Westabhang der Schönau, östlich Luchsingen.
Fig. 4. Profil durch den Rotstock am Panixerpass.
Fig. 5. Profil durch Malm, Kreide und Eocän der Falte von Ober-Baumgartenalp südlich Linthal.

Tafel 27. Sardonagruppe.

Fig. 1. Der alte Bergsturz auf Riesetenalp im Krauchtal, östlich Matt. Von Westen (Vordereggalp) aus.
Fig. 2. Die Sardona-Vorabkette, von Westnordwesten (Embächlialp) aus.
Fig. 3. Westabhang des Blattengrates, von Südwesten (Unter-Embächlialp) aus.
Fig. 4. Der Foostock, von Nordosten (Unter-Galans, Weisstannental) aus.
Fig. 5. Die Tschingelhörner, von Südosten (Segnes sut) gesehen.
Fig. 6. Der Foostock, von Süden (Grat über Werralp) aus.
Fig. 7. Westseite von Segnes sut mit dem Stirnende der Vorab-Tschepp-Falte, von Osten (Segnes sura) aus.
Fig. 8. Das Stirnende der Vorab-Tschepp-Deckfalte zwischen Segnes sut und Segnes sura.

Tafel 28. Ringelspitz- und Calandagruppe.

Fig. 1. Die Ost- und Nordwand des Flimsersteins, als Parallelprojektion aus Nordosten gezeichnet.
Fig. 2. Die Ostwand von Crap Matts und Moorkopf (südl. Ringelspitz), vom Westabhang des Schafgrates aus.
Fig. 3. Südwestabhang des Haldensteiner Calanda, von Südwesten (Gipfel des Felsberger Calanda) aus.
Fig. 4. Der Haldensteiner Calanda und das Mittlertal, von Osten (Wolfegg) aus.
Fig. 5. Die Orgelnkette, von Südosten (Westabhang des Felsberger Calanda) aus.
Fig. 6. Westabhang von Ringelspitz und Tschepp.

Tafel 29. Östliche Glarneralpen und Rheintal (Schwarztafel).

Fig. 1. Tektonische Störung in Verrucano und Trias zwischen Garmil und Burst auf der Nordabdachung der Grauen Hörner.
Fig. 2. Profilansicht der Westwand des Tristelhorns (westl. Ringelspitz).
Fig. 3. Die Schotterebene von Bonaduz-Rhäzüns, von Nordwesten (Strasse Tamins-Trins) gesehen.
Fig. 4. Ostwand des Trinserhorns (Sardonagruppe).

Literaturverzeichnis.

I. Texte.

1805. 1. **J. G. Ebel.** Anleitung, die Schweiz zu bereisen. II. Aufl. Zürich.

1809–1815. 2. **Hs. Conr. Escher von der Linth.** Briefe über die Schweitzer-Alpen, besonders das Glarnerland. Leonhards Taschenbuch für die gesamte Mineralogie, 3. Jahrg., p. 339—354, 6. Jahrg., p. 369—394, 9. Jahrg., p. 526/527.

1809. 3. **Leopold von Buch.** Reise über die Gebirgszüge der Alpen zwischen Glaris und Chiavenna im August 1803. Der Gesellschaft naturforschender Freunde zu Berlin Magazin für die neuesten Entdeckungen in der gesamten Naturkunde. 3. Jahrg., p. 103—122.

4. **C. U. von Salis-Marschlins.** Historisch-topographische Beschreibung des Hochgerichts der 5 Dörfer (Zizers, Igis, Trimmis, Haldenstein, Untervatz). Der neue Sammler, ein gemeinnütziges Archiv für Bünden, 5. Jahrg., p. 305—395.

1812. 5. **K. von Schütz.** Reise vom Linthtal über die Limmernalp nach Brigels. Ein Beitrag zur Kenntnis der Gebirge zwischen den Kantonen Glarus und Graubünden. Zürich.

1825. 6. **Joh. Hegetschweiler.** Reisen in den Gebirgsstock zwischen Glarus und Graubünden in den Jahren 1819, 1820 und 1822. Zürich.

1827. 7. **B. Studer.** Geognostische Bemerkungen über einige Teile der nördlichen Alpenkette. In Leonhards Zeitschrift für Mineralogie, Jahrg. 1827.

1830. 8. **Ch. Keferstein.** Bemerkungen und Beobachtungen über die Alpen. Leonhards Jahrbuch für Mineralogie. Frankfurt.

1833–1843. 9. **Louis Agassiz.** Recherches sur les poissons fossiles. 5 Bde., je mit Atlas. Neuchâtel.

1834. 10. **Louis Agassiz.** Über das Alter der Glarner Schieferformation, nach ihren Fischresten. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefaktenkunde, herausg. von Leonhard u. Bronn, Jahrg. 1834, p. 301—306.

11. **Bernhard Studer.** Korrespondenz aus Bern. (Mitteilungen über Eschers geolog. Beobachtungen im Glarnerland.) Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. von Leonhard u. Bronn, Jahrg. 1835, p. 58/59.

1836. 12. **H. C. Escher von der Linth.** Beiträge zur Gebirgskunde der Schweiz. (Reisen durch das Sernftal und über den Segnespass nach Flims und Ilanz und aus dem Linthtal über den Kistenpass nach dem Vorderrheintal, mitgeteilt von Arnold Escher von der Linth.) Mitteilungen aus dem Gebiet der theoretischen Erdkunde, herausg. von J. Fröbel und O. Heer, Bd. I, p. 173—230 und 537—588. Zürich.

1838. 13. **Arnold Escher von der Linth.** Überblick der geognostischen Verhältnisse des Kts. Graubünden. In: Historisch-geographisch-statistisches Gemälde der Schweiz, Bd. 15: Der Kanton Graubünden, p. 150—157. St. Gallen und Bern.

1839. 14. **H. von Meyer.** Ein Vogel im Kreideschiefer des Kantons Glarus. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. von Leonhard u. Bronn, Jahrg. 1839, p. 683—685.

1840. 15. **Arnold Escher von der Linth.** Petrefakten im Eisenrogenstein am Glärnisch. Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Chur, p. 200.

1841. 16. **A. Escher von der Linth.** Über die Geologie des Kantons Glarus und seiner Umgebung. Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Zürich, p. 54—62.

1842. 17. **Arnold Escher von der Linth.** Über Felsmetamorphose in den Alpen, z. B. in den Glarneralpen. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. von Leonhard u. Bronn, Jahrg. 1842, p. 276—281.

1843. 18. **J. A. Kaiser.** Die Heilquelle zu Pfäfers und Hof Ragaz. 3. Aufl. St. Gallen.

1844. 19. **A. Escher von der Linth.** Erörterung der Felsenablösung bei Felsberg. Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Chur, p. 109.

1846. 20. **A. Escher von der Linth.** Gebirgskunde, in Histor.-geograph.-statist. Gemälde d. Schweiz, Bd. VII: Der Kanton Glarus, p. 51—90.

1847. 21. **A. Escher von der Linth.** Über die Thermalquellen von Pfäfers. Mitteilungen d. naturf. Gesellsch. in Zürich, Bd. I, Heft 2, p. 77—86. Zürich 1849.

22. **C. G. Giebel.** Vier neue Fische aus dem dunkeln Kreideschiefer von Glarus. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. von Leonhard u. Bronn, Jahrg. 1847, p. 665—668.

1850. 23. **R. J. Murchison** und **A. Escher von der Linth.** Über den Gebirgsbau in den Alpen, Apenninen und Karpathen. (Darin Mitteilungen über die Nummulitengesteine und Fischschiefer der Glarneralpen.) Stuttgart.

24. **A. Escher von der Linth.** Geologisches aus den Alpen. (Mitteilungen über das Calandagebiet.) Zeitschrift d. deutsch. geolog. Gesellschaft, Bd. 2, p. 11/12.

1851. 25. **P. Merian, A. Escher von der Linth, v. Morlot.** Commissionalbericht zur Untersuchung des Plattenberges im Canton Glarus. Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Glarus 1851, p. 183 bis 187 und 188/189.

1851–1853. 26. **Bernhard Studer.** Geologie der Schweiz. 2 Bände. Bern und Zürich.

1856. 27. **H. von Meyer.** Schildkröte und Vogel aus dem Fischschiefer von Glarus. Palaeontographica, Bd. 4, p. 84—95, Taf. XV—XVI. Cassel.

28. **E. Stöhr.** Das Vorkommen von Buntkupfererz an der Mürtschenalp. Mitteilungen d. naturf. Gesellsch. in Zürich. Bd. 4, p. 1—8.

29. **G. Theobald.** Der Calanda. Jahresbericht d. naturf. Gesellsch. Graubündens, n. F., 1. Jahrg., p. 7—43.

1857. 30. **G. Theobald.** Nachträgliches über den Calanda. Jahresbericht d. naturf. Gesellsch. Graubündens, n. F., 2. Jahrg., p. 52—57.

1859. 31. **J. C. Deicke.** Über das Vorkommen der Blei-, Kupfer-, Nickel- und Silbererze in der Schweiz. Berg- und Hüttenmännische Zeitung, Jahrg. 1859, p. 177—180, Freiberg.

32. **J. C. Deicke.** Über das Vorkommen des Goldes in der Schweiz (Calanda). Berg- und Hüttenmännische Zeitung, Jahrg. 1859, p. 329—330. Freiberg.

33. **G. vom Rath.** Beitrag zur Kenntnis der fossilen Fische des Plattenberges im Kanton Glarus. Zeitschrift d. deutsch. geolog. Gesellsch., Bd. 11, p. 108—132, pl. 3—5. Berlin.

1860. 34. **F. J. Kaufmann.** Untersuchungen über die mittel- und ostschweizerische subalpine Molasse. Neue Denkschriften d. Schweiz. naturf. Gesellsch., Bd. 17.

35. **R. Th. Simmler.** Physiognosie des Stachelberger Mineralwassers im Kanton Glarus. Chur.

36. **G. Theobald.** Naturbilder aus den rhätischen Alpen. 1. Auflage. Chur.

37. **G. Tröger.** Über den Kupfer- und Silberbergbau der Mürtschenalp im Kanton Glarus. Berg- und Hüttenmännische Zeitung, Jahrg. 1860, p. 305—312. Freiberg.

1861. 38. **R. Th. Simmler.** Über die Petrogenese im Allgemeinen und das Bunsensche Gesetz der syntektischen Gesteinsbildung, angewendet auf die Verrucane des Kts. Glarus, im Besondern. (Habilitationsvorlesung.) Bern 1862. — Auszug in Mitteilungen d. naturf. Gesellsch. in Bern aus dem Jahr 1862, p. 153—184.

39. **G. Theobald.** Das Bündner Oberland oder der Vorderrhein mit seinen Seitentälern. Chur.

1862. 40. **A. Escher von der Linth.** Profil des Mürtschenstocks im Kanton Glarus. Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Luzern, p. 149/150.

41. **G. vom Rath.** Geologisch-mineralogische Beobachtungen im Quellgebiet des Rheins. (Darin Südabhang der Tödikette zwischen Truns und Flims, Tal von Elm.) Zeitschrift d. deutsch. geolog. Gesellsch., Bd. 14, p. 369—532.

42. **R. Th. Simmler.** Der Hochkärpf in den Freibergen im Kanton Glarus. Glarus.

43. **H. Tröger.** Über die Lagerung des Sernfkonglomerates. Zeitschrift d. deutsch. geolog. Gesellsch., Bd. 14, p. 520—524.

1863. 44. **Isidor Bachmann.** Über die Juraformation im Kanton Glarus. Mitteilungen d. naturf. Gesellsch. in Bern, p. 143—170.

1864. 45. **E. Stöhr.** Geognostische Verhältnisse des Kupfererzvorkommens der Mürtschenalp. Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Zürich, p. 70/71.

1865. 46. **E. Stöhr.** Die Kupfererze an der Mürtschenalp und der auf ihnen geführte Bergbau. Neue Denkschriften d. Schweiz. naturf. Gesellsch., Bd. 21.

47. **Oswald Heer.** Die Urwelt der Schweiz. Zürich.

1866. 48. **A. Escher von der Linth.** Über die Geologie des Kantons Glarus, namentlich über die Verhältnisse am Panixerpass. Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Neuchâtel, p. 71—75.

49. **G. Theobald.** Geologische Übersicht der rhätischen Alpen. Jahrbuch des Schweizer Alpenclub, 3. Jahrg., p. 412—456.

1868. 50. **A. Baltzer.** Über den Mürtschenstock. Jahrbuch des Schweizer Alpenclub, 5. Jahrg., p. 636/637.

51. **A. Escher von der Linth.** Profil zwischen dem Pragelpass und Iberg. Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Einsiedeln, p. 61.

1869. 52. **L. Rütimeyer.** Über Tal- und Seebildung. Beiträge zum Verständnis der Oberfläche der Schweiz. Basel.

53. **G. Theobald.** Der Kistenpass und seine Umgebung. Jahresbericht d. naturf. Gesellsch. Graubündens, n. F., 14. Jahrg., p. 109—145.

54. **E. Suess.** Über das Rotliegende im Val Trompia. Sitzungsberichte der mathem.-naturw. Klasse d. kaiserl. Akademie d. Wissenschaften. Bd. 57. Wien.

55. **G. Theobald.** Geologische Beschreibung der Gegend von Ragaz und Pfäfers. St. Gallen.

56. **Niklaus Tschudi.** Bergstürze am Vorderglärnisch. Jahrbuch d. histor. Vereins d. Kts. Glarus, Heft 5.

1871. 57. **Albert Heim.** Geologische Übersicht der Windgällen-Tödigruppe. Jahrbuch des Schweizer Alpenclub, 7. Jahrg., p. 385—414.

1872. 58. **A. Baltzer.** Alter Bergbau auf Eisen am Glärnisch im Glarnerland. Vierteljahrsschrift d. naturf. Gesellsch. in Zürich, 17. Jahrg., p. 71.

59. **F. J. Kaufmann.** Der Rigi. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, Liefg. 11.

60. **C. Mösch.** Der Jura in den Alpen der Ostschweiz. Promotionsschrift. Zürich.

61. **B. Studer.** Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz und ihrer Umgebungen. Bern.

1873. 62. **A. Baltzer.** Der Glärnisch, ein Problem alpinen Gebirgsbaues. Zürich.

1874. 63. **G. Theobald.** Geologische Beschreibung der Umgebung von Chur. Naturgeschichtliche Beiträge zur Kenntnis der Umgebungen von Chur.

1876. 64. **A. Baltzer.** Ein Beitrag zur Kenntnis der Glarnerschlinge. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc., Jahrg. 1876, p. 118—135.

1877. 65. **F. Becker.** Die Karrenfelder des Exkursionsgebietes (Ortstock-Glärnischgruppe). Jahrbuch des Schweizer Alpenclub, 13. Jahrg., p. 85—105.

66. **Oswald Heer.** Flora fossilis Helvetiae. Die vorweltliche Flora der Schweiz. Zürich 1876/77.

67. **A. Gutzwiller.** Molasse und jüngere Ablagerungen, enthalten auf Blatt IX des eidg. Atlas. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, 14. Liefg., 1. Abtlg.

68. **Alb. Heim.** Itinerarium für das Exkursionsgebiet des S. A. C. Tödi-Sardona-Kärpfgruppe. Jahrbuch des Schweizer Alpenclub, 12. Jahrg., p. 277—321.

69. **Alb. Heim.** Über die Karrenfelder. Jahrbuch des Schweizer Alpenclub, 13. Jahrg., p. 421—433.

1878. 70. **Alb. Heim.** Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällengruppe. 2 Bände und Atlas. Basel.

71. **Alb. Heim.** Über die Erosion im Gebiete der Reuss. Jahrbuch des Schweizer Alpenclub, 14. Jahrg., p. 371—405.

72. **Alb. Heim.** Über Talstufen und Terrassen in den Alpen. Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Bern, p. 86—88.

1879. 73. **M. Vacek.** Über die Vorarlberger Kreide. Jahrbuch d. k. k. geolog. Reichsanstalt, Bd. 29, p. 659 bis 758. Wien. (Enthält eine Kritik der Glarner Doppelfalte.)

1880. 74. **A. Bodmer.** Terrassen und Talstufen der Schweiz. Ein Beitrag zur Erklärung der Talbildung. Zürich. (Auszug in Vierteljahrsschrift d. naturf. Gesellsch. in Zürich, 25. Jahrg., p. 353—364.)

1880. 75. **A. Baltzer.** Über den Mechanismus der Gebirgsbildung. (Erwiderung gegen Pfaffs schematische Darstellung des Glärnischprofils.) Zeitschrift d. deutsch. geolog. Gesellsch., Bd. 32, p. 192—198.

76. **C. W. Gümbel.** Über Pfaffs petrographische Untersuchungen über die eocänen Tonschiefer der Glarneralpen. Sitzungsberichte der mathematisch-physikalischen Klasse der k. bayr. Akademie d. Wissenschaften zu München. Jahrg. 1880, p. 461—484.

77. **Alb. Heim.** Über die Glarner Doppelfalte. Briefliche Mitteilung an Professor Suess. Verhandlungen d. k. k. geolog. Reichsanstalt, Jahrg. 1880, p. 155—159.

78. **C. Mösch.** Geologische Beschreibung der Kalkstein- und Schiefergebirge der Kantone Appenzell, St. Gallen, Glarus und Schwyz. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, Liefg. 14, Abt. III.

79. **Fr. Pfaff.** Einige Beobachtungen über den Lochseitenkalk. Zeitschrift d. deutsch. geolog. Gesellsch., Bd. 32, p. 536—541.

80. **Fr. Pfaff.** Petrographische Untersuchungen über die eocänen Tonschiefer der Glarneralpen. Sitzungsbericht d. k. bayr. Akademie d. Wissensch., math.-phys. Klasse, p. 461—469.

81. **A. Rothpletz.** Die Steinkohlenformation und deren Flora an der Ostseite des Tödi. Abhandlungen d. Schweiz. paläontolog. Gesellsch., Bd. 6.

1881. 82. **Ernst Buss** und **Alb. Heim.** Der Bergsturz von Elm am 11. September 1881. Denkschrift. Zürich.

83. **Alb. Heim.** Der Bergsturz von Elm. Zeitschrift d. deutsch. geolog. Gesellsch., Bd. 33, p. 74—115.

84. **Alb. Heim.** Über den Bergsturz von Elm. Brief an Herrn W. Dames. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Gesellsch., Bd. 33, p. 435—439.

85. **A. Rothpletz.** Der Bergsturz von Elm. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Gesellsch., Bd. 33, p. 540—564.

86. **Alb. Heim.** Über die Glarner Doppelfalte. Verhandlungen d. k. k. geolog. Reichsanstalt, Bd. 31, p. 204—210. Wien.

87. **M. Vacek.** Über die Schichtfolge in der Gegend der Glarner Doppelfalte. Verhandlungen d. k. k. geolog. Reichsanstalt, Bd. 31, p. 43—51. Wien.

88. **Alb. Heim.** Über Bergstürze. Neujahrsblatt d. naturf. Gesellsch. in Zürich. 1882.

1882. 89. **A. Baltzer.** Communication sur le grès de Taveyannaz. Compte rendu de la soc. helv. des sciences naturelles à Linthal.

90. **Alb. Heim.** Die Glarner Doppelfalte. Vierteljahrsschrift d. naturf. Gesellsch. in Zürich, 27. Jahrg., p. 180—188.

91. **Alb. Heim.** Excursion dans le double pli glaronnais. Archives des sciences physiques et naturelles, 3e pér., t. 8, p. 400—411. Genève.

92. **Alb. Heim.** Über die Lagerungsverhältnisse im Gebiete der Glarner Doppelfalte. Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Glarus, p. 33.

93. **Alb. Heim.** Umbiegungen an der Silbern. Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Glarus, p. 34. — Archives des sc. phys. et nat., 3e pér., t. 8, p. 411. Genève.

94. **Alb. Heim.** Fossile Fische von Diesbach. Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Glarus, p. 34.

95. **Alb. Heim.** Der alte Bergsturz von Flims. Jahrb. d. Schweizer Alpenclub, 18. Jahrg., p. 295—309.

96. **Ch. Lory.** Sur le double pli des Alpes de Glaris. Bulletin Soc. géolog. de France, 3e série, t. XI, p. 14—16. Paris 1883.

1883. 97. **E. v. Fellenberg.** Referat über die Exkursion des Feldgeologenvereins im Gebiet der Glarner Doppelfalte und über die Gründung der Schweiz. geologischen Gesellschaft. Mitteilungen der naturf. Gesellsch. in Bern, Heft 2, p. 3—12.

98. **A. Rothpletz.** Zum Gebirgsbau der Alpen beiderseits des Rheins. Zeitschrift d. deutsch. geolog. Gesellsch., Bd. 35, p. 134—189.

99. **Niklaus Tschudi.** Die Eisenschmelze in Seerüti. Jahrbuch d. histor. Vereins d. Kts. Glarus, Heft 20.

100. **M. Vacek.** Über die Gegend von Glarus. Verhandlungen d. k. k. geolog. Reichsanstalt, Jahrg. 1883, p. 293/294.

1884. 101. **Marcel Bertrand.** Rapports de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord. Bulletin Soc. géolog. de France, 3e série, t. XII, p. 318—330.

102. **G. Hartung.** Das alte Bergsturzgebiet von Flims. Zeitschrift d. Gesellsch. für Erdkunde zu Berlin, Bd. 19, p. 161—194.

1884. 103. **Alb. Heim, C. Cramer, G. Lunge** und **Bertschinger.** Gutachten betreffend die Quellen im hintern Wäggital. Zürich.

104. **Ch. Lory.** Remarques au sujet des Alpes de Glaris et des allures du terrain eocène dans les Alpes. Bulletin Soc. géolog. de France, 3e série, t. XII, p. 726—729.

105. **M. Vacek.** Beitrag zur Kenntnis der Glarneralpen. Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt, Bd. 34, p. 233—262. Wien.

106. **Alb. Heim.** Klönsee und Blegisee. Jahrbuch d. Schweizer Alpenclub, 19. Jahrg., p. 567—571.

1885. 107. **Alb. Heim.** Zur Frage der Glarner Doppelfalte. Verhandlungen d. k. k. geolog. Reichsanstalt, Nr. 3, p. 80.

1886. 108. **Eduard Brückner.** Die Vergletscherung des Salzachgebietes, nebst Beobachtungen über die Eiszeit in der Schweiz. Pencks geograph. Abhandlungen, Bd. 1, Heft 1.

109. **Alb. Heim** und **A. Penck.** Aus dem Gebiet des alten Isargletschers und des alten Linthgletschers. Zeitschrift d. deutsch. geolog. Gesellsch., Jahrg. 1886, p. 161—169.

110. **F. J. Kaufmann.** Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz. Liefg. 24, 1. Teil, mit Atlas.

111. **C. Schmidt.** Diabasporphyrite und Melaphyre vom Nordabhang der Schweizeralpen. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc., Jahrg. 1887, Bd. I, p. 58—69.

112. **A. Wettstein.** Über die Fischfauna des tertiären Glarnerschiefers. Abhandlungen d. Schweiz. paläontolog. Gesellsch., Bd. 13.

1887. 113. **J. Früh.** Beiträge zur Kenntnis der Nagelfluh der Schweiz. Denkschriften d. Schweiz. naturf. Gesellsch., Bd. 30.

1888. 114. **Alb. Heim.** Einige Worte zur Geologie des Clubgebietes (Graue Hörner, Glarneralpen). Jahrbuch des Schweiz. Alpenclub, 24. Jahrg., p. 247—256.

115. **C. Schmidt.** Über den sog. Taveyannazsandstein. Neues Jahrbuch f. Mineralogie etc., Jahrg. 1888, Bd. 2, p. 80—84.

116. **Chr. Walkmeister.** Aus der Geschichte des Bergbaues in den Kantonen Glarus und Graubünden. Bericht über die Tätigkeit d. st.-gallischen naturw. Gesellsch. 1887/88, p. 268—317.

1889. 117. **E. Bosshard.** Das Goldbergwerk «zur Goldenen Sonne» am Calanda. Jahrbuch des Schweizer Alpenclub, 25. Jahrg., p. 341—357.

1890. 118. **A. Penck.** Über die Glarner Doppelfalte (Exkursionsbericht). Verhandlungen d. schweiz. naturf. Gesellsch. in Davos, p. 171—176. — Eclogae geolog. Helvetiae, Bd. 2, p. 172—177.

119. Protokoll einer gemeinsamen Begehung des Gebietes der Glarner Doppelfalte unter der Leitung von A. Heim am 14., 15. und 16. August 1890 im Anschluss an die Versammlung der deutsch. geolog. Gesellschaft in Freiburg im Breisgau. Zeitschrift d. deutsch. geolog. Gesellsch., Bd. 42, p. 797—800.

1891. 120. **C. Diener.** Der Gebirgsbau der Westalpen. Wien.

121. **Alb. Heim.** Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, Liefg. 25.

122. **C. Schmidt.** Beiträge zur Kenntnis der im Gebiete von Blatt XIV der geologischen Karte der Schweiz in 1 : 100,000 auftretenden Gesteine. (Petrographische Mitteilungen aus dem Gebiet der «Glarner Doppelfalte».) Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, Liefg. 25, Anhang.

1892–1896. 123. **L. Milch.** Beiträge zur Kenntnis des Verrucano. 2 Bde. I. Teil. Leipzig 1892. II. Teil 1896.

1892. 124. **M. Vacek.** Einige Bemerkungen zur Theorie der Glarner Doppelfalte. Jahrbuch d. k. k. geolog. Reichsanstalt, Bd. 42, Heft 1, p. 91—112. Wien.

1893. 125. **Carl Burckhardt.** Die Kontaktzone von Kreide und Tertiär am Nordrande der Schweizeralpen. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., 2. Liefg.

126. **H. Schardt.** Sur l'origine des Préalpes romandes (Zone du Chablais et du Stockhorn). Archives des sc. phys. et nat. 3e pér., t. 30, p. 570—583; Eclogae geolog. Helvetiae, Bd. 4, p. 129—142.

1894. 127. **A. Aeppli.** Erosionsterrassen und Glazialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., 4. Liefg.

128. **A. Baltzer.** Ist das Linthtal eine Grabenversenkung? Mitteilungen d. naturf. Gesellsch. in Bern, p. 267—274.

1894. 129. **Alb. Heim.** Geologische Exkursion quer durch die östlichen Schweizeralpen. Livret-Guide géolog. dans le Jura et les Alpes de la Suisse, p. 97—110. Lausanne.

130. **Alb. Heim.** Die Entstehung der Alpenrandseen. Vierteljahrsschrift d. naturf. Gesellsch. in Zürich, 39. Jahrg., p. 65—84.

131. **L. Milch.** Beiträge zur Lehre von der Regionalmetamorphose. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc., 9. Beilageband, p. 101—128.

132. **A. Rothpletz.** Geotektonische Probleme. Stuttgart.

133. **A. Rothpletz.** Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen, nebst Anhang über die sogenannte Glarner Doppelfalte. Stuttgart.

1895. 134. **C. Burckhardt.** Monographie der Kreideketten zwischen Klöntal, Sihl und Linth. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., 5. Liefg.

135. **Alb. Heim.** A. Rothpletz in den Glarneralpen. Vierteljahrsschrift d. naturf. Gesellsch. in Zürich, 40. Jahrg., p. 33—70.

136. **Alb. Heim.** Der diluviale Bergsturz von Glärnisch-Guppen. Vierteljahrsschrift d. naturf. Gesellsch. in Zürich, 40. Jahrg., p. 1—32.

137. **A. Rothpletz.** Eine Erläuterung zu den Angriffen Alb. Heims, gegeben von dem Angegriffenen. München.

138. **Ch. Tarnuzzer.** Geologische Beobachtungen während des Baues der Rhätischen Bahn bei Chur und Reichenau. Jahresbericht d. naturf. Gesellsch. Graubündens, Bd. 39, p. 55—63.

1896. 139. **C. Burckhardt.** Die Kreideketten im Norden des Klöntales. Exkursionsprogramm der Schweiz. geolog. Gesellsch. u. Exkursionsbericht. Eclogae geolog. Helvetiae, Bd. 5, p. 10, 17—25.

140. **C. Burckhardt.** Überblick über die Kreide zwischen Klöntal und Wäggital. Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Zürich, p. 103—105.

141. **L. Swerinzew.** Zur Entstehung der Alpenseen. Zürich und St. Petersburg.

1897. 142. **Chr. Piperoff.** Geologie des Calanda. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., 7. Liefg.

143. **A. Rothpletz.** Über den geologischen Bau des Glärnisch. Zeitschrift d. deutsch. geolog. Gesellsch., Bd. 49, p. 1—17.

144. **H. Schardt.** Die exotischen Gebiete, Klippen und Blöcke am Nordrande der Schweizeralpen. Eclogae geolog. Helvetiae, Bd. 5, p. 233—250.

145. **Chr. Tarnuzzer** und **A. Rothpletz.** Geologisches Gutachten über die Verhältnisse einer Rheinlinie der Oberländerbahn. Chur.

146. **A. Tobler.** Über die Gliederung der mesozoischen Sedimente am Nordrand des Aarmassivs. Verhandlungen d. naturf. Gesellsch. in Basel, Bd. 12, p. 25—107.

1898. 147. **A. Baltzer.** Zum geologischen Bau des Glärnisch. Zeitschrift der deutsch. geolog. Gesellsch., Bd. 51, p. 327—334.

148. **Alb. Heim.** Geologisches Gutachten zum Projekt «Rheinlinie» der Bündner Oberländerbahn. Zürich.

149. **A. Rothpletz.** Das geotektonische Problem der Glarneralpen. Jena. Textband mit Atlas und geologischer Karte.

150. **H. Schardt.** Les régions exotiques du versant nord des Alpes suisses. Bulletin Soc. vaudoise d. sciences nat. 1898.

1899. 151. **J. Früh.** Der postglaziale Löss im St. Galler Rheintal mit Berücksichtigung der Lössfrage im allgemeinen. Vierteljahrsschrift d. naturf. Gesellsch. in Zürich, 44. Jahrg., p. 157—191.

152. **Chr. Tarnuzzer.** Geologische Beobachtungen in der Umgebung von Chur 1898/99. Jahresbericht d. naturf. Gesellsch. Graubündens, n. F., Bd. 42, p. 86—89.

153. **A. Tobler.** Über Faciesunterschiede der untern Kreide in den nördlichen Schweizeralpen. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Bd. II.

1900. 154. **Samuel Blumer.** Eine geologische Beobachtung am Südostfuss des Glärnisch. Eclogae geolog. Helvetiae, Bd. 6, p. 348—350.

155. **J. Oberholzer.** Monographie einiger prähistorischer Bergstürze in den Glarneralpen. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., 9. Liefg.

156. **Alb. Heim.** Nachschrift über das anstehende Gestein am Ostfuss des Glärnisch. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., 9. Liefg., p. 203—209.

1900. 157. **Th. Lorenz.** Monographie des Fläscherberges. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., 10. Liefg.

158. **Eduard Richter.** Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft Nr. 132.

159. **A. Rothpletz.** Geologische Alpenforschungen. I. Das Grenzgebiet zwischen den Ost- und Westalpen und die rhätische Überschiebung.

160. **Chr. Tarnuzzer, G. Nussberger** und **P. Lorenz.** Notizen über einige Erzlagerstätten des Kts. Graubünden. Jahresbericht d. naturf. Gesellsch. Graubündens, n. F., Bd. 43, p. 1—39.

1901. 161. **A. Rothpletz.** Der Rhein-Linthsee der Diluvialzeit. Umschau. Frankfurt a. M. 1901, p. 210/211.

162. **Chr. Tarnuzzer.** Ein diluvialer Bergsturz der Bündnerschieferzone auf der Flimserbreccie von Valendas. Jahresbericht d. naturf. Gesellsch. Graubündens, n. F., Bd. 44, p. 95—105.

1901–1910. 163. **A. Penck** und **E. Brückner.** Die Alpen im Eiszeitalter. 3 Bde. Leipzig.

1902. 164. **Samuel Blumer.** Zur Entstehung der glarnerischen Alpenseen. Eclogae geolog. Helvetiae, Bd. VII, p. 203—244.

165. **Maurice Lugeon.** Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bulletin Soc. géolog. de France, 4e série, t. I, p. 723—823.

166. **Alb. Heim.** Lettre ouverte à M. le professeur M. Lugeon, in M. Lugeon: Les grandes nappes etc., p. 823—825.

167. **M. Lugeon.** Les grandes dislocations et la naissance des Alpes. Eclogae geolog. Helvetiae, Bd. VII, p. 335—343.

1903. 168. **J. Jegerlehner.** Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz. Zeitschrift für physische Erdkunde, herausg. v. Georg Gerland. Bd. V, p. 486—568.

169. **Joseph Otter** und **Paul Egli.** Das Hölloch im Muotatal. Jahrbuch des Schweizer Alpenclub, Jahrg. 38, p. 275—298.

1904. 170. **Jakob Früh** und **Carl Schröter.** Die Moore der Schweiz mit Berücksichtigung der gesamten Moorfrage. Beiträge z. Geologie d. Schweiz, geotechn. Serie, 3. Liefg.

171. **Paul Egli.** Beitrag zur Kenntnis der Höhlen in der Schweiz. Vierteljahrsschrift d. naturf. Gesellsch. in Zürich, 49. Jahrg., p. 286—369.

172. **M. Lugeon.** Les grandes nappes de recouvrement des Alpes suisses. Compte rendu du Congrès internat. géol. Vienne 1903, p. 477—492.

173. **J. Oberholzer.** Geologische Verhältnisse des Kts. Glarus. Geograph. Lexikon d. Schweiz, Bd. II, p. 320—327.

1905. 174. **Paul Arbenz.** Geologische Untersuchung des Frohnalpstockgebietes (Kt. Schwyz). Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., Liefg. 18.

175. **Eduard Gerber.** Beiträge zur Geologie der östlichen Kientaleralpen. Neue Denkschriften d. Schweiz. naturf. Gesellsch., Bd. 40.

176. **Albert Heim.** Das Säntisgebirge. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., Liefg. 16.

177. **Arnold Heim.** Zur Kenntnis der Glarner Überfaltungsdecken. Zeitschr. d. deutsch. geolog. Gesellsch., Bd. 57, p. 89—118.

178. **J. Oberholzer.** Linth und Limmat. Geograph. Lexikon der Schweiz, Bd. III, p. 147—152.

179. **A. Tobler** und **A. Buxtorf.** Exkursion der Schweiz. geologischen Gesellschaft an den Vierwaldstättersee. Eclogae geolog. Helvetiae, vol. IX.

1906. 180. **Ernst Blumer.** Zur Kenntnis des helvetischen Alpennordrandes. Vierteljahrsschrift d. naturf. Gesellsch. in Zürich, 51. Jahrg., p. 473—480.

181. **J. Früh.** Über Naturbrücken und verwandte Formen mit spezieller Berücksichtigung der Schweiz. Jahrbuch d. naturf. Gesellsch. St. Gallen 1905, p. 354—382.

182. **J. Früh.** Über Form und Grösse der glazialen Erosion. Verhandlungen d. schweiz. naturf. Gesellsch. in St. Gallen, p. 261—307.

183. **Eduard Gerber.** Profile und Petrefakten aus der zentralalpinen Trias. Mitteilungen d. naturf. Gesellsch. in Bern 1905, p. XIX/XX.

184. **Alb. Heim.** Die vermeintliche «Gewölbeumbiegung des Nordflügels der Glarner Doppelfalte» südlich vom Klausenpass, eine Selbstkorrektur. Vierteljahrsschrift d. naturf. Gesellsch. in Zürich, 51. Jahrg., p. 403—431.

1906. 185. **Arnold Heim.** Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. Vierteljahrsschrift d. naturf. Gesellsch. in Zürich, 51. Jahrg., p. 441—461.

186. **Arnold Heim.** Die Erscheinungen der Längszerreissung und Abquetschung am nordschweizerischen Alpenrand. Vierteljahrsschrift d. naturf. Gesellsch. in Zürich, 51. Jahrg., p. 462—472.

187. **H. Hoek.** Das zentrale Plessurgebirge. Berichte d. naturf. Gesellsch. in Freiburg i. Br., Bd. 16.

188. **Charles Jacob** et **A. Tobler.** Etude stratigraphique et paléontologique du Gault de la vallée de la Engelberger Aa. Mémoires Soc. paléont. Suisse, vol. XXXIII.

189. **J. Oberholzer.** Sardonagruppe. Geograph. Lexikon d. Schweiz, Bd. IV, p. 479—483.

190. **H. Schardt.** Die modernen Anschauungen über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges. Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in St. Gallen, p. 308—346.

191. **G. Steinmann.** Geologische Probleme des Alpengebirges. Eine Einführung in das Verständnis des Gebirgsbaues der Alpen. Zeitschr. d. deutsch. u. österr. Alpenvereins, 37. Bd.

1907. 192. **P. Arbenz.** Bericht über die Exkursion des Oberrheinischen geologischen Vereins durch das Walenseetal am 5. und 6. April 1907. Berichte des Oberrhein. geolog. Vereins, 40. Versammlg., p. 71—78.

193. **J. Früh.** Nachtrag zu «Naturbrücken und verwandte Formen». Jahrbuch d. naturf. Gesellsch. St. Gallen, 1906, p. 377—387.

194. **Eduard Gerber.** Über das Vorkommen von Rhät in den Zwischenbildungen des Lauterbrunnentales. Mitteilungen d. naturf. Gesellsch. in Bern.

195. **Ernst Baumberger** und **Arnold Heim.** Paläontologisch-stratigraphische Untersuchung zweier Fossilhorizonte an der Valangien-Hauteriviengrenze im Churfirsten-Mattstockgebiet, mit Bemerkungen über die Stratigraphie der analogen Schichten in der Zentralschweiz, von Aug. Buxtorf. Abhandl. d. Schweiz. paläont. Gesellsch., Bd. 34, Nr. 2.

196. **Arnold Heim.** Das Walenseetal. Berichte des Oberrhein. geolog. Vereins, 40. Versammlung, p. 60—69.

197. **Arnold Heim.** Zur Frage der exotischen Blöcke im Flysch, mit einigen Bemerkungen über die subalpine Nagelfluh. Eclogae geolog. Helvetiae, Bd. 9, p. 413—424.

198. **Arnold Heim.** Gliederung und Facies der Berrias-Valangien-Sedimente in den helvetischen Alpen. Vierteljahrsschrift d. naturf. Gesellsch. in Zürich, p. 484—500.

199. **Arnold Heim.** Parallélisme des divers faciès Berriasiens-Valangiens existant dans les chaînes à faciès helvétique. Compte rendu Soc. helv. des sc. nat., p. 65—67, und Archives des sc. phys. et nat. de Genève, XXIV, p. 611—614.

200. **C. Schmidt.** Bild und Bau der Schweizeralpen. Beilage zum Jahrbuch des Schweizer Alpenclub, 42. Jahrg.

201. **C. Schmidt.** Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen. Eclogae geolog. Helvetiae, Bd. 9, p. 484—584 u. Taf. 7—14.

202. **C. Schmidt, A. Buxtorf** und **H. Preiswerk.** Führer zu den Exkursionen der deutschen geologischen Gesellschaft im südlichen Schwarzwald, im Jura und in den Alpen im August 1907. Basel.

1908. 203. **Paul Beck.** Vorläufige Mitteilung über Klippen und exotische Blöcke in der Umgegend von Habkern. Mitteilungen d. naturf. Gesellsch. Bern, p. 266—284.

204. **Ernst Blumer.** Einige Notizen zum geologischen Dufourblatt IX in der Gegend des Weisstannentales (Kt. St. Gallen). Eclogae geolog. Helvetiae, Bd. X, p. 201—213.

205. **Arnold Heim.** Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen. Versuch zu einer Revision der alpinen Eocän-Stratigraphie. Abhandl. d. Schweiz. paläont. Gesellsch., vol. 35.

206. **Arnold Heim.** Über rezente und fossile subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung. Neues Jahrbuch f. Mineralogie, Geologie u. Paläontologie, Jahrg. 1908, Bd. II, p. 136—157, Taf. VIII.

207. **Alb. Heim.** Der Bau der Schweizeralpen. Neujahrsblatt d. naturf. Gesellsch. in Zürich.

208. **Charles Jacob.** Etudes paléontologiques et stratigraphiques sur la partie moyenne des terrains crétacés dans les Alpes françaises et les régions voisines. Grenoble.

209. **J. Oberholzer.** Das Deckensystem der Silbern. Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Glarus, Bd. I, p. 217—219; Archives des sc. phys. et nat. Genève, t. 26, p. 527—529.

210. **J. Oberholzer.** Die Überfaltungsdecken auf der Westseite des Linthtales. Eclogae geolog. Helvetiae, vol. X, p. 531—555, Taf. 11—13.

1908. 211. **A. Buxtorf.** Zur Tektonik der zentralschweizerischen Kalkalpen; in: Die Exkursionen der deutschen geologischen Gesellschaft im südlichen Schwarzwald, im Jura und in den Alpen. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch., Bd. 60, p. 163—197, Taf. XII u. XIII.

1909. 212. **P. Arbenz.** Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal bei Bonaduz und Rhäzüns. Eclogae geolog. Helvetiae, vol. X, p. 729—731; Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Lausanne, Bd. I, p. 202/203.

213. **P. Arbenz.** Zur Kenntnis der Bohnerzformation in den Schweizeralpen. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., 24. Liefg., p. 1—16.

214. **Robert Beder.** Über basische Eruptivgesteine im ostschweizerischen Verrucano. Dissertation. Zürich.

215. **Joh. Böhm** und **Arnold Heim.** Neue Untersuchungen über die Senonbildungen der östlichen Schweizeralpen. Abhandlungen d. Schweiz. paläont. Gesellsch., vol. 36.

216. **Albert Heim.** Einige Gedanken über Schichtung. Vierteljahrsschrift d. naturf. Gesellsch. in Zürich.

217. **Arnold Heim.** Über die Stratigraphie der autochthonen Kreide und des Eocäns am Kistenpass, verglichen mit der Facies der helvetischen Decken. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., 24. Liefg., p. 21—45.

218. **Arnold Heim.** Sur les zones paléontologiques et lithologiques du Crétacique moyen dans les Alpes suisses. Bulletin Soc. géolog. de France, 4e série, t. IX, p. 101—127.

219. **Arnold Heim.** Sur le Nummulitique des Alpes suisses. Bulletin Soc. géolog. de France, 4e série, t. IX, p. 25—30.

220. **J. Oberholzer.** Walensee. Geographisches Lexikon der Schweiz, Bd. VI, p. 508—512, Neuenburg.

1910. 221. **P. Arbenz** und **W. Staub.** Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal und die Überschiebung der Bündnerschiefer südlich von Bonaduz. Vierteljahrsschrift d. naturf. Gesellsch. in Zürich, 55. Jahrg., p. 23—62.

222. **P. Arbenz.** Berichtigung zu: Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal. Vierteljahrsschrift d. naturf. Gesellsch. in Zürich, 55. Jahrg., p. 23.

223. **Jean Boussac.** Interprétation tectonique du Flysch dit autochthone de la Suisse centrale et orientale. Compte rendu Acad. sc. Paris, t. 150, p. 1148—1150.

224. **Jean Boussac.** Distribution des niveaux et des faciès dans le Nummulitique dit autochthone de la Suisse orientale. Compte rendu Acad. sc. Paris, t. 150, p. 1272—1274.

225. **Jean Boussac.** Nummulitique helvétique et Nummulitique préalpin dans la Suisse centrale et orientale. Compte rendu Acad. sc. Paris, t. 150, p. 1555—1557.

226. **A. Buxtorf.** Erläuterungen zur geologischen Karte des Bürgenstocks, herausg. von der geolog. Kommission d. Schweiz. naturf. Gesellsch., Heft 9.

227. **Emil Gogarten.** Über alpine Randseen und Erosionsterrassen, im besondern des Linthtales; mit Vorrede von Alb. Heim. Petermanns Mitteilungen, Ergänzungsheft Nr. 165.

1910–1917. 228. **Arnold Heim.** Monographie der Churfirsten-Mattstockgruppe. 4 Teile mit 32 Tafeln. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., 20. Liefg.

1910. 229. **J. Oberholzer.** Tödigruppe. Geograph. Lexikon der Schweiz, Bd. VI, p. 137—139.

230. **Paul Oppenheim.** Über die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen, im Anschluss an das gleichlautende Werk von Dr. Arnold Heim. Zentralblatt f. Mineralogie, Geologie u. Paläontologie, p. 243—249, 280—285.

231. **W. Paulcke.** Fossilien im Rötidolomit. Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Basel, Bd. I, p. 223; Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XI, p. 279.

232. **W. Paulcke.** Fossilführender Rötidolomit. Zentralblatt f. Mineralogie, Geologie u. Paläontologie, Jahrg. 1910.

233. **W. Paulcke.** Piz Grisch, Vorab, Mannen vom Piz Segnes gesehen. Geolog. Rundschau, Bd. I, Taf. V.

234. **W. Staub.** Die Tomalandschaften im Rheintal von Reichenau bis Chur. Ein Beitrag zur Kenntnis der Bergsturzablagerungen im Rheintal. Jahresbericht d. geograph. Gesellsch. Bern, Bd. 22, p. 3—28.

235. **Chr. Tarnuzzer.** Über die Herkunft und Entstehung der Thermen von Pfäfers-Ragaz. Deutsche Rundschau f. Geographie, 33. Jahrg. Wien.

1910. 236. **Konstantin Tolwinski.** Die Grauen Hörner. Vierteljahrsschrift d. naturf. Gesellsch. in Zürich, 55. Jahrg., p. 331—390.

237. **Aug. Waldburger.** Ragaz-Pfäfers. Geologie, Klimatologie und Geschichte des Kurorts und seiner Umgebung. Ragaz.

1911. 238. **Paul Beck.** Über den Bau der Berner Kalkalpen und die Entstehung der subalpinen Nagelfluh. Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XI, p. 497—518.

239. **Paul Beck.** Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., Liefg. 29.

240. **Moritz Blumenthal.** Geologie der Ringel-Segnesgruppe. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., 33. Liefg.

241. **Berend George Escher.** Über die prätriasische Faltung in den Westalpen mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Tödi (Bifertengrätli). Amsterdam.

242. **Albert Heim.** Beobachtungen aus der Wurzelregion der Glarnerfalten (helvetische Decken). Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., 31. Liefg., p. 49—56.

243. **Arnold Heim.** Zur Tektonik des Flysches in den östlichen Schweizeralpen. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., 31. Liefg., p. 37—48.

244. **Hermann Lautensach.** Über alpine Randseen und Erosionsterrassen. Bemerkungen zu Dr. E. Gogartens gleichnamiger Arbeit. Petermanns Mitteilungen, 57. Jahrg., I. p. 9—12.

245. **M. Lugeon** und **Elisabeth Jérémine.** Les bassins fermés des Alpes suisses. Bulletin Soc. vaud. d. sc. nat., vol. 47, p. 461—650.

246. **Louis Rollier.** Révision de la Stratigraphie et de la Tectonique de la Molasse au nord des Alpes en général et de la Molasse subalpine suisse en particulier. Neue Denkschriften d. Schweiz. naturf. Gesellsch., Bd. 46, Abh. 1.

247. **W. Staub.** Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächéntal und Maderanertal. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., 32. Liefg.

1912. 248. **P. Arbenz.** Der Gebirgsbau der Zentralschweiz. Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Altdorf, II. Teil, p. 95—122.

249. **P. Beck.** Die Niesen-Habkerndecke und ihre Verbreitung im helvetischen Faciesgebiet. Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XII, p. 65—147.

250. **Jean Boussac.** Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. Mémoires pour servir à l'explication de la Carte géologique détaillée de la France. Paris. (Chapitre IX: Le Nummulitique dit autochthone de la Suisse centrale et orientale, p. 355—416. Chapitre X: Le Nummulitique des nappes helvétiques de la Suisse centrale et orientale, p. 417—494.)

251. **M. Blumenthal.** Der Calanda. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., Liefg. 39.

252. **A. Buxtorf.** Bericht über die Exkursion der Schweiz. geolog. Gesellschaft ins Flyschgebiet des untern Schächentals. Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XII, p. 188—193.

253. **Roman Frei.** Über die Ausbreitung der Diluvialgletscher in der Schweiz. Mit einer Karte in 1 : 1,000,000. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., 41. Liefg., II. Abt.

254. **Ernst Ganz.** Stratigraphie der mittleren Kreide (Gargasien, Albien) der obern helvetischen Decken in den nördlichen Schweizeralpen. Neue Denkschriften d. Schweiz. naturf. Gesellsch., Bd. 47, Abt. 1.

255. **W. A. Keller.** Die autochthone Kreide auf Bifertenstock und Selbsanft. Mit einer geolog. Karte in 1 : 15,000. Beiträge z. geolog. Karte der Schweiz, n. F., 42. Liefg.

256. **Louis Rollier.** Über die obercretacischen Pyritmergel (Wang- und Seewenermergel) der Schwyzeralpen. Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Altdorf, II. Teil, p. 203—207; Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XII, p. 178—180.

257. **Walter Staub.** Bau der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal. Verhandlungen d. naturf. Gesellsch. in Altdorf, II. Teil, p. 188—190; Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XII, p. 162—164.

258. **Walter Staub.** Gebirgsbau und Talbildung im Maderanertal und Schächental (Kt. Uri). Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XII, p. 148—151.

259. **P. van der Ploeg.** Geologische Beschreibung der Schlossberg-Spannortgruppe. Eclogae geolog. Helvetiae, Bd. XII.

1912. 260. **F. Zyndel.** Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., Liefg. 41.

1913. 261. **P. Arbenz.** Die Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz. Vierteljahrsschrift d. naturf. Gesellsch. in Zürich, 58. Jahrg., p. 15—34.

262. **Walter Hauswirth.** Geologie der Gebirge südlich von Muotathal. Kaiserstock und Wasserberg. Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XII, p. 601—662.

263. **Hugo Mylius.** Geologische Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen. II. Teil (darin Kap. IV: Das geotektonische Problem der Glarneralpen). München.

264. **August Roth.** Das Murgtal und die Flumseralpen. Eine pflanzengeographische Studie. Jahrbuch d. st.-gallischen naturw. Gesellsch., 52. Bd., p. 1—283.

265. **Rud. Schider.** Geologie der Schrattenfluh im Kanton Luzern. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., Liefg. 43.

266. **Julius Weber.** Geologische Wanderungen durch die Schweiz. Klubführer, herausg. vom Schweizer Alpenclub. II. Bd.: Kalk- und Schieferalpen.

1914. 267. **Heinrich Ahrens.** Der Grosse Aubrig im Wäggital. Marburg.

268. **Paul Niggli** und **Walter Staub.** Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., 45. Liefg., III. Abt.

269. **J. Oberholzer.** Der Deckenbau der Glarneralpen östlich von der Linth. Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch., II. Teil, p. 164—168; Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XIII, p. 369—372.

1915. 270. **P. Niggli, U. Grubenmann, A. Jeannet** und **R. Moser.** Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer der Schweiz. Beiträge z. Geologie d. Schweiz, geotechn. Serie, Liefg. V.

271. **A. Spitz** und **G. Dyrenfurth.** Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scanfs und dem Stilfserjoch. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., Liefg. 44.

272. **A. Buxtorf.** Erläuterungen zur geologischen Karte der Rigi-Hochfluhkette; herausg. von der geolog. Kommission d. Schweiz. naturf. Gesellsch.

1916. 273. **Arnold Heim.** Über Abwicklung und Facieszusammenhang in den Decken der nördlichen Schweizeralpen. Vierteljahrsschrift der naturf. Gesellsch. in Zürich, 61. Jahrg., p. 474—487.

274. **Arnold Heim.** Transgressionen der Trias und des Jura in den nördlichen Schweizeralpen. Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Schuls. II. Teil, p. 154—156; Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XIV, p. 228 und 229.

275. **Hugo Mylius.** Ein geologisches Profil vom Säntis zu den Bergamasker Alpen. Neues Jahrbuch f. Mineralogie, Geologie u. Paläontologie, Beilageband 41, p. 237—341.

276. **Chr. Tarnuzzer.** Geologische Übersicht von Graubünden. Supplementband für den Clubführer durch die Graubündner Alpen, p. 1—52. Zürich.

1916–1922. 277. **Albert Heim.** Geologie der Schweiz. 2 Bände in 3 Teilen. Leipzig. (Bd. II: Die Schweizeralpen.)

1917. 278. **Léon W. Collet.** Le mode de formation et l'écoulement souterrain du Muttensee (Glaris). Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XIV, p. 665/666; Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Zürich, II. Teil, p. 196.

279. **Albert** und **Arnold Heim.** Der Kontakt von Gneiss und Mesozoikum am Nordrand des Aarmassivs bei Erstfeld. Vierteljahrsschrift d. naturf. Gesellsch. in Zürich, Jahrg. 62, p. 423—451.

280. **Arnold Heim.** Zur Tektonik des Aubrig. Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Zürich, II. Teil, p. 201/202; Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XIV, p. 678—680.

281. **J. Oberholzer.** Wildflysch und helvetischer Flysch in den östlichen Glarneralpen. Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Zürich, II. Teil, p. 196—198; Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XIV, p. 668/669.

282. **J. Oberholzer.** Bericht über die Exkursion der Schweiz. geologischen Gesellschaft in die Glarneralpen vom 13. bis 15. September 1917. Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XIV, p. 688—705.

283. **L. Rollier.** Alpine Kreide- und Nummulitenformation. Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XIV, p. 669—674; Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Zürich, II. Teil, p. 198.

284. **C. Schmidt.** Erläuterungen zur Karte der Fundorte von mineralischen Rohstoffen in der Schweiz. Beiträge z. Geologie d. Schweiz, herausg. v. d. geotechn. Kommission d. Schweiz. naturf. Gesellsch.

1918. 285. **Rudolf Gsell.** Beiträge zur Kenntnis der Schuttmassen im Vorderrheintal. Jahresbericht d. naturf. Gesellsch. Graubündens, n. F., Bd. 58, p. 127—202.

286. **Fridolin Jenny.** Diluviale Schotter mit Moränenbedeckung am Eingang ins Sernftal (Glarus). Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XIV, p. 706—714.

287. **Adolf Roemer.** Durch Natur und Kultur bedingte landschaftliche Veränderungen im untern Linthgebiete. (Dissertation Zürich.)

1919. 288. **P. Arbenz.** Probleme der Sedimentation und ihre Beziehung zur Gebirgsbildung in den Alpen. Vierteljahrsschrift d. naturf. Gesellsch. in Zürich, 64. Jahrg. (Heim-Festschrift), p. 246—275.

289. **Hans Fehlmann.** Der schweizerische Bergbau während des Weltkrieges. Schweiz. Volkswirtschaftsdepartement, Bergbaubureau, Bern.

290. **J. Oberholzer.** Der tektonische Zusammenhang von Glärnisch-, Schild- und Wiggisgruppe. Vierteljahrsschrift d. naturf. Gesellsch. in Zürich, 64. Jahrg. (Heim-Festschrift), p. 77—99.

291. **August Roth.** Die Vegetation des Walenseegebietes. Beiträge z. geobotan. Landesaufnahme, Nr. 7. Zürich. (Geologisches p. 7—10.)

292. **Rudolf Staub.** Über das Längsprofil Graubündens. Vierteljahrsschrift d. naturf. Gesellsch. in Zürich, 64. Jahrg. (Heim-Festschrift), p. 294—335.

293. **Ernst Truninger.** Über das Vorkommen natürlicher Phosphate in der Schweiz und deren Verwendung zu landwirtschaftlichen Zwecken. Landwirtschaftl. Jahrbuch der Schweiz.

1920. 294. **E. Baumberger.** Über das Alter der Vaulruz- und Ralligschichten. Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XVI, p. 137/138; Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Neuchâtel, II. Teil, p. 207/208.

295. **Arnold Heim.** Das helvetische Deckengebirge. In: Alb. Heim, Geologie der Schweiz, Bd. II, 1. Hälfte, p. 259—476.

296. **Alph. Jeannet.** Jurassique du Glärnisch. Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XVI, p. 126/127.

297. **Alfred de Quervain** und **Erwin Schnitter.** Das Zungenbecken des Bifertengletschers. Neue Denkschr. d. Schweiz. naturf. Gesellsch., Bd. 55, Abh. 2, p. 137—149.

298. **L. Rollier.** Sur les Faciès du Nummulitique dans les Alpes suisses centrales et orientales. Verhandl. d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Neuchâtel 1920, p. 205/206; Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XVI, p. 134—136.

299. **G. Theobald.** Naturbilder aus den rhätischen Alpen. 4. umgearbeitete Auflage v. Dr. Chr. Tarnuzzer. Chur.

1921. 300. **Emil Bächler.** Das Drachenloch ob Vättis im Taminatale und seine Bedeutung als paläontologische Fundstätte und prähistorische Niederlassung aus der Altsteinzeit. Separatabdruck aus dem Jahrbuch der st.-gallischen naturw. Gesellsch., Bd. 57, I. Teil. (Geologische Verhältnisse, p. 47—67.)

301. **A. Jeannet.** L'âge des charbons feuilletés de la basse vallée de la Linth. Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XVI, p. 508—511; Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Schaffhausen, II. Teil, p. 123/124.

302. **Albert Ochsner.** Geologie des Fluhbrig und der nördlich anschliessenden Flyschregion, Horgen. (Dissertation Zürich.)

303. **H. G. Stehlin.** Säugetierpaläontologische Bemerkungen zur Gliederung der oligocänen Molasse. Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XVI, p. 575—581; Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Schaffhausen, II. Teil, p. 136/137.

1922. 304. **Arnold Heim.** Neue Beobachtungen am Alpenrand zwischen Appenzell und Rheintal (vorläufige Mitteilung). Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Bern, p. 222/223.

305. **Hans Meyer.** Geologische Untersuchungen im Gebiet der Wageten- und Risetenketten (Kt. Glarus). Braunfels (Dissertation Zürich).

306. **Paul Niggli.** Der Taveyannazsandstein und die jungen alpinen Eruptivgesteine. Schweiz. mineralogisch-petrograph. Mitteilungen, Bd. II, Hefte 3 und 4.

307. **J. Oberholzer.** Geologische Geschichte der Landschaft von Glarus. In: Mitteilungen der naturf. Gesellsch. des Kts. Glarus, Heft 3, p. 43—101.

308. **Hans Thalmann.** Das Bannalpkonglomerat. Ein Beitrag zur Stratigraphie der Dogger-Malmgrenze in den helvetischen Alpen. Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XVII, p. 540—554.

1923. 309. **E. Baumberger.** Beschreibung zweier Valangien-Ammoniten. Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XVIII, p. 303—313; Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Zermatt, II. Teil, p. 146.

310. **Joos Cadisch.** Beitrag zur Entstehungsgeschichte der Nagelfluh. Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XVIII, p. 222—227.

311. **Arnold Heim.** Der Alpenrand zwischen Appenzell und Rheintal (Fähnerngruppe) und das Problem der Kreide-Nummuliten. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., 53. Liefg., p. 1—52.

312. **Alph. Jeannet.** Le Crétacé supérieur de la région du Drusberg, canton de Schwyz. Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XVIII, p. 227—231.

313. **Alph. Jeannet.** Les charbons feuilletés de la vallée de la Linth entre les lacs de Zurich et de Walenstadt. In: Die diluvialen Schieferkohlen der Schweiz, von Ed. Baumberger, Ed. Gerber, Alph. Jeannet und J. Weber. Beiträge zur Geologie der Schweiz, geotechn. Serie, 8. Liefg. Darin besonders: J. Oberholzer und A. Jeannet: Les charbons feuilletés de Winden (Walenberg) près de Mollis (Glaris), p. 303—306, pl. XVII.

314. **M. Lugeon.** Sur l'âge du grès de Taveyannaz. Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Zermatt, II. Teil, p. 136; Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XVIII, p. 220.

315. **Louis Rollier.** Supracrétacique et Nummulitique dans les Alpes orientales. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., 53. Liefg., p. 53—85.

1924. 316. **E. Baumberger.** Die subalpine Molasse von Luzern. Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XIX, p. 165—177; Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Luzern, II. Teil, p. 149/150.

317. **E. Baumberger.** Versuch einer Umdeutung der Profile durch die subalpine Molasse der Zentral- und Ostschweiz. Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Luzern, II. Teil, p. 150; Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XIX, p. 192.

318. **Arnold Heim.** Das Problem der Kreide-Nummuliten in Ostschweiz und Vorarlberg. Geolog. Rundschau, Bd. 15, p. 223—226. Berlin.

319. **H. Huttenlocher.** Über Mineralbestand und Struktur einiger schweizerischer Erzgänge (chalkographische Untersuchung). (Darin über Kupfergänge der Mürtschenalp.) Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XVIII, p. 512—518.

320. **Fridolin Jenny.** Beiträge zur Geographie der Ortschaften im Tale der Linth. Mitteilungen der ostschweiz. geographisch-kommerz. Gesellsch. in St. Gallen. Jahrg. 1923, p. 3—122.

321. **Hans Schardt.** Die geologischen Verhältnisse des Stau- und Kraftwerkes Wäggital. Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XVIII, p. 525—544.

322. **Hans Schardt.** Bericht über die geologische Exkursion ins Wäggital. Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XVIII, p. 544—550.

323. **Rudolf Staub.** Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., 52. Liefg.

1925. 324. **Gabriel Freuler.** Geologische Untersuchungen in der Mürtschengruppe (Kt. Glarus). Mit 22 Tafeln. Dissertation Zürich.

325. **Gabriel Freuler.** Geologie des Mürtschenstocks; mit einer geolog. Karte 1 : 15,000. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., 54. Liefg., 4. Abt.

326. **Hans Hirschi.** Uranglimmer (?) der Mürtschenalp. Schweiz. mineralog. und petrograph. Mitteilungen, Bd. V, p. 248/249.

327. **Rudolf Staub.** Profile zum «Bau der Alpen». Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Aarau, II. Teil, p. 135/136; Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XIX, p. 657.

1926. 328. **P. Arbenz.** Über Verbreitung und Bedeutung der tauchenden Falten in den helvetischen Alpen. Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XX, p. 241—244.

329. **P. Beck.** Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizeralpen. Mitteilungen d. naturwissensch. Gesellsch. Thun, 1. Heft, p. 1—53; Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XIX, p. 668—673.

330. **Joos Cadisch.** Der Bau der Schweizeralpen, räumlich dargestellt und kurz erläutert. Zürich, Leipzig, Berlin.

1927. 331. **Arnold Heim.** Über Bau und Alter des Alpennordrandes. Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XXI, p. 73—80; Verhandlungen d. Schweiz. naturf. Gesellsch. in Basel, p. 156/157.

1927. 332. **Martin Luther.** Die tektonischen und stratigraphischen Zusammenhänge östlich und westlich der Reuss zwischen Brunnen und Amsteg. Jahrbuch d. philosoph. Fakultät II d. Universität Bern, Bd. VII, p. 113—139, Taf. II—IV.

1928. 333. **Hans Adrian.** Geologie der Klausen-Poststrasse Linthal-Altdorf. In: Schweizerische Alpenposten, herausg. von der eidg. Postverwaltung. Geograph. Kartenverlag Bern.

334. **Albert Heim.** Die Therme von Pfäfers. Geologische Nachlese Nr. 28. Vierteljahrsschrift d. naturf. Gesellsch. in Zürich, Jahrg. 1928, p. 65—140.

335. **P. von Schumacher.** Der geologische Bau der Claridenkette. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., 50. Liefg., 4. Abt.

336. **E. Baumberger.** Die Deutung des Rigi- und Rossbergprofils auf Grund neuer Fossilfunde. Verhandlungen d. naturf. Gesellsch. in Basel, Bd. XL, II. Teil.

1929. 337. **Albert Heim.** An der Erkenntniswurzel alpiner Tektonik. Geologische Nachlese Nr. 29. Vierteljahrsschrift d. naturf. Gesellsch. in Zürich, p. 213—223.

1929–1932. 338. **J. Früh.** Geographie der Schweiz, Bde. I und II. St. Gallen.

1930. 339. **E. Baumberger.** Vorläufige Ergebnisse über die Altersbestimmung der subalpinen Süsswassermolassen in der Ostschweiz. Eclogae geolog. Helvetiae, vol. 23, p. 555—562.

340. **J. Cadisch.** Geologische Beobachtungen im Molassegebiet zwischen Linth und Thur. Eclogae geolog. Helvetiae, vol. 23, p. 567—571.

341. **C. Friedländer.** Erzvorkommnisse des Bündner Oberlandes und ihre Begleitgesteine. Beiträge z. Geologie d. Schweiz. Geotechnische Serie, Liefg. XVI, Heft 1, herausg. von d. geotechn. Kommission d. Schweiz. naturf. Gesellsch.

342. **Marthe Gerber.** Beiträge zur Stratigraphie der Jura-Kreidegrenze in der Zentralschweiz. Eclogae geolog. Helvetiae, vol. 23, p. 497—547.

343. **P. Niggli, F. de Quervain, R. U. Winterhalter.** Chemismus schweizerischer Gesteine. Beiträge z. Geologie d. Schweiz, geotechn. Serie, XIV. Liefg.

II. Geologische Karten.

1846. 344. **Arnold Escher von der Linth.** Geologische Karte des Kantons Glarus, 1 : 140,000. In Heer u. Blumer: Der Kanton Glarus.

1853. 345. **Bernh. Studer** und **Arnold Escher v. d. Linth.** Geologische Karte der Schweiz, 1 : 380,000. (II. Aufl. erschienen 1867).

1873. 346. **A. Baltzer.** Geologische Karte des Glärnisch, 1 : 50,000. In: Der Glärnisch, ein Problem alpinen Gebirgsbaues.

1875. 347. **A. Escher v. d. Linth, A. Gutzwiller, C. Mösch, F. J. Kaufmann.** Blatt IX des Dufouratlas der Schweiz, 1 : 100,000, geologisch.

1878. 348. **Alb. Heim.** Geologische Karte der Tödigruppe, 1 : 100,000. In: Mechanismus der Gebirgsbildung, Taf. I.

349. **Alb. Heim.** Geologische Karte der Gebirgsfalten zwischen Walensee und Vorderrhein, nach den Beobachtungen von Arnold Escher von der Linth, Theobald, Baltzer, Heim. 1 : 250,000. In: Mechanismus der Gebirgsbildung, Taf. II.

1884. 350. **Alph. Favre.** Carte du phénomène erratique et des anciens glaciers du versant nord des Alpes suisses et de la chaîne du Mont Blanc. 4 Blätter in 1 : 250,000.

1885. 351. **Alb. Heim, A. Escher v. d. Linth, G. Theobald, K. v. Fritsch.** Blatt XIV des Dufouratlas der Schweiz, 1 : 100,000, geologisch.

1893. 352. **Carl Burckhardt.** Die nördlichsten Kreideketten der Alpen von der Sihl bis zur Thur, 1 : 50,000, geologisch. In: Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., 2. Liefg., Taf. I.

1894. 353. **Alb. Heim** und **C. Schmidt.** Geologische Karte der Schweiz, 1: 500,000 (II. Aufl. 1911).

1896. 354. **Carl Burckhardt.** Die Kreidegebirge nördlich des Klöntales, 1 : 50,000. In: Beiträge z. geolog. Karte der Schweiz, n. F., 5. Liefg.

1897. 355. **Chr. Piperoff.** Geologische Karte des Calanda, 1 : 50,000. In: Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., 7. Liefg.

1898. 356. **A. Rothpletz.** Geologische Karte der Glarneralpen, 1 : 100,000. In: Das geotektonische Problem der Glarneralpen.

1900. 357. **J. Oberholzer.** Karte der Bergstürze bei Glarus, Schwanden und Näfels, 1 : 20,000. In: Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., 9. Liefg.

1903. 358. **J. Früh.** Moorkarte der Schweiz, 1 : 530,000. In: Früh und Schröter, Die Moore der Schweiz. Beiträge z. Geologie d. Schweiz, geotechn. Serie, 3. Liefg.

1907. 359. **Arnold Heim** und **J. Oberholzer.** Geologische Karte der Gebirge am Walensee, 1 : 25,000. Spezialkarte Nr. 44, herausg. v. d. Schweiz. geolog. Kommission.

1910. 360. **J. Oberholzer** und **Alb. Heim.** Geologische Karte der Glarneralpen, 1 : 50,000. Spezialkarte Nr. 50, herausg. v. d. Schweiz. geolog. Kommission.

361. **Walter Staub.** Kartenskizze der Moränen- und Bergsturzablagerungen im Rheintal von Chur bis Flims, 1 : 50,000. In: Die Tomalandschaften im Rheintal von Reichenau bis Chur.

1911. 362. **Walter Staub.** Geologische Karte der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal, 1 : 50,000. Spezialkarte Nr. 62, herausg. v. d. Schweiz. geolog. Kommission.

1912. 363. **Roman Frei.** Die diluvialen Gletscher der Schweizeralpen, 1 : 1,000,000. In: Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., 41. Liefg.

364. **W. A. Keller.** Geologische Karte von Bifertenstock und Selbsanft, 1 : 15,000. In: Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., 42. Liefg.

1913. 365. **Walter Hauswirth.** Geologische Karte der Gebirge südlich von Muotatal (Kt. Schwyz), 1 : 50,000. In: Geologie der Gebirge südlich von Muotatal.

1915. 366. **U. Grubenmann** und **A. Jeannet.** Karte der schweizerischen Steinbrüche in Bausteinen, 1 : 530,000. In: Die natürlichen Bausteine und Dachschiefer der Schweiz. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, geotechn. Serie, 5. Liefg.

1917. 367. **Arnold Heim** und **J. Oberholzer.** Geologische Karte der Alviergruppe, 1 : 25,000. Spezialkarte Nr. 80, herausg. von der Schweiz. geolog. Kommission.

368. **C. Schmidt.** Karte der Fundorte von mineralischen Rohstoffen in der Schweiz. Beiträge zur Geologie der Schweiz, herausg. v. d. Schweiz. geotechn. Kommission.

1918. 369. **Rudolf Gsell.** Karte der Schuttablagerungen im Gebiet Reichenau-Ilanz, 1 : 50,000. In: Beiträge zur Kenntnis der Schuttmassen im Vorderrheintal.

1920. 370. **J. Oberholzer.** Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein (Flumseralpen, Graue Hörner, Ringelspitz, Calanda), 1 : 50,000. Spezialkarte Nr. 63, herausg. v. d. Schweiz. geolog. Kommission.

1921. 371. **A. Ochsner.** Geologische Karte des Fluhbrig und der nördlich anschliessenden Flyschregion. In: Geologie des Fluhbrig und der nördlich anschliessenden Flyschregion.

1923. 371a. **H. Schardt, H. Meyer** und **A. Ochsner.** Geologische Karte des Wäggitales und seiner Umgebung, 1 : 25,000. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, Spezialkarte Nr. 108 *a*.

372. **Rud. Staub.** Tektonische Karte der Alpen, 1 : 1,000,000. Zu: Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., 52. Liefg.

1922–1924. 373. **Friedrich Weber.** Geologische Karte des Tödi-Vorderrheintalgebietes (Ostende des Aarmassivs und Wurzelregion der helvetischen Decken), 1 : 50,000. Spezialkarte Nr. 100 A, herausg. v. d. Schweiz. geolog. Kommission. Dazu Querprofile durch das Tödi-Vorderrheintalgebiet. Spezialkarte Nr. 100 B.

374. **Friedrich Weber.** Tektonische Übersicht des Wurzelgebietes der helvetischen Decken am Ostende von Aar- und Gotthardmassiv. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, Spezialkarte Nr. 101 A; dazu Querprofile durch das Ostende von Aarmassiv, Tavetscher- und Gotthardmassiv als Deckenwurzeln und durch die wurzelnächsten Teile der helvetischen Decken. Spezialkarte Nr. 101 B.

375. **Friedrich Weber.** Petrographische Detailkarte des Gebietes von Punteglias-La Gonda (zentrale Intrusivzone am Aarmassiv-Ostende). Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, Spezialkarte Nr. 102 A; dazu Querprofile durch die Brigelser Hörner, Spezialkarte Nr. 102 B.

1925. 376. **Gabriel Freuler.** Geologische Karte des Mürtschenstocks, 1 : 15,000. Spezialkarte Nr. 109 A. In: Geologie des Mürtschenstocks. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., 54. Liefg., IV. Abt.

1926. 377. **P. Beck.** Karte der letzten Vergletscherung der Schweizeralpen, 1 : 530,000. In: Mitteilungen der naturwissensch. Gesellsch. Thun, Heft 1.

Nachtrag zu Texte.

1886. 378. **G. Asper** und **J. Heuscher.** Zur Naturgeschichte der Alpenseen. Bericht der st.-gallischen naturw. Gesellschaft. 1886—1888.

1894. 379. **C. Mösch.** Beitrag zur Geologie der Nordwestecke des Kartenblattes XIV innerhalb der Grenzen zwischen dem Linthtal-Urnerboden-Schächental-Reusstal und Vierwaldstättersee bis Brunnen mit Einschluss des Muota-Bisistales bis zur Höhe des Pragelpasses. In: Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, Liefg. 24, Abtlg. III.

1907. 380. **P. Arbenz.** Zur Geologie des Gebietes zwischen Engelberg und Meiringen. Eclogae geolog. Helvetiae, vol. IX, p. 464—483.

1912. 381. **P. Arbenz.** Einige Beobachtungen über die Transgression der Wangschiefer. Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XI, p. 775—779.

1917. 382. **Rudolf Staub.** Über Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. Beiträge z. geolog. Karte d. Schweiz, n. F., 46. Liefg., III. Abtlg.

1920. 383. **Rudolf Staub.** Neuere Ergebnisse der geologischen Erforschung Graubündens. Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XVI, p. 1—26.

1922. 384. **Max Richter.** Der Flysch in der Umgebung von Oberstdorf im Allgäu. Jahrbuch der geolog. Bundesanstalt, Bd. 72, p. 49—80. Wien.

1930. 385. **M. Frank.** Beiträge zur vergleichenden Stratigraphie und Bildungsgeschichte der Trias-Liassedimente im alpin-germanischen Grenzgebiet der Schweiz. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, 64. Beilageband, Abtlg. B. Geologie und Paläontologie, p. 325—426.

1932. 386. **R. Streiff-Becker.** Aus der Gletscherwelt. Vierteljahrsschrift der naturf. Gesellsch. in Zürich, 77. Jahrg., p. 1—21.

387. **E. Kraus.** Über den Schweizer Flysch. Eclogae geolog. Helvetiae, vol. XXV, p. 39—129.

388. **Albert Heim.** Bergsturz und Menschenleben. Separatabdruck aus der Vierteljahrsschrift der naturf. Gesellsch. in Zürich, Jahrg. 1932.

389. **P. Liechti.** Über das Alter des ultrahelvetischen Flysches südlich des Thunersees. Eclogae geolog. Helvetiae, vol. 25, p. 357—369.

Einleitung.

Das Untersuchungsgebiet. Historisches.

Die nachfolgende Arbeit bildet den erläuternden Text für die schon im Jahr 1910 erschienene «Geologische Karte der Glarneralpen» von J. Oberholzer und Alb. Heim (Spezialkarte Nr. 50) sowie für die im Jahr 1920 erschienene «Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein» (Spezialkarte Nr. 63) und für das südlich vom Walensee liegende Gebiet der «Geologischen Karte der Gebirge am Walensee» von Arnold Heim und J. Oberholzer (Spezialkarte Nr. 44). In die Darstellung wurde auch noch der grösstenteils dem Südabhang der Vorabkette angehörende Geländeabschnitt einbezogen, der zwischen dem Westrand der Spezialkarte Nr. 63 und dem Ostrand der «Geologischen Karte des Tödi-Vorderrheintalgebietes» von Fr. Weber (Spezialkarte Nr. 100 A) liegt und vom Verfasser im Auftrage der Schweizerischen Geologischen Kommission in den Jahren 1923 und 1924 geologisch kartiert worden ist.

Das Untersuchungsgebiet ist im N durch die Linthebene bei Niederurnen und das Walensee-Seeztal, im E durch das st. gallische und bündnerische Rheintal, im S zwischen Chur und Waltensburg durch das Vorderrheintal begrenzt. Nordwestlich von Waltensburg fehlt ihm eine scharfe orographische Grenze. Es umfasst hier noch die Südabdachung der Hausstockkette bis Val Ladral und Crap Surscheins, die Nüschengruppe bis zum Limmerntobel, die Claridenkette nördlich vom Claridenfirn und den Hintergrund des Schächentales. Sein Westrand wird durch den oberen Teil des Bisistales bis zum Ruosalpkulm, den Pragelpass und den hintern Teil des Wäggitales gebildet. Es umfasst also im grossen ganzen die dem Linthgebiet angehörenden und die zwischen dem Walensee-Seeztal und dem Churer Rheintal liegenden nördlichen Kalkalpen. Während es östlich vom Kistenpass die ganze Sedimenthülle des Aarmassivs bis an den Nordrand der penninischen Überschiebungsdecken einschliesst, blieb weiter im W die Untersuchung schon auf der Nordabdachung der Tödikette stehen. Das dort an unser Untersuchungsgebiet südwärts sich anschliessende autochthone Gebiet der Tödi-Bifertenstockkette und die südwärts folgende Wurzelregion der helvetischen Decken sind in der geologischen Tödikarte von Fr. Weber dargestellt und werden durch den von diesem Autor in Aussicht stehenden Text erläutert werden.

Unser Untersuchungsgebiet ist das klassische Gebiet der ehemaligen «Glarner Doppelfalte». Schon um die Mitte des vorigen Jahrhunderts waren die Glarneralpen ein bevorzugtes Arbeitsfeld Arnold Escher von der Linth, dem wir neben Bernhard Studer die ersten Grundlagen der Stratigraphie und Tektonik der Schweizeralpen verdanken. In dem im Jahre 1846 erschienenen «Gemälde des Kantons Glarus» (**20**) gab er im Abschnitt Gebirgskunde eine gute Beschreibung der Gesteinsarten, in der man bereits die meisten der jetzt unterschiedenen Formationsstufen erkennen kann. Die Sedimentgesteine sind in ihrer richtigen chronologischen Reihenfolge aufgeführt, wenn auch noch Unsicherheiten in bezug auf die Abgrenzung der Formationen vorhanden sind. Bereits bespricht er auch die Tatsache, dass die alte «Sernfbildung» (Verrucano), die er sich damals als eine Abänderung der kristallinen Gesteine des Aarmassivs dachte, aus dem Vorderrheintal auf die Kämme der Hausstock- und Ringelkette hinaufsteigt und von dort, begleitet von dem «veränderten Kalkstein» (Lochseitenkalk), über die junge Nummuliten- und Flyschbildung hinweg durch die Kärpf- und Sardonagruppe hindurch und längs der Westseite des Linthtales bis ins Walenseetal hinuntersteigt, ferner dass über den Sernfschiefern wieder die ganze Reihe der Sedimente von den untern Juraschichten bis zu den jüngsten Kreidegliedern liegt, und zwar in einer Facies, die von derjenigen der unter dem Verrucano liegenden Gesteinsserie verschieden ist. Eine Erklärung für die Entstehung dieser grossartigen Lagerungsstörung wagte Escher damals noch nicht zu geben. Aber später deutete er sie durch die Annahme zweier grossen, gegeneinander-

gekehrten, liegenden Falten, von denen die südliche aus dem Vorderrheintal emporstieg, während die nördliche ihre Wurzel im Walenseegebiet hatte [1]). Diese «Glarner Doppelfalte» wurde dann von ALBERT HEIM in seinem «Mechanismus der Gebirgsbildung» (**70**) sowie in seiner «Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein» (**121**) in Wort und Bild eingehend geschildert und gegen die Angriffe mancher Geologen (VACEK, DIENER, ROTHPLETZ) verteidigt. HEIMS Mechanismus der Gebirgsbildung wurde zu einem eigentlichen Markstein in der Geschichte der Alpengeologie, indem er im Anschluss an die eingehende Untersuchung der Tödi-Windgällengruppe die bis dahin herrschende Anschauung, die Zentralmassive seien bei der Auftürmung der Alpen als gewaltige Eruptivmassen emporgestiegen und haben dabei die Sedimenthülle gesprengt und in Falten gelegt, widerlegte und der Ansicht zum Durchbruch verhalf, dass die Faltung durch Tangentialschub die vorherrschende Dislokationsform der Alpen ist, ferner, dass die Zentralmassive bei der Auffaltung der Alpen passiv mitgeschleppt worden sind und dass endlich die Täler keine Zerreissungsspalten sind, sondern durch das fliessende Wasser in den Gebirgskörper eingeschnitten worden sind.

Die in den drei letzten Dezennien des vorigen Jahrhunderts folgenden geologischen Arbeiten schlossen sich grösstenteils an die Forschungsergebnisse von ESCHER und ALB. HEIM an und erweiterten und vertieften für einzelne Gebirgsgruppen die bisherigen stratigraphischen und tektonischen Kenntnisse. BALTZER gab 1873 in seiner Glärnisch-Monographie (**62**) eine wertvolle Beschreibung der Jura- und Kreidesedimente, wobei er für den Jura die Gliederung verwendete, die ISIDOR BACHMANN schon 1863 in seiner Arbeit über die Juraformation im Kanton Glarus aufgestellt hatte, während er sich für die Kreide auf ESCHER und auf die Forschungen KAUFMANNS im Pilatusgebiet stützte. Er versuchte die komplizierte Tektonik durch die Annahme eines dem Nordflügel der Glarner Doppelfalte angehörenden liegenden Faltensystems mit nach S gekehrten Gewölbeumbiegungen zu erklären. Seine Darstellung konnte aber schon deshalb nicht richtig sein, weil er die Valangienmergel mit Drusbergschichten verwechselt hatte. ALBERT HEIM fand später (**121,** 1891, p. 54) beim Studium der Silbern, dass die Gewölbe am Glärnisch nach N gekehrt sein müssen.

Die Arbeit von C. MÖSCH über den Jura in den Alpen der Ostschweiz (**60,** 1872) zeichnet sich zwar durch erstaunlich grosse Petrefaktenlisten aus, vermochte aber keine feinere stratigraphische Gliederung und genauere chronologische Abgrenzung der Gesteinshorizonte zu bringen, da oft Fossilien aus Bänken von verschiedenem Alter bunt durcheinandergemischt wurden. Auch durch seine 1881 erschienene Geologische Beschreibung der Kalkstein- und Schiefergebirge der Kantone St. Gallen, Appenzell und Glarus (**78**) ist die Geologie unseres Gebietes, namentlich in tektonischer Beziehung, nicht wesentlich gefördert worden.

Von weit grösserem Werte war C. BURCKHARDTS Monographie der Kreideketten zwischen Klöntal, Sihl und Linth vom Jahre 1896 (**134**). Sie brachte vor allem bedeutende Fortschritte in bezug auf die Stratigraphie der Kreide, wenn auch die untersten Kreidestufen, Öhrlikalk und Valangienkalk, grösstenteils mit Schrattenkalk verwechselt und die Valangienmergel als eocäne Flyschschiefer gedeutet wurden. Diese Irrtümer waren teilweise auch schuld daran, dass die von BURCKHARDT entworfenen tektonischen Profile den tatsächlichen Verhältnissen nicht entsprechen. Um die

---

[1]) Im Sommer 1930, kurz vor Abschluss der vorliegenden Arbeit, erhielt ich durch Herrn Professor HEIM Gelegenheit, Einsicht in die im geologischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich aufbewahrten geologischen Tagebücher und Mappen mit geologischen Zeichnungen von ARNOLD ESCHER VON DER LINTH zu nehmen. Ein eigentliches Studium des darin niedergelegten gewaltigen Beobachtungsmaterials war mir in den wenigen mir zur Verfügung stehenden Stunden selbstverständlich nicht möglich; aber ich überzeugte mich doch, dass ESCHER in den Jahren von 1834 bis 1872 alle Teile meines Untersuchungsgebietes durchforscht und manche besonders interessante oder schwer verständliche Lokalität, z. B. das Bützistöckli in der Kärpfgruppe, das Panixerpassgebiet und die Guppenalp, öfters besucht hat; ferner, dass manche Tatsache, die wir geneigt waren, als neue Entdeckung zu betrachten, ihm bereits bekannt war. ARNOLD HEIM hat in seiner Churfirsten-Monographie (**228,** p. 8—11) ESCHERS Forschertätigkeit in den östlichen Schweizeralpen eingehend gewürdigt und darauf hingewiesen, dass manche Erkenntnis stratigraphischer und tektonischer Art, die in neuerer Zeit aufs neue gewonnen werden musste, bereits in seinen Tagebüchern enthalten ist, und ALBERT HEIM hat in jüngster Zeit (**337**) betont, dass ESCHER bereits an grosse regionale Überschiebungen dachte und daher als Vater der modernen Deckenlehre betrachtet werden kann. Es ist jedoch schwierig, aus ESCHERS Notizen ein klares Bild über seine tektonischen Anschauungen zu gewinnen, da er sich fast ganz auf eine objektive Beschreibung seiner Beobachtungen beschränkt und nur selten eine Bemerkung theoretischer Natur einflicht.

drei auffallenden, N-S streichenden, tektonisch anscheinend übereinanderliegenden Bergketten der Wiggis-Drusberggruppe zu erklären, nahm er eine die normalstreichenden Falten kreuzende Querfaltung an.

Nachdem Theobald schon im Jahre 1856 (**29**) die Geologie des Calanda dem damaligen Stande der Wissenschaft entsprechend dargestellt hatte, gab Piperoff im Jahre 1897 (**142**) eine kleine Monographie dieser Bergkette, die sich jedoch in stratigraphischer wie tektonischer Beziehung als sehr mangelhaft erwiesen hat. Er machte die Calandafalte zum Südflügel der Glarner Doppelfalte, während Albert Heim sie früher (**121**) in viel richtigerer Weise in deren Muldenschenkel eingeordnet hatte.

In allen diesen Arbeiten wurde die Theorie der Glarner Doppelfalte im ursprünglichen Sinne von Escher und Heim als richtig vorausgesetzt. Man dachte nicht an die Möglichkeit grosser horizontaler Überschiebungen, sondern stellte sich alle Berge in der Umrahmung des Doppelfaltengebietes als an Ort und Stelle wurzelnd vor und suchte sich alle Lagerungsstörungen durch lokale Faltung von relativ geringem Ausmass zu erklären. Aber je mehr man die Einzelheiten des Gebirgsbaues erforschte, desto schwieriger wurde es, Profile zu konstruieren, die der Doppelfaltentheorie entsprachen und mit den beobachteten Tatsachen nicht im Widerspruch standen. Schon im Jahre 1884 hatte Marcel Bertrand (**101**), ohne die Glarneralpen aus eigener Anschauung zu kennen, die Vermutung geäussert, das Phänomen der Glarner Doppelfalte sei in Wirklichkeit eine einzige grosse, von S nach N übergelegte Falte. Rothpletz vertrat in seinem 1898 erschienenen «Geotektonischen Problem der Glarneralpen» (**149**) zum erstenmal die Ansicht, dass in den Glarneralpen eine regional ausgedehnte Überdeckung jüngerer Sedimente durch ältere in mehrfacher Wiederholung vorkomme. Nach seiner Darstellung würde das autochthone Gebirge von vier schuppenartig übereinander gestossenen Überschiebungsmassen bedeckt, die jedoch nicht einheitlich von S, sondern teils von E, teils von NW herkamen und genetisch nichts mit Faltung zu tun haben. Viele tektonische Störungen suchte er durch Verwerfungen und Grabenbrüche zu erklären, die sich jedoch in der Natur nicht nachweisen lassen. So enthält seine Arbeit eine merkwürdige Verquickung von richtiger neuer Erkenntnis mit grossen Irrtümern.

Nachdem Schardt (**126**) schon im Jahre 1894 festgestellt hatte, dass die Freiburger und Waadtländer Voralpen samt den Klippen ein auf dem Flysch schwimmendes, aus dem südlichen Teil der Alpen nach N geschobenes Faltengebirge sind, schwand allmählich die Scheu vor der Annahme grosser horizontaler Überschiebungen. Aber erst die klassische Arbeit Lugeons (**165**) vom Jahre 1902: «Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse» verhalf der neuen Anschauung zum Durchbruch, dass die Alpen aus zahlreichen grossen, einheitlich von S nach N überschobenen Überfaltungsdecken aufgebaut sind. Im Gebiet der Glarneralpen zeigte er, dass das Eocänband Sisikon-Pragelpass-Deyenalp-Näfels-Kerenzerberg zwei grosse Überschiebungsmassen voneinander trennt, die «nappe inférieure de Glaris» und die «nappe supérieure de Glaris», die beide im N sich wieder in Teildecken verzweigen.

Die Untersuchungen des Verfassers, zu denen die Angriffe von Rothpletz gegen die Glarner Doppelfalte den ersten Anstoss gegeben hatten, begannen kurz vor dem Anbruch der fruchtbaren Periode der Alpenforschung, die durch die Schrift Lugeons eingeleitet worden ist. Als letztere erschien, hatte er bereits die Überzeugung gewonnen, dass in der Glärnisch-, Schild- und Kärpfgruppe mehrfache grosse Überschiebungen vorkommen. Im Verlaufe der Untersuchung sind die ursprünglichen Ansichten Lugeons in den Hauptzügen bestätigt, im einzelnen korrigiert und erweitert worden. Einen ersten Überblick über den tektonischen Bau der Glarneralpen im Lichte der neuen Deckentheorie gab Arnold Heim schon im Jahre 1905 (**177**).

Die alte «Glarner Doppelfalte» ist nicht völlig verschwunden, aber umgedeutet worden. Sie hat ihren alten Ruhm, die grossartigste bekannte Lagerungsstörung zu sein, eingebüsst; aber sie bleibt immer noch eine gewaltige und überaus augenfällige Einzelerscheinung innerhalb des grossartigen Deckenbaues der Alpen.

Im Vorwort ist bereits bemerkt worden, dass schon in den Jahren 1908—1911 die Grauen Hörner von K. Tolwinski und die Ringelkette und der Calanda von M. Blumenthal geologisch

neu aufgenommen worden sind und dass von den beiden Geologen schon längst darauf bezügliche Texte erschienen sind; ferner wurde erklärt, wie es kam, dass in der geologischen Spezialkarte Nr. 63 jene Gebiete nicht nach ihrer ursprünglichen Kartierung, sondern nach einer von mir ausgeführten Revision dargestellt sind, weshalb nun zwischen jenen Texten und der Darstellung in der geologischen Karte Widersprüche bestehen. Seit dem Erscheinen der geologischen Karten Nrn. 50 und 63 sind mehrere Teile meines Untersuchungsgebietes von jungen Geologen aufs neue geologisch untersucht und in Text und Karte dargestellt worden. Hans Meyer liess 1922 eine Arbeit über die Wagetenkette erscheinen (**305**). A. Ochsner veröffentlichte 1921 eine eingehende Studie über den Fluhbrig und das angrenzende Flyschgebiet (**302**). Seine geologische Aufnahme erschien 1924 zusammen mit den Aufnahmen von Hans Meyer und Hans Schardt in der Wagetenkette und im Wäggitalgebiet in der «Geologischen Karte des Wäggitales» (**371**[a]). R. Gsell (**285**) gab 1918 eine neue Schilderung der Schuttmassen im Bündner Vorderrheintal. Gabriel Freuler studierte sehr eingehend die Mürtschengruppe und lieferte darüber 1925 zwei Arbeiten (**324** und **325**). P. von Schumacher untersuchte gründlicher, als es mir möglich war, die tektonisch äusserst komplizierte und touristisch schwierige Claridenkette (**335**). Es ist begreiflich, dass bei diesen neuen eingehenden Untersuchungen manche neue wichtige Erkenntnis gewonnen wurde, die mir unbekannt geblieben war. Im ganzen konnte ich aber feststellen, dass die neuen Arbeiten, abgesehen von derjenigen Gsells, nur in wenigen wichtigen Punkten mit meiner bisherigen Darstellung im Widerspruch stehen. Da ich ein abgerundetes geologisches Bild meines gesamten Untersuchungsgebietes geben möchte, werde ich jene neu bearbeiteten Gebiete wie auch die von Blumenthal und Tolwinski untersuchten Gebirgsgruppen trotz der bereits darüber bestehenden Abhandlungen nicht summarisch, sondern ungefähr gleich eingehend besprechen wie das übrige Untersuchungsgebiet.

I. Teil.

Tektonik.

Autochthones Gebiet und Deckengebirge.

Die Hochgebirgskette, die den Hintergrund des Linthtales und seiner Nebentäler vom bündnerischen Vorderrheintal scheidet, birgt in ihrem Innern das Ostende des allmählich zur Tiefe sinkenden Aarmassivs. Seine kristallinen Gesteine treten als Sockel des Tödi auf der untern und obern Sandalp, dann im Limmernboden und 30 km weiter im E zum letztenmal im Taminatal bei Vättis und am Südrande der Ringel- und Calandakette bei Tamins zutage und werden von einem mächtigen Sedimentmantel überdeckt, der die Schichtreihe vom Carbon bis zum mittleren Tertiär umfasst und ein System von nordwärts übergelegten Falten bildet, deren Stirngewölbe sich nicht allzu weit von ihren Wurzeln am Rücken oder an den Flanken des Aarmassivs entfernen. Das kristalline Aarmassiv selbst ruht nirgends auf jüngern Gesteinen auf. Das sedimentäre Faltensystem und sein kristalliner Untergrund liegen, als Ganzes betrachtet, in dem Gebiete, wo es vor der Auffaltung der Alpen lag; es ist autochthones Gebirge.

Die jüngsten Gesteine des autochthonen Faltenwurfs, Nummulitenkalk und tertiärer Flysch, umhüllen in der Clariden- und Hausstockkette, am Südfuss der Grauen Hörner und in der Ringelkette die nordwärts gewendeten mesozoischen Gewölbe und streichen, oft ganze Berge aufbauend, als breites Band dem Nordrande des Aarmassivs entlang von Linthal ostwärts durch das Sernftal, das Weisstannental und die Grauen Hörner bis an den Rhein, westwärts durch die Claridenkette und das Schächental bis an den Vierwaldstättersee [1]). In der Hausstockgruppe, in der Ringelkette und in den Grauen Hörnern werden die Grate und Gipfel der Flyschberge von mützenartigen Resten des permischen Verrucanos gekrönt. Weiter im N tritt der Verrucano über dem Flysch in grosser zusammenhängender Masse auf, und darüber erscheint wieder die gesamte mesozoische Schichtreihe und das Eocän. Auf der ganzen Linie zwischen Vierwaldstättersee und Ragaz im Rheintal taucht der Flysch nordwärts unter eine mächtige Sedimentdecke, in der alle Formationen vom Verrucano bis zum Eocän, zum Teil in mehrfacher Wiederholung, vertreten sind. Nirgends lässt sich ein direkter Zusammenhang dieser Decke mit den unter dem Flysch liegenden autochthonen Falten beobachten, und auch die grossen Faciesunterschiede zwischen den beiden Sedimentgebieten verbieten, einen solchen Zusammenhang anzunehmen. Die Tatsache ferner, dass alle Falten der Sedimentdecke nach N gewendet sind, beweist, dass sie nicht von N her auf den Flysch hinaufgeschoben sein kann. Alle die nördlich von der Flyschzone liegenden Berge schwimmen auf dem Flysch und wurden vom Südrande des Aarmassivs her über seinen Scheitel hinüber an ihren jetzigen Standort geschoben. Sie gehören dem Deckengebirge an. Die Überfaltungsdecken der Glarneralpen setzen sich westwärts in den Kalkgebirgen der Zentralschweiz und der Berneralpen fort. Sie gehören dem helvetischen Deckensystem an, das zusammen mit dem Sedimentmantel des Aarmassivs die Hauptmasse der nördlich von der Rhein-Rhonefurche liegenden Kalkalpen aufbaut.

Die annähernd horizontalliegende Verrucanodecke auf dem Scheitel der Vorabkette beginnt südlich von der Kammlinie nach S zu fallen und hängt mit den mächtigen Verrucanomassen zusammen, die zwischen Flims und Brigels die linke Flanke des Vorderrheintales bedecken und bei

[1]) Dass der Wildflysch, der überall den obersten Teil dieser breiten Flyschzone bildet, nicht mehr zum autochthonen Gebirge gehört, sondern bereits überschoben ist, wird später dargetan werden.

Ilanz unter die Talsohle tauchen. Über diesem Verrucano liegen aber auf der rechten Seite des Rheintales zwischen Ilanz, Chur und Maienfeld die Bündnerschiefermassen des penninischen Deckensystems. Der Verrucano am Südabhang der Vorab- und Hausstockkette zwischen Ilanz, Panix und Brigels gehört also der Wurzelzone der glarnerischen Schubdecken an (vgl. F. Weber, **373**, 1922). Weiter im E liegt die Wurzelzone unter dem Flimser Bergsturz und den Schottern des Rheintales verborgen. Einzig im Ausgange des Domleschg ist sie nach den Untersuchungen von P. Arbenz und W. Staub (**221**) in den merkwürdigen Trias- und Doggerhügeln von Bonaduz und Rhäzüns aufgeschlossen.

A. Das autochthone Gebirge.

I. Das Aarmassiv.

Ein grosser Teil des autochthonen Gebirges, nämlich der mittlere und südliche Teil der Tödikette mit dem dort zutage tretenden kristallinen Kern des Aarmassivs, liegt ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes. Zur Abrundung des tektonischen Gesamtbildes sollen jedoch hier die Hauptresultate der in jenem Gebiete früher von Albert Heim (**70** und **121**), B. G. Escher (**241**) und F. Weber (**373, 374, 375**) durchgeführten Untersuchungen in Kürze aufgeführt werden.

Die kristallinen Gesteine des Aarmassivs sind teils echte Eruptivgesteine, teils durch Dislokationsmetamorphose aus alten Sedimenten entstandene kristalline Schiefer und bildeten sich schon während des paläozoischen Zeitalters. Nach den Untersuchungen von Albert Heim und nach der neuen Tödikarte von F. Weber lassen sich darin im Tödigebiet von N nach S folgende, ungefähr in der Streichrichtung des Gebirges verlaufende Hauptgesteinszonen unterscheiden:

1. Zone der Serizitschiefer und Gneisse mit Linsen und Streifen von Amphiboliten, sauren Graniten (Tödigranit), Diorit und Quarzporphyr. Diese Zone tritt in einer Breite von 5 km auf der untern und obern Sandalp, im obern und mittleren Teil des Val Rusein, im Limmernboden und weiter im E bei Vättis zutage.

2. Zone der Aaregranite (Alpengranite); $2{,}_5$—3 km breit, mit normalen Aaregraniten, Syeniten und dem prachtvollen Punteglasgranit von Val Rusein, Val Punteglas und Val Frisal.

3. Südliche Intrusivzone, $2{,}_5$—3 km breit, bestehend aus einer ziemlich mächtigen Zone von Quarzporphyr, einer breiten Zone von Dioriten und Gabbrodioriten, einer mächtigen Zone von Hornblendediorit und Granodiorit mit Dioriteinlagerungen, das Ganze von den Aaregraniten durch eine schmale Zone von Paraschiefern und Paragneissen getrennt. Die Zone streicht vom untern Teil des Val Rusein in den südlichen Sockel der Brigelserhörner hinein und taucht bei Brigels unter die grossen überschobenen Verrucanomassen.

Die kristallinen Gesteine des Aarmassivs wurden schon in der paläozoischen Zeit zu wiederholten Malen, zum letztenmal nach Ablagerung des Obercarbons, aufgefaltet und nahmen Teil am Aufbau des herzynischen Gebirges. Während der Permzeit wurde dieses Gebirge abgetragen und sank dann zu Beginn der Triasperiode unter das Meeresnivau. Auf die Abrasionsfläche wurden nun die mesozoischen und tertiären Sedimente in einer Mächtigkeit von über 2000 m abgelagert. Die paläozoischen Gesteine des Zentralmassivs und die mesozoische Sedimenthülle sind also durch eine Transgressionsgrenze getrennt und liegen mit scharfer Diskordanz übereinander. Der Tangentialschub, der bei der tertiären Auffaltung des Alpengebirges den Sedimentmantel zu zahlreichen Falten zusammenschob und über sie hinweg weit aus dem Süden die grossen Überfaltungsdecken nordwärts bewegte, presste auch die alten herzynischen Falten des Zentralmassivs zusammen, hob sie hoch über das Meeresniveau empor und veränderte gleichzeitig ihre Gesteine durch intensive Dislokationsmetamorphose.

Der schon paläozoisch gefaltete kristalline Kern und die erst in der Tertiärzeit dislozierte Sedimenthülle können keinen einheitlichen tektonischen Faltenwurf zeigen. Im kristallinen Kern

fallen Schieferung und Schichtung und die Grenzflächen der Gesteinszonen fast überall mit grosser Gleichförmigkeit 60—80° steil nach S, und die Faltung ist meistens nur schwer erkennbar. Die Sedimenthülle dagegen bildet viele nordwärts gekehrte, im allgemeinen ziemlich flach liegende, scharf ausgeprägte Falten. Der Mangel jeglicher Kontaktmetamorphose an der untern Grenze der Sedimenthülle und der Umstand, dass letztere die steil südfallenden Gesteinszonen des kristallinen Kerns quer abschneidet und dass die beiden Obercarbonmulden, die unter dem Gipfel des Tödi und nördlich vom Bifertenfirn steil zwischen die kristallinen Gesteine hinabgreifen, nicht mit Mulden der Sedimenthülle zusammenfallen, sind klare Beweise dafür, dass die Gesteine des Zentralmassivs älter sind als die Trias und schon vor der alpinen Faltung ihre besondere Tektonik besassen. Die spitz ausgezogenen, zwischen die kristallinen Gesteine eingeklemmten und oft tief in dieselben hinuntergreifenden Muldenkerne der Sedimenthülle jedoch beweisen deutlich, dass bei der Aufstauung der Alpen das Zentralmassiv und sein Sedimentmantel von gemeinsamem Faltungsschub ergriffen worden sind (vgl. Profile 15—18).

II. Der Sedimentmantel des Aarmassivs.

1. Linthal-Kistenpass.

(Profil 14.)

Die auf dem nördlichen Teil des Aarmassivs liegenden autochthonen Falten sind im Hintergrund des Linthtales besonders schön an den Steilhängen aufgeschlossen, die auf der Ostseite des Tales vom Nüschenstock und vom Muttseeplateau gegen das Tierfehd und das Limmerntobel abfallen (Tafel 25, Figur 1). Unter dem mächtigen Flysch taucht 2 km südlich von Linthal der Malmkalk empor, bedeckt von kalkigen Zementsteinschichten und noch etwas Öhrlikalk und Nummulitenschichten (Bürgenschichten), und baut zunächst bis zur Terrasse von Unter-Baumgarten hinauf mehrere gedrungene Falten von geringer Breite auf. Die oberste und auffälligste derselben, die Falte von Unter-Baumgarten, endigt in der Südwand der Fuhrbachschlucht mit einem liegenden Gewölbekopf mit welligen sekundären Falten und ruht auf der Terrasse unterhalb des Tritt auf einer mässig tiefen, breit nordwärts geöffneten, von Globigerinenmergeln und Nummulitenkalk gebildeten Synklinale auf. Unterhalb dieser Terrasse sticht südlich vom Fuhrbach eine zweite, enge und kurze, von Nummulitenkalk erfüllte Synklinale in den Malm hinunter [1]). Daran schliesst sich nordwärts ein niedriges Malmgewölbe, dann südlich von Obbord eine flache Mulde und endlich ein nordwärts geneigtes Gewölbe, das nördlich von Obbord unter die Talsohle taucht. In der den beiden oberen Falten angehörenden hohen Malmwand, die von Unter-Baumgarten gegen das Tierfehd abfällt, sind noch komplizierte Faltungen und Verbiegungen erkennbar, die sich aber kaum zusammenhängend verfolgen lassen. Die Faltengruppe schliesst auf der Terrasse von Unter-Baumgarten mit einer Synklinale ab, die von etwa 100 m mächtigen Globigerinenmergeln gebildet wird, im südlichen Teil 30—40° steil nach SE in das Gebirge hineinsinkt und bis auf die Ülialp hinuntersteigt. Ihr verdankt die Terrasse ihre Entstehung, auf der der Alpweg von Ülialp nach Baumgartenalp führt.

Über dieser Eocänsynklinale folgt zwischen Unter-Baumgarten und dem Plateau von Muttenalp eine prachtvolle Serie von sechs schuppenartig übereinandergeschobenen Falten (Profil 14 und Tafel 25, Figur 1). Sie sind alle aus Malm, unterer Kreide und Nummulitenschichten gebildet, am Nordende dünn ausgezogen und durch tief ins Gebirge eindringende Flyschschiefersynklinalen getrennt. Dieser Faltenbau bedingt die eigenartige Architektur des Steilhanges, über den der Kistenpassweg von Unter-Baumgarten zur Muttseehütte hinaufsteigt, den mehrfachen Wechsel von aus Malm und Kreide bestehenden Steilwänden mit aus den Globigerinenmergeln herausgewitterten Rasenbändern. Von diesen Falten zeichnet sich besonders die dritte, die Torkopffalte, durch auffallende Breite aus. Als dünn ausgezogenes Kalkband ragt sie nordwärts weit über alle andern Falten hinaus. Ihr Nordende ist 3 km vom Südende der darunterliegenden Flyschmulde entfernt;

[1]) Diese Eocänsynklinale fehlt leider in Spezialkarte Nr. 50 (360).

doch mag ihre wirkliche Breite wesentlich kleiner sein, da sie durch die Talwand schief angeschnitten ist.

Diese Falten sind dadurch ausgezeichnet, dass sie im allgemeinen keinen verkehrten Mittelschenkel besitzen. Ihre Malm- und Kreideschichten ruhen ganz nach Art der grossen Schubdecken mit einer Rutschfläche auf den Eocänsynklinalen. Auch darin stimmen sie mit dem Baue dieser Decken überein, dass über der Überschiebungsfläche ihre älteren Schichten gegen N der Reihe nach zurückbleiben, so dass am dünnen Stirnende nur noch die jüngsten Schichten vorhanden sind. Besonders schön sieht man diese Erscheinung an der unter der Terrasse von Ober-Baumgarten liegenden Falte, wo nördlich vom Wildwüstibach der Reihe nach Troskalk, Zementsteinschichten, Öhrlikalk und die Nummulitenschichten auskeilen und mit scharfer tektonischer Diskordanz auf den Globigerinenmergeln sitzen. Auch die Gewölbe- und Muldenumbiegungen sind meistens nur mangelhaft ausgebildet. Am Nordende der Torkopffalte biegen Kreide und Nummulitenkalk zwar deutlich um den Troskalk herum, brechen aber dann rasch ab. Oberhalb Nüschen sieht man die untere Kreide (Öhrlikalk bis Drusbergschichten) und die Nummulitenschichten der Muttenwändlifalte steil nach N herunterbiegen, ohne dass es jedoch zu einer vollständigen Gewölbeumbiegung kommt, und dieselbe Erscheinung zeigt sich noch deutlicher am Nordende der ersten Falte über Unter-Baumgarten. Am Nordende der Falte, auf deren Rücken Ober-Baumgarten liegt, fehlt jede Andeutung einer Gewölbebiegung. Trotzdem wird man annehmen müssen, dass diese tektonischen Formen ihrer ersten Anlage nach Falten waren. In einzelnen derselben beobachtet man auch kleinere sekundäre Biegungen und Faltungen, so in der Torkopffalte nördlich und südlich vom Wildwüstibach. Vom Rücken der Falte, welche die Terrasse von Nüschen trägt, zweigt südlich von Egg eine kleine nordwärts überliegende Kreidefalte ab. Östlich von Ülialp wird die Flyschsynklinale, welche die beiden untern Falten von Baumgartenalp trennt, durch eine kleine, aus Kreide und Nummulitenkalk bestehende Falte in zwei Teile geteilt, und dieselbe Erscheinung wiederholt sich in der nächst höhern Flyschsynklinale.

Als Reste eines verkehrten Mittelschenkels wird man die Nummulitenschichten betrachten dürfen, die nördlich von Ülialp im Walde oberhalb des Alpweges in verkehrter Lage unter dem Malm und höher oben am Wildwüstibach unter dem Öhrlikalk der Falte zutage treten, die über der Flyschsynklinale von Ülialp-Unter Baumgarten liegt. Ebenso deuten die Nummulitenschichten, die südlich von der Hütte von Ober-Baumgarten unter dem Malm der Torkopffalte hervorschauen, einen verkehrten Mittelschenkel an.

Während Kreide und Nummulitenkalk in dem bisher besprochenen $2{,}_5$ km breiten Faltensystem zwischen Linthal und Muttenalp um volle 1900 m in die Höhe gestiegen sind, bleiben sie von hier an bis zur Kistenpasshöhe auf einer Breite von 3 km fast in gleicher Höhe, bei 2500 m bis 2700 m, weil wir uns hier über dem flachen Scheitel des Aarmassivs befinden (Profil 14). Nach der Karte und den Profilen von F. Weber (**373**) zweigen hier zwischen dem Ostrande von Muttenalp und der Kistenpasshöhe vom oberen Rand der hohen Malmwand auf der Ostseite des Limmernbodens etwa sechs meist kleinere, zum Teil normal gebaute, knieförmige, zum Teil schuppenartig übereinandergeschobene Falten ab. Unter dem Piz da Dartgas beginnt das Faltensystem, entsprechend dem Oberflächenverlauf des Aarmassivs, nach S zu sinken (Profil 15). Die oberste und südlichste, von Nummulitenkalk und Globigerinenmergeln gebildete Synklinale biegt unter dem Südende der Piz da Dartgaskette rasch zur Tiefe, dringt in der Bachrinne nördlich von Alp Robi als dünn gequetschter Nummulitenkalkkeil in fast senkrechter Stellung bis auf die Sohle des Val Frisal (zirka 1800 m) hinunter und setzt sich westwärts durch dieses Tal bis zur untern Frisallücke fort. Diese schmale Eocänsynklinale, deren tektonische Bedeutung schon Albert Heim (**121**, 1891, p. 170/171) hervorgehoben hat, bildet den Südrand des autochthonen Faltensystems der Sedimenthülle des Aarmassivs. Im Gebiet der südwärts folgenden Brigelserhörner und ihrer östlichen Fortsetzung ist der mittlere und obere Teil dieses Sedimentmantels durch die grossen Schubdecken weggequetscht und nordwärts verfrachtet worden.

Als Gewölbekerne der autochthonen Falten zwischen Linthal und dem Kistenpass sind die zahlreichen aus Rötidolomit, Dogger und Schiltkalk bestehenden Falten zu betrachten, die im Lim-

mernboden und besonders vollkommen am Westabhang des Selbsanft über der untern Sandalp und über dem Tentiwang aufgeschlossen sind. Es sind meistens kleinere Falten mit erhaltenem Mittelschenkel, zum Teil aber auch schuppenartig übereinandergeschobene Falten mit tief ins Kristalline eindringenden Synklinalen. Es ist kaum möglich, jeder Kreidefalte des Nüschen-Kistenpassgebietes eine Trias-Doggerfalte des Selbsanft als Kern zuzuweisen, und es besteht zwischen ihnen auch keine vollkommene Konkordanz der Faltung. Nach den Profilen von F. Weber (**373,** Profile III und IV) lassen sich die Überschiebungsflächen von der Basis der Kreidefalten südwärts durch den Malm hindurch oft bis auf die Doggersynklinalen hinunter verfolgen, so dass der Malm in eine ganze Anzahl aufeinandergeschobener Schuppen zerlegt ist, die oft wieder komplizierte Kleinfaltung zeigen. Dieser schuppenförmige Aufbau erklärt die enorme Mächtigkeit des Malm am Vordern und Mittleren Selbsanft.

Da das Aarmassiv ostwärts zur Tiefe sinkt, fallen auch die Axen der autochthonen Falten in dieser Richtung. Das am Westabhang der Nüschengruppe so prachtvoll aufgeschlossene Kreidefaltensystem bleibt daher ostwärts im Innern der gewaltigen Flyschmasse verborgen und wird durch die nicht sehr tiefgehenden Taleinschnitte des Sernftalgebietes nicht mehr entblösst. Einzig die weit nordwärts ausholende Torkopffalte schaut mit ihrem aus Nummulitenschichten und Globigerinenmergeln bestehenden Gewölbekopf am Nordrande des Zirkus von Hintersulz unter den mächtigen darum herumgefalteten Taveyannazsandsteinen hervor und erscheint mit ihren Globigerinenmergeln nochmals am Ostabhang des Mättlenstocks westlich von Wichlenalp. Das einzige Vorkommnis autochthoner Kreide auf der Sernftalseite der Tödi-Hausstockkette sticht auf der Jätzalp aus der Flyschumhüllung heraus. Die Kreide (Kieselkalk bis und mit Seewerkalk), mächtige Nummulitenschichten und Globigerinenmergel bauen hier zwischen «Im Loch» und Oberstaffel eine 100 m hohe Steilwand auf, über die der Jätzbach in schönem Wasserfall stürzt, und bilden auf der Westseite des Baches ein spitz ausgezogenes Gewölbe mit stark reduziertem, verkehrtem Mittelschenkel (Tafel 25, Figur 5). Infolge starken östlichen Axialgefälles steigen die Nummulitenschichten der Gewölbeumbiegung und ihre Globigerinenmergelumhüllung westwärts noch hoch an den Abhang des Ruch-Wichlenberges hinauf. Zu welcher Falte des Nüschen-Kistenpassgebietes dieses Gewölbe gehört, ist schwierig zu entscheiden; wahrscheinlich tritt hier die Panärafalte der Segnes-Ringelkette zutage.

2. Ladral-Panixertal.

(Profile 13 und 14.)

Die südlichsten Falten des Kistenpassgebietes erscheinen nochmals auf der Ostseite der Muttenberg-Piz da Dartgaskette auf den Hochflächen über dem hintern Teil des Val Ladral und des Panixertales. In dem grossen Karbecken zwischen Piz da Dartgas und Crap tgietschen kann man drei schuppenförmig übereinanderliegende Kreidefalten feststellen. Ihre aus Malm und Zementsteinschichten gebildeten Antiklinalkerne zweigen in Form von drei flach nach NW aufsteigenden Keilen von der grossen Malmmasse von Urscheu dadens ab und werden durch gegen S sich ausspitzende Synklinalkerne getrennt, die aus Öhrlikalk, Valangienkalk, Kieselkalk und Drusbergschichten bestehen. Die oberste und südlichste dieser Falten besitzt ihr Stirnende auf der Ostseite des Beckens am Gipfel des Crap tgietschen, wo der aus Seewerkalk bestehende, dünn ausgezogene Gewölbekern noch von Nummulitenkalk, reduzierten Globigerinenmergeln und einer Mütze von Flyschsandstein überlagert wird. Die darunterliegende Eocänsynklinale besteht aus Globigerinenmergeln und glaukonitischem Nummulitenkalk, der auch noch in den verkehrten Mittelschenkel hineinreicht, sinkt am Nordabhang des Crap Surscheins bis auf etwa 2200 m hinunter und wird dort, über dem Verbindungsweg zwischen Andesteralp und Cavirolas, durch ein kleines, aus Seewerkalk und Nummulitenkalk gebildetes Gewölbe in zwei Teile geteilt. Die darunter folgende Kreidefalte steigt über Culm de nuorsas bis zum Cavirolasgletscher hinauf und endigt über seinem Südrande mit einem aus Seewerkalk und Nummulitenkalk bestehenden liegenden Gewölbe. Eine kurze Nummulitenkalksynklinale trennt sie von der nächst tieferen Kreidefalte, deren normaler Schenkel

den rundhöckerigen, von cañonartigen Bachrinnen durchschnittenen Boden von Cavirolas aufbaut und die ganze Schichtreihe von den Globigerinenmergeln bis zum Öhrlikalk umfasst.

Die Kreidefalten von Cavirolas setzen sich ostwärts am Fil Fluaz und im Gebiet von Alp Meer fort. An der hohen Wand, mit der der Fil Fluaz in den tiefen Kessel von Panixeralp abfällt, und an der Ostwand dieses Tales lassen sich deutlich zwei deckenartig übereinanderliegende tektonische Einheiten unterscheiden. Die untere der beiden Deckfalten beginnt mit dem mächtigen Malm, der den Hintergrund des Panixertales einrahmt, und endigt auf der steilen Terrasse von Tschingel de tschuts mit unterer Kreide (Öhrlikalk bis Drusbergschichten). Diese Kreide hängt westwärts über Fluaz mit derjenigen im Talboden von Cavirolas zusammen, streicht aber auch ostwärts durch die Wand auf der Ostseite von Panixeralp und sinkt dort beim *p* des Wortes Panixeralp auf den Talboden hinunter. Steigt man dort etwa 100 m über den Talgrund empor, so findet man längs der Schutthalde, unter welche das Anstehende taucht, über dem Troskalk zunächst etwa 15 m kalkige Zementsteinschichten, dann zirka 5 m Öhrlikalk, 2—3 m grobspätigen Valangienkalk, 6—8 m typischen, schwarzbraun anwitternden Kieselkalk und 15—20 m Drusbergschichten. Darüber aber erhebt sich abermals eine etwa 30 m hohe, massige, hellgraue Troskalkwand, über der man beim Aufstieg nach Alp Ranasca wieder die ganze Kreideserie vom Öhrlikalk bis zum Seewerkalk antrifft. Der Malm dieser obern Schichtreihe keilt nordwärts auf der Ostseite von Panixeralp aus, erscheint aber über der Terrasse von Tschingel de tschuts nochmals in einer bis 100 m hohen hellgrauen Wand, die gegen Fluaz allmählich sich ausspitzt. Die darüberliegende Kreide (Öhrlikalk bis Seewerkalk), Nummulitenkalk und Globigerinenmergel sind im Gebiet von Fil Fluaz und Alp Meer in schöne Falten gelegt. Über dem Ostufer des Baches von Cavirolas (südlich von «das» dieses Wortes) sieht man das von Globigerinenmergeln umhüllte, flach nordwärts überliegende Stirngewölbe der ganzen Deckfalte mit stark reduziertem, verkehrtem Schenkel, wahrscheinlich als östliche Fortsetzung des früher erwähnten, über dem Südrand des Cavirolasgletschers aufgeschlossenen Gewölbes. Dieselbe Stirnumbiegung, jedoch durch eine kleine Mulde in zwei Gewölbe gegabelt, tritt weiter im E am Abhang des Fil Fluaz gegen Alp de bovs zutage. Bei Camona am Panixerpassweg bilden Seewerkalk und Nummulitenkalk auf dem Rücken der Deckfalte ein sekundäres Gewölbe, das wieder in eine Serie von fünf kleinen nordwärts überliegenden Falten verzweigt ist (Tafel 26, Figur 4).

Es ist auffällig, dass von der schmalen Kreidesynklinale von Tschingel de tschuts, die auf der Ostseite des Panixertales weit nach S und bis auf den Talgrund reicht, in der hohen Malmwand auf der Westseite des Tales nichts zu sehen ist. Sie ist hier wahrscheinlich auf die kurze keilförmige Kreidesynklinale beschränkt, die nordöstlich unter dem Crap Surscheins, über dem Eingang in das Hochtal von Fluaz, in den Malm hinuntergreift.

Wie am Nordrande des Val Frisal, so taucht auch im Val Ladral und im Panixertal der autochthone Malm mit Kreide und Eocän der davon abzweigenden südlichsten Falte mit regelmässiger Biegung steil südwärts zur Tiefe, wobei die jüngeren Schichten durch Trias und Dogger einer aus der Wurzelregion der helvetischen Decken aufsteigenden Deckfalte, die später besprochen werden soll, schief abgeschnitten werden. Vom Crap tgietschen her sinken Nummulitenkalk und Globigerinenmergel zuerst mit starker Neigung, dann flach unter die merkwürdige Trias-Doggerplatte des Crap Surscheins und beginnen an ihrem Südrande bei Urscheu sura mit ihrer Kreideunterlage steil zur Tiefe zu sinken. Am Abhang gegen Ladral findet man einen letzten Rest von Globigerinenmergeln am Weg zwischen Urscheu sut und Urscheu dadens in etwa 1800 m Höhe dicht neben daraufgeschobenem, fast senkrechtstehendem Dogger aufgeschlossen. Etwa 50 m tiefer unten ist auch die Kreide schon fast ganz verquetscht; denn kaum 20 m nördlich von dem dort steil emporsteigenden Rötidolomit ist ein stark dynamometamorpher Kalk anstehend, der vielleicht Öhrlikalk ist, vielleicht aber schon zum Malm gehört.

Auf der Ostseite des Crap Surscheins ist der Nummulitenkalk in grossen Flächen im nördlichen Teil der Andesteralp bei Fueinas und westlich davon am Bache nahe unter dem Rötidolomit jenes Gipfels aufgeschlossen. Den südlichsten Eocänaufschluss (Globigerinenmergel) fand ich dort in 1950 m Höhe (beim *d* des Wortes Andesteralp). Dagegen steigt die Kreide vom südlichen Teil der Andesteralp bis auf die Sohle des Panixertales hinunter. Man findet dort etwa 100—200 m

nördlich von der Mündung des von der Andesteralp kommenden Baches am untern Teil des Abhanges von N nach S:

1. Leuchtend hellgrau anwitternder, zum Teil ganz marmorisierter Korallenkalk des obern Malm.
2. Etwa 10 m Zementsteinschichten; plattig gequetschter, etwas toniger Kalk mit serizitisch glänzenden Schichtflächen. In die 70—80° steil SE fallenden Schichten ist eine auf der Karte nicht angegebene, beim *p* des Wortes Andesteralp beginnende Bachrinne eingeschnitten.
3. Etwa 20 m typischer, dunkelgrauer, oft ziemlich deutlich oolithischer Öhrlikalk, den Südrand der Bachrinne bildend.
4. Einige Meter Valangienkalk und Kieselkalk, letzterer sehr typisch, am Fusse des Abhangs direkt auf dem Malm sitzend.

Jüngere Kreideschichten scheinen hier zu fehlen; dagegen reicht die Schichtreihe höher oben bis in den Seewerkalk hinauf. Letzterer wird zwischen 1450 und 1500 m direkt von Rötidolomit, höher oben von Dogger bedeckt.

Auf der Ostseite des Panixertales keilen die Nummulitenschichten, nachdem sie bei Camona das oben erwähnte System kleiner Falten gebildet haben, unterhalb des Panixerpassweges bei Draus, wahrscheinlich infolge tektonischer Verquetschung, aus. Dagegen lassen sich die Globigerinenmergel von dort durch den südlichsten Teil von Alp Ranasca bis zum Hauptbach von Ranasca verfolgen. Sie sind an seinem Westufer in zirka 1680 m Höhe in etwa 15 m Mächtigkeit zum letztenmal aufgeschlossen. Von dort an werden auch die mässig steil nach SE sinkenden Kreideschichten durch die Überschiebungsfläche der aus dem Panixertal aufsteigenden höheren Deckfalte wie auf der Westseite des Tales der Reihe nach abgeschnitten, so dass im südlichsten der drei von Ranasca kommenden Bäche die autochthone Schichtreihe nur noch bis in den Öhrlikalk hinaufreicht.

Bevor wir die Fortsetzung des autochthonen Gebirges im Taminagebiet besprechen, verfolgen wir die autochthonen Falten auf der Westseite des Linthtales.

3. Clariden-Windgällenkette.

(Profile 15—18.)

Das am Ostende der Claridenkette aufgeschlossene autochthone Faltensystem wird durch den Einschnitt des Wallenbaches in zwei morphologisch verschiedene Abschnitte geteilt, ähnlich wie seine östliche Fortsetzung durch die Flyschsynklinale von Unter-Baumgarten. Im nördlichen Abschnitt steigt die aus Malm, Öhrlikalk, Nummulitenschichten und etwa 100 m mächtigen Globigerinenmergeln bestehende Schichtreihe vom Ostfusse des Kammerstocks als Unterlage der Terrasse von Altenoren südwärts allmählich in die Höhe und lässt hier noch weniger als auf der Ostseite des Linthtales ausgeprägte, durch tiefe Synklinalen getrennte Falten erkennen. Man sieht zwar an den Malmwänden, namentlich westlich von Tierfehd, in den im allgemeinen nach S fallenden Schichten manche Biegungen und kaum zusammenhängend verfolgbare kleine Faltungen, nördlich vom Schreienbach auch ein deutliches nach N geneigtes Gewölbe, aber keine tief in den Malm hinuntergreifende Eocänmulden. Erst unter dem südlichen Teil der Terrasse von Altenoren steigt eine schmale aus Globigerinenmergeln und Bürgenschichten gebildete Synklinale mit verkehrtem Nummulitenkalk-Mittelschenkel etwa 80 m tief südwärts in den Malm hinunter.

Entsprechend der Faltenserie zwischen Baumgartenalp und Muttenalp sind auf der Westseite des Linthtales zwischen dem Wallenbach und dem Ostrande des Claridenfirns eine Reihe von Falten aufeinandergetürmt, deren Malm-Gewölbekerne von der mächtigen Malmmasse abzweigen, welche die Ostwände von Gemsistock und Zutreibistock aufbauen und deren Synklinalen von Nummulitenschichten und Globigerinenmergeln gebildet werden. Das Faltensystem ruht auf der im Taleinschnitt des Wallenbaches breit geöffneten Flyschmulde, in deren Kern an den beiden Ufern des Baches noch Flyschsandsteine in beträchtlicher Mächtigkeit eindringen und die am Fusse der Nordwand des Gemsistocks mit 25—30 m mächtigen verkehrtliegenden Bürgenschichten abschliesst. Über

dieser Flyschmulde sind an jener bis 1000 m hohen Steilwand noch zwei weitere Eocänsynklinalen und drei aus Malm und unterer Kreide (vorwiegend Öhrlikalk) bestehende Gewölbekerne angeschnitten. Der Malm der obersten dieser Falten bildet den Gipfel des Gemsistocks, ihre Kreide (Öhrlikalk bis Drusbergschichten) denjenigen des Altenorenstocks und die kleine Terrasse, auf der die Claridenhütte steht. Südlich davon folgt eine schmale Synklinale, in der Nummulitenkalk und Drusbergschichten miteinander verfaltet sind, dann eine flach nordwärts überliegende Öhrlikalkfalte mit einem aus stark gequetschtem Gault und Seewerkalk und aus Bürgenschichten bestehenden verkehrten Mittelschenkel. Daran schliessen sich südwärts eine flache Mulde und endlich an den Gipfeln des Zutreibistocks und des Geissbützistocks eine kleine nordwärts geneigte knieförmige Falte. Beide bestehen aus Öhrlikalk und mächtigen Bürgenschichten, die hier wieder auf Öhrlikalk transgredieren, wie westlich von Tierfehd, während, wie schon bemerkt wurde, die Kreide am Altenorenstock bis in die Drusbergschichten hinaufreicht und südlich davon an einer Stelle sogar noch Gault und Seewerkalk vorhanden sind.

Zwischen der Claridenhütte und dem Geissbützistock verschwinden die autochthonen Falten westwärts unter dem Eise des Claridenfirns. Im Claridengebiet dürfen einzig noch die am Nordrande des Claridenfirns im Sockel der Teufelsstöcke und des Bocktschingels und am Südgrate des Claridenstocks aus dem Eise aufragenden Taveyannazsandsteine und ihre Fortsetzung an der Nordwand des Claridenstocks zum Autochthonen gerechnet werden. Im übrigen gehört der ganze nördlich vom Claridenfirn liegende Teil der Claridenkette zum überschobenen Gebirge.

Die Kreide-Eocänfalten der Gemsistockkette sind auffallend weniger breit als ihre Fortsetzungen in der Nüschenstockgruppe. Von ihren Gewölben greift keines auf die Nordseite des Wallenbachtälchens hinüber; ihre Umbiegungen lagen dicht nördlich von der Nordwand der Bergkette. Sie waren nicht spitz ausgezogen, sondern abgerundet und besitzen darum einen verkehrten Mittelschenkel mit unterer Kreide und Bürgenschichten. Die Gewölbe der beiden untersten Falten sind durch kleine sekundäre Eocänsynklinalen wieder in zwei bis drei Teilgewölbe gegabelt, deren Kreide- und Malmschichten komplizierte Kleinfältelungen zeigen. Auch in der dritten Falte ist dicht südlich von der Claridenhütte ein Keil von Nummulitenschichten in das Kreidegewölbe eingefaltet. Die Eocänsynklinalen dringen nicht sehr tief ins Gebirge ein, ihre Südenden sind kaum 500 m von den Gewölbeumbiegungen entfernt. Es scheint auch die Zahl der Falten kleiner zu sein als auf der Ostseite des Linthtales.

Dieser Unterschiede wegen lassen sich die Falten der beiden Talseiten nicht genau miteinander parallelisieren. Mit ziemlicher Sicherheit darf man jedoch die Wallenbachsynklinale als Fortsetzung derjenigen von Ülialp-Unter-Baumgarten betrachten, da ihre südlich von der Wallenbachmündung aufgeschlossene Umbiegung in den Bürgenschichten mit dem Südende der Ülialpsynklinale ungefähr in gleicher Höhe und in der gleichen Streichrichtung liegt und nur 700 m davon entfernt ist. Das ausgedehnte Bürgenschichtenplateau im Gipfelgebiet von Zutreibistock und Geissbützistock entspricht tektonisch wahrscheinlich der Hochfläche von Muttenalp, vielleicht auch der Eocänsynklinale von Nüschen. Mit Sicherheit darf man als westliche Fortsetzung der letztern die obere der beiden in den Nordgrat des Vordern Selbsanft eingreifenden Eocänsynklinalen betrachten, da beide südwärts sehr tief ins Gebirge hineindringen und gegen die gleiche Stelle in der Sohle des Limmerntobels gerichtet sind. Die ohne Faltung südwärts flach ansteigenden Kreide- und Nummulitenschichten auf dem Scheitel des Mittleren und Hintern Selbsanft dürfen jedenfalls mit derjenigen des Muttenalpplateaus in Zusammenhang gebracht werden.

Auf eine Besprechung der Tektonik der südlich von den Taleinschnitten der untern und obern Sandalp liegenden Teile des Sedimentmantels am Selbsanft, Bifertenstock und Tödi muss ich verzichten, da sie ausserhalb meines eigentlichen Untersuchungsgebietes liegen. Ich verweise auf die Darstellung durch Alb. Heim (**70** und **121**), W. A. Keller (**255**), F. Weber (**373**) und auf die Profile Nrn. 15—18, die nach diesen früheren Arbeiten, namentlich nach F. Weber, durch das Tödigebiet hindurch ergänzt worden sind.

Das autochthone Faltensystem, das zwischen Linthal und Sandalp unter dem Eis des Claridenfirns und unter höheren Decken verschwindet, wird erst auf der Ostseite des Reusstales wieder

sichtbar. Sein hier aufgeschlossenes Querprofil weicht aber so sehr von demjenigen des hintern Linthtales ab, dass eine Parallelisierung der Falten der beiden Gebiete kaum möglich ist. Nördlich vom Scheidnössli bei Erstfeld sind Dogger und Malm bei ihrem Auftauchen über die Sohle des Reusstales zu einer Schar dicht übereinanderliegender, nordwärts gewendeter kleiner Falten zusammengeschoben (vgl. W. Staub, **247,** Tafel III). Südlich davon aber bilden Rötidolomit, Dogger und der untere Teil des Malm bis an den Westabhang der Kleinen Windgälle eine auffallend ruhig liegende, südwärts allmählich ansteigende Decke über dem kristallinen Aarmassiv, während im oberen Teil des Malm einige stärkere Störungen auftreten. Auf der Nordseite des Maderanertales endigt der Sedimentmantel mit der grossartigen, zuerst von Albert Heim (**70**) ausführlich dargestellten Windgällenfalte, deren Kern durch den zum Aarmassiv gehörenden Windgällenporphyr gebildet wird und deren Malm im Gebiet der Kleinen Windgälle auf eine Breite von 2—3 km über eine schmale Nummulitenkalkmulde nordwärts hinübergelegt ist. Sie nimmt nach W. Staub (**247,** p. 56) ostwärts an Breite ab und löst sich am Hüfigletscher in mehrere kleine Nebenfalten auf. Im Hintergrund des Linthtales ist sie nicht mehr in ihrer ursprünglichen Form erkennbar. P. von Schumacher (**335,** p. 23) ist der Ansicht, sie setze sich hier wahrscheinlich in der zu unklaren Falten zusammengeschobenen Malmmasse, in welche der Talzirkus von Tierfehd eingeschnitten ist, also in der unter der Terrasse von Unter-Baumgarten liegenden Falte fort. Bei einer Vergleichung der Profile 14—18 könnte man eher vermuten, die über der Flyschsynklinale Unter-Baumgarten-Ülialp folgenden Falten von Baumgartenalp seien das Äquivalent der Windgällenfalte.

4. Taminagebiet.

(Profile 1—4.)

Die kristallinen Gesteine, die im Taminatal bei Vättis zutage treten, dürfen wohl als die Fortsetzung des nördlichen Zweiges des Aarmassivs betrachtet werden, der am Ostrande des Limmernbodens unter der Sedimenthülle verschwunden ist. Da sie nicht sehr hoch über den Talboden von Vättis emporreichen, sind sie nur mangelhaft aufgeschlossen und darum bisher nicht systematisch untersucht worden. Nach Blumenthal (**240,** p. 5 und 6) besteht ihre Hauptmasse aus einem quarzreichen Serizitschiefer, der durch Dislokationsmetamorphose aus gröbern und feinern Konglomeraten entstanden ist und als Paragneiss bezeichnet werden kann. Doch fanden sowohl Tolwinski als Blumenthal auch echte Eruptivgesteine (Orthogneisse). Die Schichtung fällt diskordant zur Sedimenthülle mehr oder weniger steil nach S (westlich vom Dorfe Vättis über dem Nordufer der Tamina z. B. 45—50° steil).

Denkt man sich die wegerodierten Teile des kristallinen Massivs ergänzt, so hat seine Oberfläche die Form einer langgestreckten Kuppel, deren Scheitellinie WNW—ENE streicht, ungefähr senkrecht über Vättis kulminiert und westwärts in das Innere der Ringelkette, ostwärts unter den Calanda taucht. Während die Nordostecke der Ringelkette beim Simelbödeli noch im südlichen Schenkel dieses Vättiser Gewölbes liegt, fallen am Nordabhang der Orgeln die westlich von Hochwald in breiter Fläche aufgeschlossenen Dogger- und Schiltkalkschichten bereits etwa 25° steil nach N. Es ist also das Calfeisental westlich von Gigerwald bereits in den Nordschenkel dieses Gewölbes eingeschnitten, und ebenso liegt das Taminatal nordöstlich von Vättis, etwa von der Gegend des Gnapperkopfes an, ganz in diesem Nordflügel. Zwischen Spina und Langwies tauchen das Aarmassiv und seine mesozoische Sedimenthülle gegen NE rasch unter die Sohle des Taminatales, nicht nur, weil das Tal schief zur tektonischen Streichrichtung verläuft, sondern namentlich, weil der Scheitel des Aarmassivs und damit auch seine Sedimenthülle ostwärts rasch zur Tiefe sinken. Dass ebenso westlich von Vättis der Aarmassivscheitel gegen W sich senkt, ergibt sich nicht nur aus der Art, wie Rötidolomit und Dogger westlich von Gigerwald unter den Talboden tauchen, sondern auch aus der Tatsache, dass die Axen der Kreidefalten im Gipfelgebiet der Ringelkette alle nach W geneigt sind.

Auf den Terrassen von Gelbberg, Vättnerälpli und Vättnerberg fallen die Kreideschichten des Nordschenkels des Vättiser Gewölbes etwa 15—20° steil nach NW, biegen aber, wie die Aufschlüsse

in der Tersolschlucht und im Tobel des Radeinbaches beweisen, bergeinwärts bald zu steilerem Nordfallen um. Die Quintnerkalkschichten, in welche das Strässchen Vättis-Sardonaalp 600 m westlich von Gigerwald eingesprengt ist, fallen 47—50° gegen NW. Wo das Strässchen bei Gigerwald den Tersolbach überschreitet, zeigt die Dogger-Schiltkalkgrenze sogar 70—80° Nordfallen. Das Vättisergewölbe ist also etwas nach N geneigt.

Am Nordrande von Alp Vindels biegen die 8—15 m mächtigen Bürgenschichten (Assilinengrünsand) des Vättisergewölbes zu steilem Nordfallen um und steigen, am mittleren Teile des Abhanges annähernd senkrechtstehend, mit welliger Verbiegung bei Langwies auf die Talsohle hinunter. Gleichzeitig ist auch auf der Ostseite des Tales die Kreide-Eocängrenze von der Terrasse von Waldboden zur Tamina hinuntergesunken. Von hier an bis zur Taminaschlucht hinaus bleibt auf der rechten Talseite die Kreide unter dem mächtigen Flysch verborgen. Auf der Westseite dagegen finden sich am Abhang des Monte Luna und im Mühletobel viele Aufschlüsse von Seewerschichten und Eocän, die trotz der starken Schuttbedeckung erkennen lassen, dass hier Kreide und Eocän vier kleinere und grössere gegen NW überliegende Falten bilden, die auf der Ostseite der Tamina mit dem zur Tiefe gesunkenen Sedimentmantel des Aarmassivs zusammenhangen müssen. Östlich von Langwies treffen wir den etwa 15 m mächtigen Assilinengrünsand und die darunterliegenden weisslich angewitterten Seewerschiefer dicht über dem linken Taminaufer in nahezu horizontaler Lage und sehen diese Schichten dann nördlich von Langwies an den Fuss des Monte Luna hinaufsteigen und dort eine kleine Falte bilden. Kaum 1 km weiter im N finden wir westlich über Vasön eine aus denselben Schichten bestehende, spitz ausgezogene Falte, deren dünnplattig gequetschter Seewerkalkkern in der Nähe des Stirnendes nur noch etwa 10 m mächtig ist und auf verkehrtliegendem Assilinengrünsand ruht. Die etwa 20° SE fallenden Nummulitenbänke der unter dieser Falte liegenden Eocänsynklinale sind in den Wiesen nordwestlich über Vasön aufgeschlossen und sinken vermutlich unter den alten Schottern, auf denen das Dörfchen steht, bis zur Tamina hinunter, wo sie am Verbindungsweg zwischen Vasön und Vadura an beiden Ufern anstehend sind [1]).

Von Vasön aus steigen die Nummulitenschichten und die darunterliegenden Seewerschiefer und schiefrigen Seewerkalke als Gewölbeschenkel einer dritten, weit grösseren Falte gegen die Nordostkante des Monte Luna empor und streichen dann am Nordabhang dieses Berges noch $1{,}_5$ km weit in das Tal des Vaplonabaches hinein, wo sie unter dem Trümmerkegel eines alten Bergsturzes verschwinden. Unter dem Seewerkalk ist am Strässchen zwischen Tschenner und Vasön auf kurzer Strecke ein hellgrauer Kalk mit Schalentrümmern, wahrscheinlich Schrattenkalk, aufgeschlossen, woraus man schliessen darf, dass am Aufbau dieser Falte auch noch untere Kreide beteiligt ist.

Unter den bis 150 m mächtigen Globigerinenmergeln, auf denen am Nordabhang des Monte Luna die dritte Falte ruht, sind im Mühletobel auf 2 km Länge die Nummuliten- und Seewerschichten einer tieferen vierten Falte aufgeschlossen. In die dunkelblaugrauen, dichten, oft an Quintnerkalk erinnernden Seewerkalkbänke ist der tiefe Cañon des Mühletobels (Tschennertobel) eingeschnitten, während die darüberliegenden sanfter geböschten Abhänge aus dunkelgrauen, serizitisch glänzenden, an Kleinforaminiferen reichen Mergelkalken und Mergelschiefern bestehen, die oft auffallend Flyschschiefern gleichen, aber jedenfalls die Seewerschiefer darstellen, da sie von derselben Assilinengrünsandbank bedeckt werden wie die typischen Seewerschiefer von Vasön und Langwies. Vom östlichen Teil des Mühletobels an beginnen die schiefrigen Seewerschichten und die bis 15 m mächtige Assilinengrünsandbank nach SE zu fallen und sinken kurz vor der Mündung des Baches unter den Talboden.

Der Assilinengrünsand ist wenig nördlich davon, bei Glarina in einem Seitenbache der Tamina, nochmals aufgeschlossen. Ferner dürfen als Fortsetzung der Mühletobelfalte wohl auch die Seewerschichten und der Assilinengrünsand betrachtet werden, in welche die bekannte Taminaschlucht beim Bad Pfäfers eingeschnitten ist. Die Wände der engen Erosionsrinne bestehen aus blaugrauem, dünnplattigem, von dunkeln Tonhäuten durchzogenem Seewerkalk und einer daraufliegenden, bis 7 m dicken Nummulitenbank. Die berühmte heisse Quelle entspringt in der Sohle

[1]) Diese Nummulitenkalkaufschlüsse sind leider in der geologischen Karte nicht eingetragen.

der Schlucht einer etwa 60° steil südostfallenden Bruchspalte, welche die flach gegen E fallenden Schichten durchschneidet. Die Grenzfläche von Seewerkalk und Nummulitenkalk sinkt langsam gegen N, so dass der Assilinengrünsand am Ausgange der Schlucht hinter dem Badgebäude nahe über der Flusssohle liegt. Man sieht dort am linken Ufer die Nummulitenbank mit dem liegenden Seewerkalk etwa 30° steil westwärts am Abhang emporsteigen und unter diluviale Schotter tauchen. Der Seewerkalk ist hier nur noch etwa 3—4 m mächtig und ruht auf Globigerinenmergeln. Auch auf der Westwand des Tobels sieht man gegenüber dem Badgebäude die Nummulitenbank unter Globigerinenmergeln auskeilen. Merkwürdig ist, dass dort etwa 4 m höher oben noch eine zweite, etwa 7 m mächtige Nummulitenbank sichtbar ist. Vermutlich gehört sie einer vom Rücken der tieferen Falte abzweigenden sekundären Eocänfalte an. Wir befinden uns hier offenbar am Stirnende der Mühletobelfalte; darum hört hier auch die enge Schlucht auf, da in den nordwärts folgenden, die Kreidestirn umhüllenden weichen Globigerinenmergeln die Tamina sich eine breitere Erosionsrinne zu schaffen vermochte. (Vgl. hierzu **334,** Alb. Heim, 1928.)

Infolge des östlichen Axialgefälles verschwinden die Seewerkalkkerne der besprochenen vier autochthonen Falten schon auf der Westseite der Tamina oder in ihrer Sohle unter dem Talboden. Die Globigerinenmergel, in welche der Fluss zwischen Langwies und der Taminaschlucht eingeschnitten ist, liegen bereits im Hangenden des Faltensystems.

5. Das autochthone Gebiet zwischen Felsberg und Trins.

(Profile 3—6.)

Die kristallinen Aarmassivgesteine sind in dem kräftig eingeschnittenen Quertale von Kunkels nirgends entblösst, wären jedoch in seinem mittleren und nördlichen Teile schon in geringer Tiefe unter der Talsohle anzutreffen, da dort am Calandafusse am untern Ende des Gonscherolatobels schon der autochthone Schiltkalk, im Hüttenwiestobel auch noch der Dogger und auf der Westseite des Tales am Ausgange des Ramuztobels sogar noch der Rötidolomit aufgeschlossen sind. An letzterem Orte gehören der Rötidolomit, der bis 50 m mächtige Dogger und die etwa 25 m mächtigen Schiltschichten offenbar dem Scheitel eines Gewölbes an, das vom Vättiser Gewölbe durch eine flache Mulde getrennt ist.

Südlich vom Kunkelspass treten nun an den Abhängen des Rheintales die Aarmassivgesteine nochmals zutage. Sowohl am Fusse der Ringelkette bei Tamins wie auch am Calanda westlich von Felsberg sind es grösstenteils dunkelgrüngraue kristalline Schiefer, die nach den Untersuchungen von Blumenthal und Niggli (**240,** p. 6—8, und **251,** p. 24) nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung als Epidotchloritschiefer bezeichnet werden können und ihrer Entstehung und chemischen Zusammensetzung nach als Diabas- oder Melaphyrtuff zu deuten sind. Dazwischen fand Blumenthal im unteren Teil des Lawoitobels bei Tamins und auch in der Felswand unter Tschingels am Calanda Einlagerungen eines echten Eruptivgesteins, eines hellgrauen feldspatreichen Gesteins, das er als einen sauern Dioritporphyrit bestimmte.

Diese grünen Schiefer sind bis in die neuere Zeit, auch noch von Blumenthal, zum helvetischen Verrucano gerechnet worden. Albert Heim reihte sie in seiner Geologie der Schweiz (Bd. II, p. 146) aus tektonischen und stratigraphischen Gründen zum erstenmal unter die eigentlichen Zentralmassivgesteine ein. Sie fallen auch in der Tat unabhängig von den tektonischen Formen ihrer mesozoischen Sedimenthülle stets steil nach SE. Wenn hier Verrucano vorhanden wäre, so wären als Gesteine desselben nicht kristalline Schiefer und Dioritporphyrite, sondern grobklastische Breccien oder Konglomerate zu erwarten, wie sie für den Verrucano der tiefsten helvetischen Decken charakteristisch sind.

Sowohl nördlich von Tamins wie auch am Calanda erscheinen die grünen kristallinen Schiefer als Kern eines von Trias, Dogger, Schiltkalk und Quintnerkalk umhüllten, nordwärts geneigten breiten Gewölbes. Am Südwestende des Calanda lässt sich die Diskordanz zwischen dem kristallinen Kern und der Sedimenthülle sehr deutlich beobachten. Während die Epidotchloritschiefer stets etwa 40° steil gegen SE fallen, bildet der daraufsitzende, bis 70 m mächtige Rötidolomit über der Ter-

rasse von Tschingels zunächst ein flaches Gewölbe, dann eine schmale, sanfte Mulde und nördlich davon ein zweites, stärker ausgeprägtes Gewölbe, auf dessen Scheitel nun auch Dogger, Schiltkalk und Quintnerkalk sich einstellen. Diese Schichten biegen dann rasch zu steilem Nordfallen um und nehmen im Berginnern offenbar überkippte Stellung an; doch kann dieser verkehrte Nordschenkel der Bergsturzmassen des Bleiswaldes wegen nicht beobachtet werden. An der Westwand des Foppasteins sieht man, dass der Malm im Kern der auf diesen überkippten Schenkel folgenden Synklinale sehr kompliziert gefaltet ist. Die Malmwand, die den Abrissrand der alten Felsberger Bergstürze bildet, liegt oberhalb der Goldenen Sonne ungefähr über dem Scheitel des Gewölbes und gehört am Ostrand der Bergsturznische seinem etwa 30° steil gegen das Rheintal fallenden Südschenkel an. Die älteren Schichten desselben schauen innerhalb der Nische nur stellenweise unter dem Sturzschutte hervor. Schiltschiefer und oberer Schiltkalk sind zum letztenmal nördlich von Neu-Felsberg an der Basis der Abrisswand aufgeschlossen und tauchen dort unter die Sohle des Rheintales.

Die westliche Fortsetzung des Taminsergewölbes finden wir bei Tamins westlich vom Geschiebeboden von Girsch. Dort fällt an der Scalaseite die Schichtreihe vom Malm bis zum Rötidolomit 50—60° steil in verkehrter Lage unter die ebenfalls steil südfallenden Epidotchloritschiefer ein, die bis zum Westrande des Dorfes Tamins als Gewölbekern von 1 km Breite aufgeschlossen sind. Westlich vom Lawoibache liegen an der Strasse Tamins-Trins normal darüber zunächst eine 5—6 m mächtige Wechsellagerung von dünnen Dolomitbänken und quarzitischen Schieferlagen, die als Äquivalent des Melsersandsteins zu betrachten ist, dann eine über 50 m mächtige Folge von 75—80° steil südfallenden Rötidolomitbänken. Mit flacherem Südfallen bilden sie über dem Westrande des Lawoitobels den zusammenhängenden Gewölbeschenkel und gehen nördlich von Munt Hämmerli in 1200 m Höhe in horizontale Lage über. Wo sie dort das Lawoitobel queren, fallen sie mit den darüber folgenden Dogger- und Malmschichten bereits als Bestandteil des Nordschenkels bergeinwärts.

Während zu beiden Seiten des Lawoitobels die kristallinen Schiefer und die Trias ein einfaches nach N überliegendes Gewölbe bilden, beginnt, wie man aus den Aufschlüssen bei Munts und im Maliensbache schliessen muss, westlich von Munt Hämmerli im Südschenkel des Gewölbes eine aus Quartenschiefer und Dogger bestehende Synklinale sich zu entwickeln, die anfänglich noch flach ist, dann aber westwärts rasch sich vertieft, so dass das Taminsergewölbe sich in zwei schmale, nach N überliegende Gewölbe gabelt. Dem südlichen der beiden Teilgewölbe gehören die 35° SE fallenden, bei Eichwald nördlich und südlich von der Poststrasse anstehenden Rötidolomitschichten an, ferner der Rötidolomitrücken, der die Ruine Hohentrins trägt. Seine 35—40° SE fallenden Bänke bilden am Südabhang des Ruinenhügels noch eine etwa 30 m hohe, scharf knieförmige sekundäre Falte.

Die nördlich von diesem Gewölbe folgende Mulde macht sich zunächst durch die zwischen P. 900 und Munts auftretenden Doggeraufschlüsse bemerkbar. Westlich von P. 900 sieht man an der Poststrasse und unterhalb derselben im Bett des Maliensbaches Dogger und stark metamorphe Quartenschiefer bereits in verkehrter Lage mit steilem Südfallen unter den Rötidolomit tauchen. Dieselbe Mulde ist 1 km weiter im Westen bei Trins nochmals aufgeschlossen. Gelbgrüne, graugrüne und violettgraue Quartenschiefer mit Quarzsandsteinbänken bilden die Unterlage des südlichsten Dorfteiles und den Abhang gegen die Schotterterrasse Dabi und fallen unter den Rötidolomit von Hohentrins ein. Als ihr Liegendes erscheinen am Abhang unter dem westlichen Teil des Dorfes verkehrte Doggerschichten.

Zum Gewölbeschenkel des nördlich von dieser Synklinale folgenden zweiten Teilgewölbes gehören der Dogger, der zwischen Munts und dem Maliensbach aufgeschlossen ist, ferner die Quartenschiefer, die westlich von Munts mit Westfallen unter diesen Dogger tauchen und dann unter demselben im Bett des Maliensbaches mit 15—20° Südfallen auf langer Linie entblösst sind, endlich die am Abhang oberhalb Trins zutage tretenden Dogger- und Schiltkalkschichten. Die Schiltkalk-Quintnerkalkgrenze muss dort der Gewölbeumbiegung bereits sehr nahe liegen. Die Umbiegung selbst ist nirgends deutlich zu sehen. Zwischen Porclas und dem Crap Barcatzi kann man am Steilhang über der Strasse Trins-Mulins zwei nordwärts geöffnete enge Schiltkalksynklinalen feststellen, die durch einen schmalen Keil von Dogger-Eisensandstein und -Echinodermenbreccie getrennt sind.

Es scheinen also hier Dogger und Schiltkalk in der Gewölbestirn kleine, schmal ausgezogene sekundäre Falten zu bilden.

Beim Aufstieg von Trins gegen Alp Mora hat man den Eindruck, der Malm, der hier vor der Doggerstirn der Taminsergewölbes liegt, falle ziemlich gleichförmig ohne Faltung nach SE. Dass er aber auch hier wie nördlich von Tamins sehr kompliziert gefaltet ist, beweist die gegen die Geschiebeebene von Mulins abfallende Malmwand, die bei guter Beleuchtung viele eng übereinanderliegende, teils scharf knieförmige, teils wellige, nordwärts gewendete Mulden- und Gewölbebiegungen erkennen lässt (Figur 1).

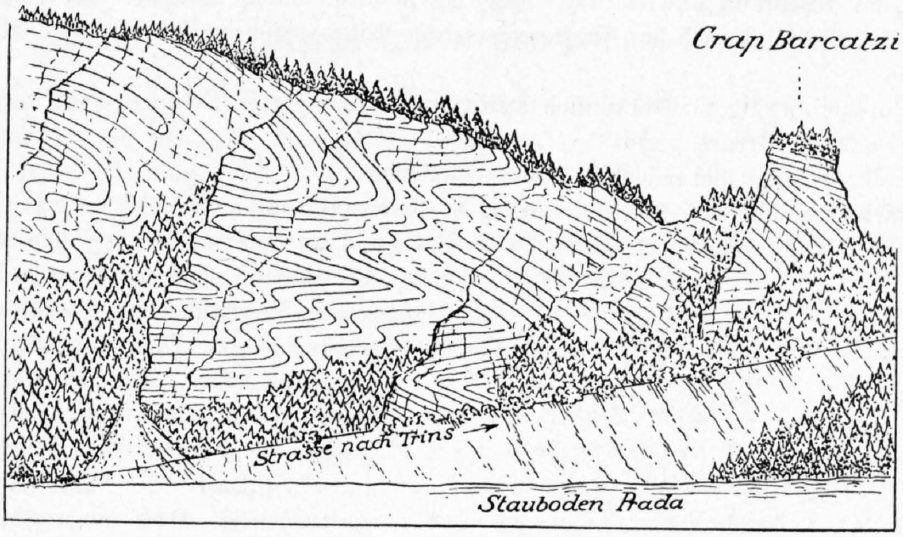


Fig. 1. **Faltungen im Malm an der Felswand östlich von Trinsermühle.**

Zwischen Pullis und der Ruine Wackenau ist auf beiden Ufern des Vorderrheins das kristalline Grundgebirge nochmals in Form von glänzenden grünen Schiefern aufgeschlossen. Man sieht dort (Figur 2) an der Mündung des Maliensbaches Rötidolomit und Melsersandstein eine schön gerundete, nordwärts geöffnete Mulde bilden, die diskordant auf den 40° S fallenden grünen Schiefern sitzt. Der Aufschluss beweist, dass südlich vom Triasgewölbe von Hohentrins wieder eine Mulde folgt, hinter welcher die kristallinen Aarmassivgesteine nochmals als Gewölbekern emporsteigen.

In den Triasschichten, die $1{,}_5$ km weiter im E zwischen Planezzas und dem Vorderrhein aus alten Schottern herausragen, tritt uns abermals eine Falte entgegen. Am Nordrand des schmalen Trockentälchens, durch das dort die Rhätische Bahn führt, sind steil südfallende Rötidolomitbänke aufgeschlossen; darauf legen sich am Ostrande dieser Rinne und als Untergrund der Bahnlinie etwa 25 m violettgraue und grüne Quartenschiefer mit schiefrigen Quarzitbänken als Kern einer Synklinale und darüber zwischen Bahnlinie und Rhein, am Fasortastein, wieder Rötidolomitbänke, die als Kern einer Antiklinale angesehen werden können. Da die Quartenschiefer des Fasortasteins nicht E—W, sondern ausgesprochen NE—SW streichen, so ist diese Synklinale wahrscheinlich nicht die Fortsetzung der an der Mündung des Maliensbaches beobachteten Mulde, sondern gehört eher einer neuen, südlicheren Synklinale an. Es scheint also, dass im Gebiet zwischen Reichenau und Trins die autochthone

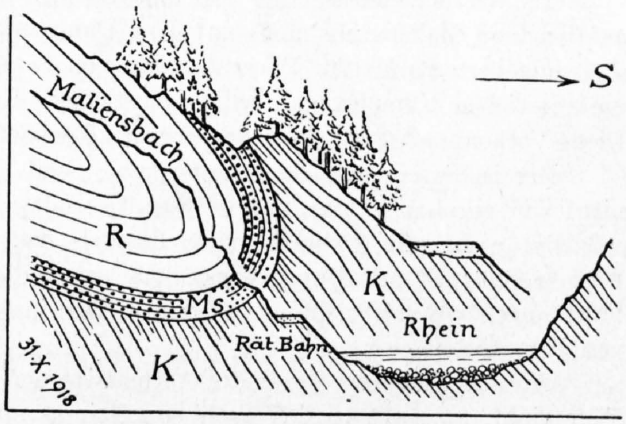


Fig. 2. **Trias-Synklinale gegenüber Wackenau am Vorderrhein.**

K = Kristalline Schiefer des Aarmassivs.
Ms = Melsersandstein. R = Rötidolomit.

Trias drei bis vier eng aneinandergedrängte, nordwärts überliegende Falten bildet.

Wie wahrscheinlich von Rothpletz zuerst beobachtet wurde und von Blumenthal (**240,** p. 40/41) eingehender beschrieben worden ist, sitzt hoch über dem gegen Trins abfallenden Malm-Steilhang auf der glazial modellierten Terrasse von Maliens, in der Höhe von 1410—1530 m, nochmals ein ziemlich umfangreicher Komplex von Dogger und Schiltkalk. Diese Gesteine sind im Bett des Maliensbaches gut aufgeschlossen. Im obersten Teil der Terrasse beobachtet man am Ostufer und im Bett des Baches das in Figur 3 dargestellte Profil. Von oben nach unten folgen:

1. $0{,}_7$—$0{,}_8$ m rostbraun anwitternder Blegi-Eisenoolith, innen blaugrau bis blassrot, mit einzelnen Belemniten, reich an flachgequetschten Eisenooiden und funkelnden Magnetit-Oktaederchen.
2. $1{,}_5$—2 m gelbfleckig und bräunlich anwitternde, feinspätige Echinodermenbreccie. Unregelmässige scharfe Grenze gegen
3. Schiltkalk, intensiv ockerfleckig, etwas calcitisiert.

Die Schichtung fällt 20—25° steil gegen S, Eisenoolith und Schiltkalk sind aber von etwa 40° S fallendem Clivage durchsetzt. Östlich vom Bach und im untern Teil des Bachbettes sind auch die ältern Doggerschichten, serizitisch glänzende Eisensandsteine und Opalinusschiefer, aufgeschlossen. Die ganze Schichtfolge liegt auf etwa 25° S fallendem Quintnerkalk der Tscheppfalte. Das Profil beweist, dass der Dogger im ganzen normal liegt, dass aber an seiner Basis eine verkehrte Schichtreihe vorhanden ist. Dass wir uns hier am schmalgequetschten Stirngewölbe einer Doggerfalte befinden, beweisen auch die Erscheinungen am obern Rande von Maliens. Etwa 40 m über den Wiesen von Ober-Maliens ist ein durch den Uaul sec hinaufsteigendes Waldsträsschen in typischen Quintnerkalk eingeschnitten; unterhalb der Strasse aber sitzen auf seinen 30° S fallenden Schichten gelblich anwitternde Schiltschiefer, gelbfleckiger Schiltkalk und der Dogger von Maliens. Ebenso tritt im untern Teil von Maliens zwischen dem Dogger-Eisensandstein und der Malmunterlage in verkehrter Lage gelbfleckiger Schiltkalk zutage.

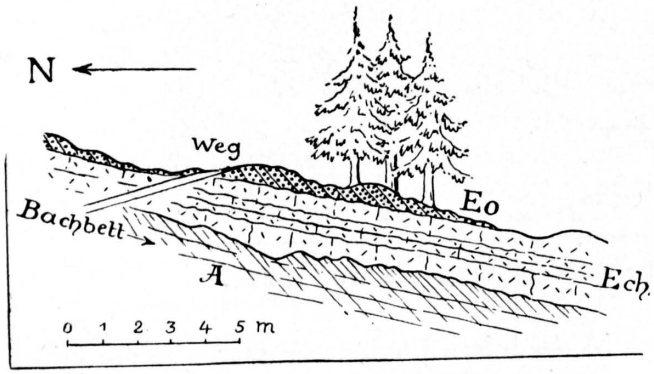


Fig. 3. **Profil am Bach im obersten Teil von Maliens,** bei ca. 1550 m.

A = Schiltkalk. Ech = Dogger-Echinodermenbreccie. Eo = Eisenoolith.

Als westliche Fortsetzung der Dogger-Schiltkalkschuppe von Maliens findet man etwa 400 m westlich von Maliens nochmals auf dem Quintnerkalk sitzende Aufschlüsse von Schiltkalkschiefern und am obern Rande der Wiesenterrasse von Si Munt, zwischen 1350 und 1400 m, einen ziemlich umfangreichen Komplex von schiefrigem Dogger-Eisensandstein, Eisenoolith und Schiltkalkschiefer. Diese Vorkommnisse scheinen den frühern Beobachtern entgangen zu sein.

Der isolierten Lage der Dogger- und Schiltkalkreste von Maliens und Si Munt wegen ist es nicht von vornherein klar, mit welcher Triasfalte der Gegend von Trins sie zu verbinden sind. Es erscheint nicht sehr wahrscheinlich, dass sie das Stirnende der Falte von Hohentrins darstellen. Eher möchte ich mit Blumenthal annehmen, dass sie einer südlich davon aufsteigenden höhern Falte angehören, vielleicht der über der Synklinale von Wackenau folgenden Falte oder der Falte von Fasortastein.

Wie der Taminser Zweig des Aarmassivs und seine Trias-Doggerhülle im Calanda ostwärts zur Tiefe sinkt, so senkt er sich auch von Tamins aus gegen W und verschwindet westlich von Trins unter den Schuttmassen des Flimser Bergsturzes. Während der Scheitel des Taminser Gewölbes auf der Dogger-Malmgrenze östlich vom Lawoitobel noch bei etwa 1250 m liegt, ist er $3{,}_5$ km weiter im W, beim Crap Barcatzi westlich von Trins, schon auf 900 m heruntergesunken.

Von der Intensität der Dislokationsvorgänge, von denen das autochthone Gebiet von Tamins-Trins betroffen worden ist, legt die starke Dynamometamorphose der Gesteine Zeugnis ab. Quartenschiefer, Dogger und Schiltkalk sind fast überall von südfallendem Clivage durchsetzt. Die Quartenschiefer sind oft zu Ottrelithschiefer geworden (vgl. BLUMENTHAL **240,** p. 12/13), und ihre ursprünglich rote Farbe ist in Gelbgrün oder Blaugrün umgewandelt. Die schiefrigen Doggergesteine sind intensiv serizitisch glänzend geworden. Der Blegi-Eisenoolith ist von funkelnden Magnetit-Oktaederchen durchschwärmt, und seine Eisenooide sind flachgequetscht. Der Schiltkalk ist oft marmorisiert und seine gelben Flecken sind zu langen Streifen ausgewalzt.

6. Die Malm-Kreidefalten der Ringel-Segneskette.

Zu beiden Seiten des Kunkelspasses gewinnt der autochthone Malm eine ausserordentlich grosse horizontale und vertikale Ausdehnung. Dass er nördlich von Felsberg von der Sohle des Rheintales (570 m) bis zum Gipfel des Taminser Calanda (2393 m) hinaufreicht, erklärt sich leicht aus dem am ganzen Bergabhang herrschenden Südostfallen seiner Schichten. Wenn wir aber auch an dem 1200—1500 m hohen Nordwestabhang des Taminser und Felsberger Calandas kein anderes Gestein als südostfallenden Malm antreffen, so müssen wir den Schluss ziehen, dass hier nicht eine einfache, normale Schichtreihe vorliegt, sondern dass die übergrosse Mächtigkeit des Malm durch Faltung oder Schuppung bedingt ist, ähnlich wie am Selbsanft im Linthgebiet. Abgesehen von den früher erwähnten komplizierten Faltungen in der vor dem Taminser Gewölbe liegenden Malmsynklinale, bemerkt man zwar weder am Taminser Calanda noch im südlichen Teil der Ringelkette auffallende Faltungen im Malm; allein weiter im N sehen wir sowohl am Calanda als am Ringelgebirge den mächtigen Malm sich in eine Reihe von Keilen gabeln, die durch Kreide getrennt werden. Diese Malmkeile sind die Gewölbekerne einer Serie von nach N überliegenden, schuppenartig übereinandergeschobenen Falten. Sie liegen gerade so auf dem Rücken des Aarmassivs wie die Kreidefalten im Gebiet zwischen Kistenpass und Panixertal und dürfen als deren östliche Fortsetzung angesehen werden.

a) Östlicher Teil der Ringelkette: Simel, Orgeln, Panärahörner.

(Profile 4 und 5.)

Ein Gesamtbild der Kreidefalten, welche die oberen Teile der Ringelkette aufbauen, lässt sich am leichtesten gewinnen, wenn wir ihre Betrachtung an der Ostecke der Bergkette beginnen, wo der tektonische Aufbau bis auf den kristallinen Kern des Aarmassivs aufgeschlossen ist. Über dem Malm des Vättiser Gewölbes folgt am Grat des Simel die gesamte Kreide vom Öhrlikalk bis zum Seewerkalk. Wie man von der Nordseite des Calfeisentales aus deutlich sehen kann, bilden alle diese Schichten und der obere Teil des Malm an der Nordwand des Simel eine gegen NW gewendete Falte, deren Gewölbe durch schmale Synklinalen nochmals in zwei bis drei kleine Falten verzweigt ist. Diese Simelfalte ist eine relativ kleine sekundäre Falte im Scheitel des Vättiser Gewölbes. Die Kreideschichten fallen am Grate des Simel infolge des westlichen Axialgefälles 10—15° nach W, biegen aber an seinem Südabhang rasch zu 20—35° steilem Südfallen um und bilden nun am Südabhang der Orgeln die Unterlage der Alp Ramuz. Sie reichen jedoch nicht auf die Südseite des Ramuzertobels hinüber; der Nordabhang des Schafgrates, wo man ihre Fortsetzung erwartet, ist ganz aus südfallendem Malm aufgebaut. Die Kreide von Ramuz ist also ein Synklinalkern, dessen Südende unter dem grossen Runsenschuttkegel von Lavaz verborgen liegt (Tafel 28, Figur 5).

Über diese Kreidemulde hinweg legt sich nun eine neue aus Malm und Kreide bestehende Falte, welche die Simelfalte an Ausmass bedeutend übertrifft. Da ihr die Gipfelreihe der Orgeln angehört, ist sie von BLUMENTHAL (**240,** p. 47) passend die Orgelnfalte genannt worden. Ihr ältestes Schichtglied, der Malm, ist westlich von Lavaz, wo er von der gewaltigen Malmmasse des Schafgrates abzweigt, etwa 150 m mächtig, wird aber nordwärts rasch dünner und erscheint an der

Südwand der Orgeln als ein hellgraues Felsband von etwa 30 m Mächtigkeit. Wie in der autochthonen Kreide von Ramuz, so ist auch hier die untere und mittlere Kreide sehr schwach entwickelt, im ganzen nur etwa 60—80 m mächtig, während der Seewerkalk an der Südwand der Grossen Orgel 100 m Mächtigkeit erreicht, also die ganze übrige Kreide an Mächtigkeit übertrifft. An den Abhängen der Orgeln ruht der Malm dieser Falte mit scharfer Überschiebungsfläche auf den Seewerschichten von Ramuz, am Westrande des Schuttkegels von Lavaz dagegen auf einer etwa 20 m mächtigen Folge von rauh anwitterndem, 30—50° S fallendem Öhrlikalk. Die autochthone Kreide von Ramuz ist also durch einen verkehrten Mittelschenkel mit der Orgelnfalte verbunden. Als ein Rest desselben darf auch die kleine Gaultinsel angesehen werden, die nördlich von Lavaz verkehrt auf dem Seewerkalk von Ramuzalp liegt.

Malm und Kreide der Orgelnfalte ziehen sich am Nordabhang der Orgeln und der Panärahörner über der Terrasse des Hochgangs mit sanftem Westfallen westwärts und keilen südlich von Hausegg mit Ausnahme der Seewerschichten rasch nacheinander aus; gleichzeitig aber stellen sich über dem westwärts sich fortsetzenden Seewerkalk noch die Nummulitenschichten und die Globigerinenmergel ein. Durch eine schmale Nummulitensynklinale wird der Seewerkalk am Nordabhang der Panärahörner in zwei sekundäre, liegende Falten geteilt. Ihre Stirnenden müssen südlich vom Augstberg unter Gehänge- und Runsenschutt verborgen liegen. Sie tauchen dort ins Innere des Ringelspitz und treten weiter im W nicht mehr zutage.

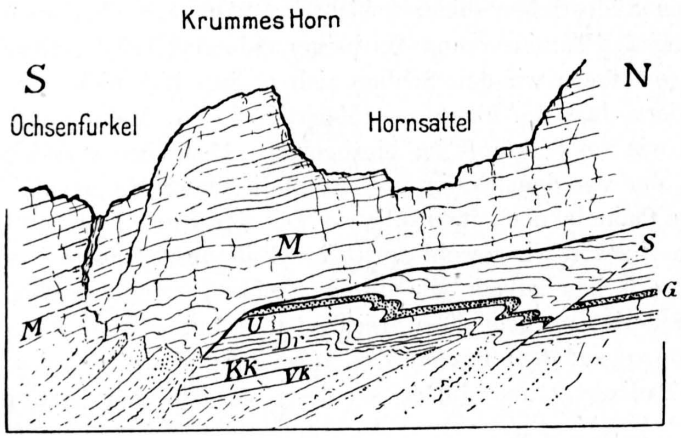


Fig. 4. **Synklinale zwischen Orgelnfalte und Panärafalte im Hintergrund von Alp Ramuz.**

M = Malm. Vk = Valangienkalk. Kk = Kieselkalk. Dr = Drusbergschichten. U = Schrattenkalk. G = Gault. S = Seewerkalk.

Das Schichtensystem der Orgelnfalte wird in den Orgeln und am westlich davon folgenden Ramuzberg von einer ganzen Reihe von Querbrüchen durchschnitten, die jedoch keine beträchtliche Verschiebung der Schichten in vertikaler Richtung bewirkt haben, da ihre Sprunghöhe höchstens einige Meter beträgt. Dagegen dienten sie der Erosion und Verwitterung als Angriffsflächen und gaben so Anlass zur Entstehung der Scharten, durch welche der Kamm der Orgeln in eine Reihe von wilden Felstürmen zerlegt worden ist.

Auch die Kreide der Orgelnfalte setzt sich südwärts nicht in den Schafgrat hinein fort, sondern endigt im oberen Teil des Hochtales von Ramuz schon in der Rinne des Ramuzerbaches. Sie wird von Malm und Kreide einer dritten Falte überdeckt, die nun zunächst die Gipfelregion der Panärahörner aufbaut und daher von Blumenthal (**240,** p. 53) Panärafalte genannt worden ist. Ihr Malm bildet die nördliche Fortsetzung der Scheitelregion des Schafgrates und besitzt bei der Abzweigung vom Malm dieses Berges westlich vom Ochsentäli eine Mächtigkeit von über 300 m, geht am Ostende der Panärahörner auf etwa 150 m zurück und streicht von dort am Nordabhang der Ringelkette als hohe, hellgraue Mauer bis unter den westlichen Teil des Ringelspitz, während die Kreide sich noch bis in den Nordostgrat des Tristelhorns verfolgen lässt. Vom oberen Teil des Hochtales von Ramuz aus kann man aufs schönste sehen, dass die Grenze zwischen der Kreide der Orgelnfalte und dem Malm der Panärafalte eine scharfe Überschiebungsfläche ist, die am Ramuzerberg mit etwa 20° Neigung gegen S fällt und dann unter dem «Krummhorn» plötzlich etwa 45° steil zur Tiefe sinkt, wobei Seewerkalk, Gault, Schrattenkalk und Neocom der Orgelnfalte schief abgeschnitten werden (Figur 4). Panärafalte und Orgelnfalte sind also hier durch keinen Mittelschenkel miteinander verbunden. Wenn eine Muldenumbiegung vorhanden ist, muss sie unter den Schuttmassen des Ochsentäli verborgen liegen und sich auf die unterste Kreide beschränken. Die Kreideschichten der Orgelnfalte zeigen, kurz bevor sie durch die Überschiebungsfläche der Panärafalte ab-

geschnitten werden, hübsche kleine, nordwärts gewendete Stauungsfalten als Wirkungen des Schubes, den die Panärafalte bei ihrem Vormarsche auf ihre Unterlage ausgeübt hat.

Zwischen dem Seewerkalk der Orgelnfalte und dem Malm der Panärafalte ist an den Orgeln noch ein tektonisches Zwischenglied eingeschaltet, das schon BLUMENTHAL (**240,** p. 44) nicht leicht erklären konnte. Von der Bresche aus, welche die Orgeln vom Ramuzerberg trennt, ragt ein flachliegendes, spitz knieförmiges, kleines Gewölbe in die Südwand der Grossen Orgel hinein. Seine hellgraue Schrattenkalkbank und das sie umrandende dunkle Gaultbändchen heben sich scharf von dem mächtigen, gelblichgrauen Seewerkalk dieses Gipfels ab. Nach BLUMENTHALS Zeichnung (**240,** Tafel III, Figur 7) setzen sich Neocom, Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk dieses Gewölbes in normaler Lagerung auch südlich von jener Bresche noch eine Strecke weit im Ramuzerberg fort. Ich konnte Gault und Seewerkalk dort nicht sicher erkennen; jedenfalls aber liegt dort zwischen dem Seewerkalk der Orgelnfalte und dem Malm der Panärafalte eine düster braun anwitternde Masse von unterer Kreide (wahrscheinlich Öhrlikalk bis Drusbergschichten), die tektonisch mit dem Kern des oben erwähnten Gewölbes zusammenhängt. Weiter im S dagegen ruht, wie schon gesagt wurde, der Malm der Panärafalte direkt auf dem Seewerkalk der Orgelnfalte. Wie auch BLUMENTHAL annimmt, handelt es sich wahrscheinlich um eine kleine Kreidefalte, die beim Vorrücken der Panärafalte von der Wurzel der Orgelnfalte abgeschürft und nordwärts verschleppt worden ist und nun als isolierte Faltenschuppe zwischen den beiden grösseren Falten eingeklemmt liegt.

Am Kamme der Panärahörner fallen die Kreideschichten nicht bloss gegen S, sondern infolge des allgemeinen Axialgefälles auch gegen W. Deshalb sind auf dem östlichen Teil des Kammes nur noch die untersten Kreidestufen (Öhrlikalk bis Drusbergschichten) erhalten. Erst westlich vom Gipfel 3062 m stellen sich darüber der Gault und mächtiger Seewerkalk ein. Auf diesem Gipfel bildet die Kreide eine kleine sekundäre, flach nach N überliegende Falte, deren normaler Schenkel bis auf den Schrattenkalk hinunter abgetragen ist und in deren verkehrtem Schenkel Gault und Schrattenkalk teilweise ausgequetscht sind. Sehr schön ist die normale Kreideserie der Panärafalte an dem aus südwestfallenden Schichtplatten bestehenden niedrigen Felsgrate aufgeschlossen, der den Taminsergletscher in zwei Teile zerlegt. An den Abhängen des Ringelspitzgipfels folgen über den schiefrigen obern Seewerschichten ohne scharf ausgeprägte Grenze dunkle Mergelschiefer von Wildflyschcharakter, über welche dann der Verrucano des Ringelspitzgipfels hinweggeschoben ist.

b) Moorkopf-Crap Matts.

(Profil 6.)

Die südwärts fallenden Malmschichten (Korallenkalk) der Panärafalte bilden den rundhöckerigen Boden von Augstberg und den Nordostfuss des Moorkopfs. An der 400 m hohen Steilwand, mit der Moorkopf und Crap Matts gegen N und E zu diesem Boden abfallen, ist eines der prachtvollsten tektonischen Bilder unseres Untersuchungsgebietes aufgeschlossen (Tafel 28, Figur 2). Aus der Ferne glaubt man, an der Ostwand des Crap Matts eine grosse, nordwärts geöffnete Kreidemulde zu erblicken; in Wirklichkeit aber löst sich diese Mulde in drei schuppenartig übereinandergeschobene, nordwärts ansteigende Kreidefalten auf, die gleichsam vom Rücken der Panärafalte abzweigen und am Gipfel von Crap Matts und Moorkopf von einer vierten mächtigen Malm-Kreidefalte überschoben werden. An dem tektonischen Bilde fallen folgende Erscheinungen auf:

1. Jede höhere Falte zweigt etwas weiter im S ab und reicht etwas weiter nach N als die nächst tiefere; die Intensität der Faltung nimmt also nach oben zu. Die tiefste Falte hat nur geringe Breite und ist lediglich eine auf die Schichtreihe Kieselkalk bis Seewerkalk beschränkte sekundäre Falte auf dem Rücken der Panärafalte. Die zweite Falte besitzt bereits ein grösseres Ausmass. Ihr Stirnende reicht mit Schrattenkalk und Gault schon bis an die Nordostkante des Moorkopfs; die Faltung hat noch Zementsteinschichten und Korallenkalk des Malm ergriffen und sie ein Stück weit über die untere Kreide der Panärafalte hinübergeschoben. Sie kann aber immer noch als eine obere Zweigfalte der Panärafalte betrachtet werden. Die dritte Falte ist bereits über 1 km breit und reicht mit Schrattenkalk und Gault bis in die Nordwand des Moor-

kopfs hinein, und ihre Wurzel besitzt einen mächtigen, weit über die Kreide der tieferen Falte hinübergreifenden Malmkern. Diese schon mehr selbständige Falte ist von BLUMENTHAL (**240**, p. 43 bis 45) Miruttafalte genannt worden, da sie, wie wir später sehen werden, den Grat des Piz Mirutta auf der Westseite von Alp Lavadignas aufbaut. Die vierte und oberste Falte, die Tscheppfalte BLUMENTHALS, greift völlig über die drei tieferen Falten hinüber und übertrifft sie also alle an Breite. Ihr Malm hängt im S mit der gewaltigen Malmmasse von Alp Mora zusammen und legt sich in Form eines mächtigen, nordwärts allmählich sich verjüngenden Keils über die auf dem Rücken der Miruttafalte liegende grosse Seewerkalkmulde hinüber. Ihre Kreide ist am Gipfel des Moorkopfs schon völlig abgetragen, am Gipfel des Crap Matts und auf seinem gegen Alp Mora absteigenden Südgrat noch in Form von düster braun angewitterten Öhrlikalkmützen erhalten geblieben. Vielleicht dürfen die früher (p. 18) besprochenen Schiltkalk- und Doggerschichten von Maliens und Si Munt im N von Trins als älteste Kernreste der Tscheppfalte angesprochen werden. Mächtige Seewerschichten füllen die Mulden des Faltensystems aus und umhüllen die Stirnenden der drei tieferen Falten.

2. Jede Falte ist mit der nächst höheren durch eine innerhalb der Kreide sich abspielende Muldenumbiegung verbunden. Die Gewölbeumbiegungen sind viel weniger deutlich ausgeprägt und fast ganz auf Gault und Seewerkalk beschränkt. Die Umbiegungen im Seewerkalk sind jedoch durch Clivage grösstenteils verwischt. Abgesehen von der tiefsten, fast normal gebauten Falte stellt die Hauptmasse jeder Falte eine normale Schichtfolge dar, die mit scharf ausgeprägter Überschiebungsfläche auf ihrer Unterlage ruht. Die verkehrtliegenden Schichten der Muldenumbiegungen werden von diesen Rutschflächen der Reihe nach abgeschnitten, so dass schliesslich nur noch Schrattenkalk und Gault als lang ausgezogene Kernteile der Falten zwischen den grossen Seewerkalksynklinalen übrig bleiben. Die Überschiebungsflächen schneiden über die Kreidemulden hinaus südwärts noch tief in den Malm hinunter. Besonders auffällig ist diese Erscheinung an der Tscheppfalte, deren Basisfläche an der Felswand als flach bogenförmig geschwungene, messerscharfe Schnittfurche zutage geht, die rücksichtslos die Kreide- und Malmschichten der Miruttafalte quer abschneidet. In auffallendem Gegensatz zu dieser tektonischen Diskordanz folgt der Gault der Miruttafalte als verkehrter Mittelschenkel weit nach N der Überschiebungsfläche der Tscheppfalte.

3. Die jüngeren Schichten der einzelnen Falten zeigen Neigung zur Bildung kleiner sekundärer Falten. Besonders schön zeigt sich diese Erscheinung in der Muldenumbiegung zwischen Miruttaund Tscheppfalte.

c) Lavadignas.

Die am Aufbau von Crap Matts und Moorkopf beteiligten Falten setzen sich westwärts in den Tälern und Graten auf der Südabdachung der Ringelkette fort. In der Tektonik des an prächtigen geologischen Bildern so reichen Tales von Lavadignas finden wir uns am besten zurecht, wenn wir zuerst die Abhänge studieren, die aus seinem südlichen Teile gegen den Südgrat des Tschepp aufsteigen. Der Malm, der dicht südlich vom Tscheppgipfel als mässig dicke Platte den Grat bildet, dann südwärts rasch zu grosser Mächtigkeit anschwillt und östlich von Bargis in den Grund des Val Turnigel hinuntersteigt, hängt um den Südrand des Karbeckens zwischen Tschepp und Crap Matts herum mit dem Malm des Moorkopfgipfels zusammen und ist somit der Malm der Tscheppfalte. An den Abhängen über Lavadignas erscheint seine Basis wie an der Ostwand des Crap Matts als eine messerscharfe Überschiebungsfläche, die flach bogenförmig nach S sinkt und auf einer normalen, ebenfalls südwärts fallenden Kreideserie ruht. Nördlich über der Untern Hütte von Lavadignas finden wir bei 2400 m Höhe unter dem Malm zunächst 60—100 m mächtigen Seewerkalk, darunter 5—8 m grünsandigen Gault, ein etwa 10 m hohes, hellgraues Schrattenkalkwändchen, etwa 20 m Drusbergschichten mit verkieselten Austernschalen, darunter in schwacher Entwicklung Kieselkalk, Valangienkalk und Öhrlikalk. Am Abhang gegen die Obere Hütte endigt die Schichtreihe unten mit etwa 30 m Malm, bestehend aus plattig-schiefrigen Zementsteinschichten und massigem, hellgrauem Troskalk. Diese Schichtreihe muss zur Miruttafalte gehören, denn ihre Kreide tritt auch auf der Ostseite des Tscheppgrates in dem Kar zwischen Tschepp und Crap Matts fensterartig

zutage und bildet dort die Fortsetzung der Kreide, die wir an der Ostwand des Crap Matts als Miruttafalte kennengelernt haben.

Am Abhang südöstlich von der Obern Hütte Lavadignas erscheint unter dem Malm der Miruttafalte nochmals eine normale Kreideserie. Bei «ad» des Wortes Lavadignas, wo man die scharfe Überschiebungsfläche sehr schön beobachten kann, beginnt sie mit mindestens 60 m mächtigem Seewerkalk. Darunter folgen alle übrigen Kreidestufen in geringmächtiger Facies und in der Talsohle bei der Obern Hütte wieder Zementsteinschichten und Troskalk. Die ganze Schichtreihe streicht mit ziemlich steilem Südfallen durch die Weiden südlich von der Obern Hütte und taucht im Bachbett westlich von der Untern Hütte unter den hier bereits zu bedeutender Mächtigkeit angewachsenen Malm der Miruttafalte. Diese neue tektonische Einheit muss zum System der Panärafalte gehören.

Verfolgen wir nun die drei deckenartigen Falten noch gegen ihre Wurzel und gegen ihre Stirnregion hin! Der Malm der Tscheppfalte trägt, ähnlich wie am Crap Matts, auf dem Südgrat des Tschepp noch zwei grosse Lappen von düster angewittertem Öhrlikalk [1]). Unter dem Scheitel des Tschepp folgen darüber noch eine dicke Bank von Valangienkalk, einige Meter Kieselkalk, dann Drusbergschichten und endlich eine hellgraue Kalkbank von wechselnder Dicke, die man auf den ersten Blick als Schrattenkalk ansehen möchte, die aber eher als Lochseitenkalk aufzufassen ist, da sie nordwärts mit der Lochseitenkalkbank zusammenhängt, die am Südgrat des Ringelspitz unter dem Verrucano des helvetischen Deckengebietes liegt [2]). Der Malm und die Kreideschichten der Tscheppfalte keilen unter dem nördlichen Teil des Tschepp nordwärts der Reihe nach aus und ruhen mit wellig unebener Rutschfläche auf einer dünnen Lage von eocänen Globigerinenmergeln mit zerrissenen Fetzen von Assilinengrünsand. Die Tscheppfalte entbehrt hier völlig einer Gewölbeumbiegung; dagegen sind ihre Schichten gegen das Stirnende hin mit dem darüberliegenden mutmasslichen Lochseitenkalk zu vielen nordwärts geneigten kleinen Falten und Fältchen zusammengeschoben (Tafel 28, Figur 6).

Die Kreide der Miruttafalte spitzt sich unter dem Malm der Tscheppfalte südwärts gegen die Untere Hütte Lavadignas allmählich zu; doch lässt sich der starken Überdeckung des Geländes mit Moräne und Bergsturz wegen nicht klar beobachten, wie die Synklinale zwischen den beiden Falten endigt. Östlich von der Untern Hütte ist bei 1800 m über dem rechten Bachufer noch Öhrlikalk vorhanden, und weiter im E sind im Trümmerfeld des Bergsturzes bis auf 1600 m hinunter Zementsteinschichten zwischen dem Troskalk der Miruttafalte und dem Quintnerkalk der Tscheppfalte aufgeschlossen. Die beiden Falten sind also auch hier noch durch eine Überschiebungsfläche getrennt.

Der Malm der Miruttafalte keilt schon im südlichen Teil der östlich von der Obern Hütte sich erhebenden Felswand aus; ihre Kreide aber baut den obern Teil dieser Wand auf und zieht sich, oft durch Schutt verhüllt, nordwärts in den Westabhang des Tschepp hinein, wo ihre untern Schichten allmählich zurückbleiben. Die Falte endigt mit einem lang ausgezogenen, von dunkeln Schiefern (Senonmergeln [?] und Globigerinenmergeln mit zerrissenen Resten einer Assilinengrünsandbank) umhüllten, undeutlichen Seewerkalkgewölbe nahe unter dem Lochseitenkalk in der Westwand des Ringelspitzsüdgrates (Tafel 28, Figur 6). Dasselbe Stirnende ist auch in der Ostwand des Grates, etwas nach S zurückgeschoben, zu sehen.

Unter P. 2548 m zeigt sich eine auffällige tektonische Störung. Die Kreideserie beginnt dort mit auf Seewerkalk aufruhendem Valangienkalk. Schrattenkalk und Gault der normalen Schichtreihe brechen plötzlich ab und werden im N von Seewerkalk umhüllt, der mit dem Seewerkalk im Liegenden der Schichtreihe zusammenhängt. Unter letzterem erscheint wieder der Gault, taucht aber wenig nördlich davon unter die Schutthalde. Wahrscheinlich liegt hier das Stirnende einer kleinen sekundären Falte vor, die sich von der Miruttafalte abgespalten hat.

[1]) In der geologischen Spezialkarte Nr. 63 (**370**) ist der nördliche der beiden Öhrlikalklappen infolge eines Druckfehlers als Seewerkalk dargestellt.

[2]) Es entspricht gewiss nicht den Tatsachen, wenn Blumenthal (**240**, Tafel I) den unter dem Verrucano des Ringelspitz liegenden Malm (Lochseitenkalk) als Fortsetzung des Malm der Tscheppfalte darstellt. Die beiden Bildungen werden gewiss durch die untere Kreide der Tscheppfalte getrennt, wie Figur 6, Tafel 28, es darstellt.

Der südlich von der Obern Hütte auftauchende Malm der Panärafalte ist in der Talsohle bis in den Südfuss des Querriegels aufgeschlossen, auf dem die Hütte Mirutta steht. Die Kreide bildet den oberen Teil dieses Riegels, den unteren Teil der Felswand auf der Ostseite der Oberen Hütte und das nordwärts sich anschliessende Weidegebiet, ferner die rundhöckerige Hügelmasse im Talbecken von Ober-Lavadignas. Auf der Ostseite des Tales setzt sie sich im unteren Teil der Westwand des Verbindungsgrates zwischen Tschepp und Ringelspitz fort, und auf der Westseite bildet sie den Sockel des Piz Mirutta und seines Südgrates und den nördlich von P. 2642 m folgenden Felsgrat mit Ausnahme seines Scheitels, der von wildflyschartigen Schiefern bedeckt ist.

Am Kamm des Piz Mirutta liegt über dem Seewerkalk der Panärafalte ein durch die Erosion ringsum abgetrenntes Stück der Miruttafalte. Es beginnt nördlich von einem den ganzen Bergrücken durchschneidenden Längsbruch plötzlich mit einer etwa 20 m mächtigen, hellgrau angewitterten Öhrlikalkbank und endigt am Gipfel mit schiefrigem, tektonisch stark deformiertem Seewerkalk. Auch hier keilen die älteren Kreideschichten über der mit etwa 20° Neigung nordwärts ansteigenden Überschiebungsfläche allmählich gegen N aus, so dass am Nordende, unter P. 2675 m, nur noch der Seewerkalk vorhanden ist. Er wird, wie das Stirnende der Miruttafalte nördlich vom Tschepp, vom Seewerkalk der Panärafalte durch eine aus schwarzen Schiefern (wahrscheinlich Senonmergeln) und Assilinengrünsandbänken gebildete, südwärts einsinkende Mulde getrennt.

Es ist sonderbar, dass von den beiden stark ausgeprägten Falten, die an der Ostwand des Crap Matts vom Rücken der Panärafalte abzweigen, im Tal von Lavadignas nichts zu sehen ist. Erst im nördlichen Teil von Ober-Lavadignas, schon ausserhalb des Bereiches jener Falten, fällt im Schichtenverlaufe der Panärafalte eine Störung auf. Zu beiden Seiten des Baches westlich von P. 2622 m sieht man über dem normalen Seewerkalk eine verkehrte Folge von Gault und Schrattenkalk und darüber dieselben Schichten wieder in normaler Lage. Östlich davon, am Fusse der Westwand des Ringelspitzsüdgrates keilen die Bänke der Schichtreihe Öhrlikalk bis Gault gegen N nacheinander aus und werden vom Seewerkalk umhüllt. Dass es sich hier aber nicht um das Stirngewölbe der Panärafalte, sondern bloss um eine sekundäre Faltung auf ihrem Rücken handeln kann, geht daraus hervor, dass $1{,}_5$ km weiter im N die gesamte Kreide der Panärafalte in normaler Lage aus dem Nordabhang des Glaserhorns heraustritt.

d) Culm da Sterls-Surcruns.

Das Malm-Kreidegebiet auf der Nordseite des tiefen Talkessels von Rusna liegt fast ganz nördlich vom ehemaligen Verbreitungsgebiet der Mirutta- und Tscheppfalte und gehört daher völlig zur Panärafalte. Ihre Schichten steigen am Nordrand der Geschiebeebene von Bargis steil aus dem Talboden zur Terrasse von Culm de Digg hinauf und erstrecken sich dann in flacherer Lagerung noch 4 km weit nach NW. Ihr bis 250 m mächtiger Malm baut die untern Steilwände über dem Talboden von Rusna auf, und ihre Kreide bildet deren oberen Rand und die darüberliegenden Terrassen und Karböden. Anscheinend ohne wesentliche Störung zieht sie sich langsam ansteigend in das Hochtälchen von Culm da Sterls hinein. Dort zeigt sich auf beiden Talseiten, besonders schön auf der Westseite, eine kräftige, flach nordwärts übergelegte, dünn ausgezogene Kreidefalte mit gut erhaltenem verkehrtem Mittelschenkel und spitzgeklemmter Muldenumbiegung. Auf der Westseite ist der Schrattenkalk im Gewölbekern auf etwa 50 m Länge auf eine bloss 3—6 m dicke Bank zusammengequetscht und im Mittelschenkel an der dünnsten Stelle auf etwa 1 m ausgewalzt. Drusbergschichten und Kieselkalk treten noch in den Gewölbekern ein, während die ältern Kreidestufen und der Malm anscheinend ungestört unter der Falte durchziehen. Diese sekundäre Falte ist offenbar die Fortsetzung der Störung, die wir im Hintergrund von Ober-Lavadignas kennengelernt haben und wahrscheinlich auch die Fortsetzung der Falte am Gipfel des Vordern Panärahorns.

Im nördlichen Teil der Panärafalte treten die bereits von Blumenthal (**240,** p. 42) ausführlich beschriebenen kleinen Falten auf, die man im westlichen Teil von Surcruns zu beiden Seiten des Saxbaches beobachten kann. Zwischen Tschanonca und Raschiglius bildet die Kreide ein flaches Gewölbe, dessen Nordschenkel 15—20° gegen NW fällt. Darauf folgt eine etwa 60 m hohe, nord-

wärts geneigte Falte aus Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk, und nördlich davon sind dieselben Schichten noch zu zwei bis drei nordwärts überkippten Falten von geringerem Ausmass zusammengeschoben. Auffallenderweise ist der Seewerkalk, der sich sonst im Ringelgebiet durch grosse Mächtigkeit auszeichnet, in der nördlichsten Falte stark reduziert, was wahrscheinlich mehr eine stratigraphische als eine tektonische Erscheinung ist. Die Falten sind schon auf dem Ostufer des Saxbaches viel weniger auffällig als auf der Westseite und machen sich auf der welligen Fläche von Surcruns und an ihrem Ostrande gar nicht mehr bemerkbar. Im nordöstlichen Teile des weiten Kares wölben sich die Kreideschichten nochmals kräftig empor, so dass sie am Westfusse des Tristelhorns bis auf die Drusbergschichten hinunter aufgeschlossen sind. Gault und Seewerkalk biegen dort rasch zu überkippter Stellung um. Da nördlich davon am Nordabhang der Ringelkette die Kreide nicht mehr aus der mächtigen Umhüllung mit Wildflysch heraustritt, müssen wir uns hier am Stirnende der grossen Deckfalte befinden. Dass das Stirngewölbe wieder durch kleine Mulden geteilt ist, lässt sich besonders am Südgrat des Piz Sax erkennen, wo der auf dem Seewerkalk liegende Nummulitenkalk im Nordschenkel des Gewölbes zu kleinen Falten verbogen ist (vgl. auch Tafel 29, Figur 2).

Auf der Linie Platta martscha-Raschiglius-Sax taucht die Panärafalte mit westlichem Axialgefälle unter den mächtigen Wildflysch der Segnes-Sardonagruppe, um erst weit im W, im Tal von Panix, wieder zutage zu treten.

e) Der Flimserstein.

(Profile 7 und 8.)

Das Faltensystem, das wir vom Crap Matts bis nach Surcruns verfolgt haben, setzt sich nach dem Unterbruch durch den tiefen Taleinschnitt von Bargis-Rusna wieder in dem gewaltigen Felsenklotz des Flimsersteins fort. Das an seinen hohen Ost- und Nordwänden aufgeschlossene tektonische Bild stimmt darum in seinen Hauptzügen mit demjenigen des Crap Matts überein (vgl. Tafel 28, Figur 1). Malm und Kreide der Panärafalte queren südlich von Raschiglius den Talbach und bilden, mit sanfter Neigung nach S fallend, bis zur Ebene von Bargis hinaus den Fuss jener Felswände. Während der Malm keine besondere Faltung erkennen lässt, fallen in der Kreide zwei grössere Störungen auf. Gegenüber dem hintern Teil von Rusna sind Drusbergschichten, Schrattenkalk und Gault zu zwei dicht aneinandergedrängten kleinen Falten zusammengeschoben. Dicht nördlich davon brechen die Kreideschichten an einer etwa 45° S fallenden Bruchfläche ab und setzen sich nördlich davon in etwas höherem Niveau wieder fort. Weiter im S, gegenüber der Ausmündung des Val de Sterls, zeigt sich eine viel intensivere Störung. Es spaltet sich von der Panärafalte eine grosse Faltenschuppe ab, deren ältere Schichten (Öhrlikalk bis Gault) einen lang und spitz ausgezogenen Keil bilden, der im N noch eine Strecke weit über die vorher erwähnten kleinen Falten hinausreicht und auf einer schmalen Seewerkalkmulde aufruht. Die Basis der Falte ist eine Rutschfläche, welche die mittlere und untere Kreide der Panärafalte gegen S schief abschneidet und noch bis in den Malm hinuntergreift. Unter der Rutschfläche ist die Schichtreihe Valangienkalk bis Gault zu einem kurzen, verkehrten Schenkel umgebogen; dagegen ist am Stirnende keine Umbiegung zu bemerken. In dieser Falte und in der vorher erwähnten kleinen Faltengruppe dürfen wir wohl die Fortsetzung der beiden sekundären Falten erblicken, die an der Ostwand des Crap Matts vom Rücken der Panärafalte abzweigen. Dann sind sie aber wahrscheinlich auch im Tal von Lavadignas vorhanden, obschon wir sie dort nicht beobachten konnten.

Malm und Kreide des Panärafaltensystems werden weiter im S durch einen nördlich von P. 2438 m durchstreichenden Längsbruch plötzlich um etwa 90 m nach oben verschoben und sinken südlich davon in einer flachen Nische der Felswand auf die Ebene von Bargis hinunter. Unmittelbar vorher biegen jedoch Drusbergschichten, Schrattenkalk und Gault zu einer spitz gedrückten Synklinale um, in der besonders der lange, verdickte Schrattenkalkkern durch seine helle Farbe zwischen den düstern Drusbergschichten sich bemerkbar macht. Der verkehrte Schenkel dieser Synklinale wird nun durch die Überschiebungsfläche einer neuen, aus dem Talboden von Bargis auf-

steigenden Falte abgeschnitten, die sich als normale Schichtfolge über die Kreide der Panärafalte hinüberlegt. Ihre ältesten Schichten, Korallenkalk und Zementsteinschichten, bilden einen Keil, der im S in jener Nische etwa 120 m mächtig ist, nordwärts aber allmählich sich zuspitzt, so dass er über dem Nordende der steilen Schafweide von Preaulta nur noch aus den obersten Zementsteinschichten besteht. Darüber folgen über Preaulta in normaler Folge die untern Kreideschichten, nördlich von dem grossen Längsbruch auch noch Gault und Seewerkalk. Die untere und mittlere Kreide dieser Falte bilden zwischen den mächtigen Seewerschichten im Liegenden und Hangenden einen flach nordwärts ansteigenden Keil, der gegenüber dem mittleren Teil von Rusna, wo die Felswand nach W umzubiegen beginnt, mit einem sehr spitz ausgezogenen Gewölbe endigt, in dem besonders der verkehrtliegende, zu einer dünnen Bank ausgewalzte Schrattenkalk auffällt.

Über dem nördlichsten Teil von Preaulta biegen Kieselkalk, Drusbergschichten und Schrattenkalk zu einer liegenden Synklinale um, aus der wieder der verdickte, von düstern Drusbergschichten umhüllte Schrattenkalkkern herausleuchtet. Der Kieselkalk nimmt noch deutlich teil an der Umbiegung; die ältern Kreideschichten dagegen werden, bevor sie zur Umbiegung kommen, gegen S hin der Reihe nach durch die Überschiebungsfläche einer neuen grossen Deckfalte abgeschnitten, die nun den ganzen obern Teil des Flimsersteins, abgesehen von dem überschobenen Verrucano, aufbaut. Diese neue tektonische Einheit ist ohne Zweifel die Tscheppfalte, denn ihr Malm hängt, wie ein Blick auf die Karte lehrt, mit dem Tscheppmalm von Alp Mora zusammen, und ihre Kreide wird auf dem Plateau des Flimsersteins in gleicher Weise wie am Südgrat des Ringelspitz vom Verrucano überdeckt. Daraus folgt aber auch, dass die vorher besprochene, westlich von Bargis unter der Tscheppfalte auftauchende Malmkreideschuppe die Miruttafalte sein muss [1]).

Der Malm der Tscheppfalte fällt am Südrande des Flimsersteins mit bis 400 m hohen Wänden gegen Fidaz und Flims ab und ist westlich von Bargis 450 m mächtig. Er verjüngt sich wie am Crap Matts gegen N rasch und endigt nördlich von dem grossen Längsbruche mit einer Gewölbeumbiegung, die besonders in den Zementsteinschichten deutlich ausgeprägt und wieder in kleine Falten gegliedert ist. Die Kreide baut den grössten Teil der rundhöckrig welligen Scheitelfläche des Flimsersteins auf. Der über den Drusbergschichten und unter dem Verrucano liegende hellgraue, stark metamorphe Kalk, der namentlich auf dem nördlichen und westlichen Teil des Plateaus grosse Flächen bedeckt, ist von Blumenthal (**240**) als die stratigraphische Fortsetzung der Drusbergschichten, also als Schrattenkalk betrachtet worden, während ich ihn wie am Tschepp als Lochseitenkalk, also als ein bereits zu den grossen Überschiebungen gehörendes tektonisches Element auffasse. Ich führe für diese Anschauung folgende Gründe an: Während der echte Schrattenkalk hell bläulichgrau anwittert, zeichnet sich der helle Kalk des Flimsersteinplateaus oft durch eine etwas gelbliche Verwitterungsfarbe aus. In der Nordwestecke des Plateaus, beim Beginn des zur Furca (2552 m) absteigenden Grates, fand ich ihn stellenweise inwendig dunkel blaugrau, ähnlich dem Quintnerkalk. Seine Mächtigkeit ist schwankend und erreicht bisweilen 80 m, während der Schrattenkalk in den andern Falten des Ringelgebietes nur 10—20 m mächtig zu sein pflegt. Auf dem ganzen weiten Plateau des Flimsersteins ruht der helle Kalk zwar auf Drusbergschichten; allein in der Nordwestecke, westlich von P. 2679 m, liegt eine Strecke weit auf den Drusbergschichten eine aus echtem Schrattenkalk, glaukonitischem Gault und typischem Seewerkalk bestehende Kreidefolge und erst darüber der helle Kalk, der die Unterlage des Verrucanos bildet. Dieser Kalk liegt also hier diskordant auf unterer, mittlerer und oberer Kreide; er ist also nicht das normale Hangende der Drusbergschichten, sondern ist tektonisch darüber hinweggeschoben. Es kann auch noch darauf hingewiesen werden, dass derselbe helle Kalk auf Alp Nagiens auf der Westseite des Segnestales nicht bloss auf Drusbergschichten, sondern auf weiter Ausdehnung auch auf Kieselkalk und Valangienkalk ruht.

[1]) Blumenthal stellt die Tektonik des Flimsersteins entschieden zu einfach dar, wenn er (**240**, Tafel III, Figur 4) den ganzen Gebirgsklotz als eine einfache, liegende Falte auffasst und die Miruttafalte von ihrem Muldenschenkel als sekundäre Falte abzweigen lässt. In Wirklichkeit ist diese Abzweigung die südliche Zweigfalte der Panärafalte, und die echte Miruttafalte tritt erst über dieser Abzweigung und weiter im Süden unter der Tscheppfalte hervor, dort, wo Blumenthal den in Wirklichkeit nicht vorhandenen verkehrten Kreideschenkel der Tscheppfalte zeichnet.

Das Stirnende der Tscheppfalte zeigt in der Nordwand des Flimsersteins tektonische Verwicklungen, die wegen der Unzugänglichkeit jener Wand schwer zu deuten sind. Innerhalb der unter dem Lochseitenkalk liegenden, düster braun angewitterten Gesteinsmasse, die jedenfalls die untere Kreide (Öhrlikalk bis Drusbergschichten) darstellt, liegen mehrere hellgraue Kalkbänder, die sich südwärts zuspitzen und im NW teils mit einer auffälligen, über 100 m mächtigen Verdickung des Lochseitenkalks zusammenzuhangen scheinen, teils innerhalb der braunen Gesteinsmasse endigen. Das oberste dieser Bänder, ein südwärts spitz auslaufender Keil, ist nichts anderes als ein von der Basis des Lochseitenkalks in die Kreide der Tscheppfalte hinuntergreifender Zacken. Das tiefste Kalkband bildet die Basis der Tscheppfalte, ist wahrscheinlich Öhrlikalk und bildet mit einer darüberliegenden wenig mächtigen Folge von Valangienkalk, Kieselkalk und Drusbergschichten eine normale Schichtreihe, die unter dem Gipfelpunkt 2696 m auf der obern Kreide der Miruttafalte, weiter im NW auf Wildflysch ruht und sich dort allmählich ausspitzt. Schwieriger zu deuten sind die beiden mittleren hellen Kalkbänder. Das obere derselben ist rings von den bräunlichen Gesteinen der untern Kreide umhüllt und durch sie auch vom Lochseitenkalk deutlich getrennt. Das untere Kalkband scheint auf den ersten Blick von der oben erwähnten Anschwellung des Lochseitenkalks abzuzweigen; allein man kann deutlich ein dünnes, bräunliches Kreideband zwischen die beiden Bildungen sich einschieben sehen. Man darf wahrscheinlich mit Blumenthal (**240**, p. 36) annehmen, es sei hier die untere Kreide der Tscheppfalte zu 2—3 kleinen sekundären Falten übereinandergeschoben und die beiden mittleren hellen Kalkbänder seien die Schrattenkalksynklinalkerne dieser Falten. Meine Auffassung weicht jedoch von derjenigen Blumenthals darin ab, dass ich das unterste Band als normalliegenden Öhrlikalk und das oberste als eine Abzweigung des Lochseitenkalks betrachte, der nach meiner Ansicht nicht Schrattenkalk, sondern Malm ist.

Bei einem nochmaligen Besuche des Flimsersteinnordendes im Sommer 1928 überzeugte ich mich, dass ich in der geologischen Spezialkarte Nr. 63 dem Wildflysch in dieser Gegend eine viel zu grosse Ausdehnung gegeben habe, und dass hier am Steilhang zwischen Platta martscha und dem Gipfelpunkt 2670 m an Stelle von Wildflysch die aus Seewerschiefer, Senonmergeln, Bürgenschichten (Assilinengrünsand) und Stadschiefern bestehenden Stirngewölbe der Miruttafalte und des oberen Zweiges der Panärafalte aufgeschlossen sind (vgl. Tafel 28, Figur 1). Der Wildflysch bildet lediglich einen von der Furca herkommenden, zwischen Tscheppfalte und Miruttafalte eindringenden, ziemlich schmalen Keil, der schon unter P. 2696 m endigt. Darunter folgen ein schmales Band Globigerinenschiefer (Stadschiefer), eine etwa 5 m mächtige Assilinengrünsandbank, dann eine etwa 25 m mächtige Folge von homogenen schwarzen Mergelschiefern, die ich als Senonmergel betrachte, darunter etwa 110 m Seewerschiefer und dünnplattiger Seewerkalk, eine Steilwand bildend, in deren südöstlichen Teil der spitz ausgezogene, aus unterer und mittlerer Kreide bestehende Gewölbekern der Miruttafalte hineinragt. Unter P. 2679 m sind die schiefrigen obern Kreideschichten zu einem liegenden Gewölbekopf umgebogen, dessen Biegung allerdings des allgemein herrschenden Clivage wegen nicht deutlich sichtbar ist. Die Gewölbenatur kommt aber darin zu schönem Ausdruck, dass die schiefrige Oberkreidemasse nördlich unter P. 2679 m von einer Assilinengrünsandbank umhüllt wird, die vier kleine, zickzackförmige, eng übereinandergeschobene Falten bildet. Wir haben hier das in vier kleine Teilgewölbe verzweigte Stirngewölbe der Miruttafalte vor uns. Die Gewölbeumbiegung lässt sich bei guter Beleuchtung auch in den Globigerinenschiefern erkennen, welche die Nummulitenkalkfalten im NW umhüllen. Der Nummulitenkalk lässt sich von diesen kleinen Falten aus auf dem Rücken der Miruttafalte als horizontale, braune Bank südostwärts noch bis unter den Gipfelpunkt 2696 m verfolgen, wo sie durch die Überschiebungsfläche der Tscheppfalte abgeschnitten wird.

Das unter dem Stirngewölbe der Miruttafalte liegende Stirngewölbe des obern Zweiges der Panärafalte ist der grossen, an den Steilhang sich anlehnenden Schutthalden wegen weniger vollkommen aufgeschlossen. Immerhin lässt sich folgendes erkennen: Die schiefrigen Seewerschichten des Gewölbeschenkels dieser Zweigfalte setzen sich über den sich ausspitzenden, aus mittlerer und unterer Kreide bestehenden Gewölbekern hinaus noch einige hundert Meter nordwestwärts in Form einer aus der Schutthalde heraustretenden Steilstufe fort. Auch hier stellen sich über den Seewer-

schiefern noch schwarze, dünnblättrige Senonmergel und eine Assilinengrünsandbank ein, die etwa 700 m horizontal nach NW streicht und dann scheinbar abbricht. Etwa drei unter ihrem Ende auftretende, durch schieferige Oberkreide oder Globigerinenmergel getrennte Aufschlüsse dieser Bank sind wahrscheinlich Fragmente von einigen kleinen, übereinanderliegenden Falten, in die sich das Stirnende der Deckfalte gabelt, ähnlich wie dasjenige der Miruttafalte. Die Assilinengrünsandbank tritt unter diesen kleinen Falten am Fusse des Abhanges nochmals zutage und bildet in der Talsohle eine kleine Steilstufe, über welche der von der Furca herkommende Bach als Wasserfall stürzt. Diese Aufschlüsse gehören bereits dem Rücken der Hauptpanärafalte an.

Bei Segnes sut und Segnes sura kann das Nordende der Tscheppfalte bequem untersucht werden. Der Malm steigt aus der Alp Cassons im Abrissgebiet des Flimser Bergsturzes mit 25—30° S fallenden Schichten gegen Segnes sura hinauf und wird westlich von P. 2349 m, wo der vom Segnesgletscher kommende Bach in den Südrand des alten Zungenbeckens einen engen Cañon eingesägt hat, von der untern Kreide (Öhrlikalk bis Drusbergschichten) überlagert. An der gegen Segnes sut abstürzenden Steilwand (Tafel 27, Figur 8) endigt der Malm nördlich vom Bache mit einer Gewölbeumbiegung und ruht auf einem stark reduzierten, bis auf die Sohle von Segnes sut hinunterreichenden verkehrten Mittelschenkel, in welchem der Öhrlikalk, eine hellgraue Schrattenkalkbank und ein dünner, nicht sehr tief hinunterreichender Gaultstreifen erkennbar sind. Unter der grossen Seewerkalkmulde, auf der der Mittelschenkel ruht, tauchen zwei kleine Kreidegewölbe über die Geschiebeebene von Segnes sut empor, ein aus Schrattenkalk und Gault bestehendes kleines südliches Gewölbe, das vom Malm der Tscheppfalte bloss durch einen schmalen Keil von verkehrter unterer Kreide getrennt ist, und ein grösseres nördliches Gewölbe, das in Form eines Rundhöckers aus der Schutthalde heraustritt und zu unterst noch die Drusbergschichten zutage treten lässt. Diese Gewölbe sind offenbar die Stirnenden der Miruttafalte und einer von ihrem Rücken abzweigenden sekundären Falte. Die mächtigen Seewerschichten, welche die Mulde zwischen Tscheppfalte und Miruttafalte ausfüllen, lassen bei guter Beleuchtung deutlich ihre scharf knieförmigen Synklinalumbiegungen erkennen. Die jüngsten Schichten dieser Mulde, glaukonitreicher Nummulitenkalk und Globigerinenmergel, bilden in dem flachen Felsrücken am Westrande von Segnes sura eine nur wenig tief in die Seewerkalksynklinale eindringende Mulde, in der die Nummulitenschichten zu einer Reihe kleiner Falten zusammengeschoben sind. Nördlich davon scheinen die Globigerinenmergel als schmale, nordwärts überkippte Synklinale tief zwischen die Seewerschichten und den nordwärts folgenden Wildflysch einzudringen.

Östlich vom Bach von Segnes sura ist die Kreide des Gewölbeschenkels der Tscheppfalte infolge des Bergsturzes von Flims ganz verschwunden; dagegen lässt sich der verkehrte Kreidemittelschenkel in dem niedrigen Felsrücken, der die Ebene von Segnes sura im S begrenzt, ostwärts bis zum Anschluss an den Flimserstein verfolgen. Blumenthal (**240,** p. 33/34) hat bereits die Reduktion und Verquetschung der Schichtgruppen dieses Mittelschenkels beschrieben. Während der Nummulitenkalk und bis 50 m mächtiger, schiefriger Seewerkalk darin zusammenhängend erhalten sind, sind die ältern Kreideschichten stark reduziert. Gegen den Flimserstein hin wird die Verquetschung so intensiv, dass stellenweise der Gault, an einer Stelle sogar der Seewerkalk den normalen Malm berührt. Wenig östlich davon sieht man am Südende des Felswändchens, mit dem der Gipfel 2679 m gegen Segnes sura abfällt, Malm und Zementsteinschichten einen kleinen Gewölbekopf bilden. Die hier sich wieder einstellende Kreide des Gewölbeschenkels ist nördlich davon in jenem Wändchen zu kleinen, steilstehenden Falten zusammengeschoben. Während unter dem Malmgewölbekopf noch verkehrter Seewerkalk vorhanden ist, ruht der nördliche Teil jener Falten direkt auf Wildflyschmergeln, die von unten her zwischen die Kreidefalten eindringen.

Das ganze Faltensystem des Flimsersteins wird nördlich von P. 2438 m von einem W—E streichenden, etwa 80° S fallenden Bruche durchschnitten. Er hat an der Ostwand zur Ausbildung einer kräftig eingeschnittenen Erosionsrinne Anlass gegeben (Tafel 28, Figur 1). Nördlich von der Bruchspalte liegen im untern Teil des Gebirges alle Schichten um etwa 90 m tiefer als auf der Südseite, so dass z. B. der nördlich vom Bruch anstehende Gault der Panärafalte mit dem Valangienkalk des südlichen Gebirgsteiles zusammenstösst. Im oberen Teil der Bruchrinne ist die Sprunghöhe

geringer. Merkwürdig ist die Tatsache, dass im Synklinalkern der Miruttafalte südlich vom Bruch der Seewerkalk noch fehlt, während er nördlich davon bereits 80 m mächtig ist. Man kann daher kaum annehmen, der nördliche Gebirgsteil sei einfach längs der Bruchfläche senkrecht abgesunken. Hingegen lässt sich die Erscheinung erklären, wenn man annimmt, die Verschiebung habe hauptsächlich in horizontaler Richtung stattgefunden, wobei der nördliche Gebirgsteil um eine beträchtliche Strecke nach E rückte, so dass nun an der Ostwand in seinem Synklinalkern Schichten entblösst sind, die einst weiter im W, daher in grösserem Abstand vom Südende der Synklinale, in einem Gebiete lagen, wo bereits der Seewerkalk im Muldenkern enthalten war.

Fast genau in der Verlängerung dieses Bruches kommt auch an der Westwand des Flimsersteins, in der Nische von Pala de Porcs, ein auffälliger Bruch zum Ausstrich. Er durchschneidet nicht nur die Kreide, sondern auch den Lochseitenkalk und darum wahrscheinlich auch den Verrucano, ist also jünger als die grossen Überschiebungen. Das südlich vom Bruch liegende Gebirge ist um 25—30 m, ungefähr um die Dicke des Lochseitenkalkes, abgesunken. Im oberen Teil der Bruchspalte steckt ein dickes, beidseitig von welligen, mit Rutschstreifen versehenen Rutschflächen begrenztes Klemmpaket von Lochseitenkalk. Wahrscheinlich ist der Bruch von Pala de Porcs die Fortsetzung des vorher besprochenen Bruches, obschon ich auf dem Plateau des Flimsersteins keine Verbindung der beiden Bruchflächen bemerken konnte. Mit Sicherheit darf man dagegen den auch orographisch deutlich ausgeprägten Bruch, der südlich von Culm de Digg den ganzen Bergrücken zwischen dem Tal von Bargis und Lavadignas durchschneidet, als östliche Fortsetzung des grossen Flimsersteinbruches betrachten. Alle Kreideschichten liegen südlich vom Bruch etwa 30 m höher als auf der Nordseite. Auf der Ostseite von Lavadignas konnte ich keine Fortsetzung des Bruches bemerken. Mehrere parallele, annähernd W—E streichende kleine Brüche, die im Malm nördlich von Alp Mora an den Südgraten von Tschepp und Crap Matts auffallen, deuten vielleicht das letzte Ausklingen der Bewegungen an, welche den grossen Flimsersteinbruch erzeugt haben.

Ein auffallender Querbruch kommt südlich von Darbleuna in der Südwand des Flimsersteins zum Ausstrich und macht sich auf dem Flimsersteinplateau durch eine S—N verlaufende Terrainfurche sowie dadurch bemerkbar, dass die verschiedenen Kreidestufen an der Furche plötzlich abbrechen und auf ihrer Westseite an Drusbergschichten grenzen. Der östliche Gebirgsteil erscheint gegenüber dem westlichen um 20—30 m gehoben. An der Südwand zeigt sich eine deutliche Schleppung der Schichten gegen die Bruchspalte hin.

Wie im östlichen Teil der Ringelkette, so sinken auch in ihrem mittleren und westlichen Teil alle Falten gegen W. Der Flimserstein erscheint darum, von S betrachtet, als eine flach gegen W sinkende Gebirgstafel. Das Südende der Kreidesynklinale zwischen Panära- und Miruttafalte, das am Crap Matts in ungefähr 2350 m Höhe liegt, ist an der Ostwand des Flimsersteins schon auf 1550 m, also auf einer Länge von $4{,}_5$ km um 800 m gesunken. Dieses Axialgefälles wegen ist auch von den an der Ostwand des Flimsersteins aufgeschlossenen Kreidefaltungen auf der Seite des Segnestales, abgesehen von den neben Segnes sut auftauchenden zwei kleinen Gewölben, nichts mehr zu sehen. Man darf aber mit Sicherheit annehmen, dass unter dem Malmboden des Segnestales die Mirutta- und die Panärafalte verborgen liegen.

7. Die Malm-Kreidefalten der Calandakette.

(Profile 1—3.)

Ein Blick auf die geologische Karte lehrt, dass der Calanda die östliche Fortsetzung des Systems grosser, nach N übergelegter Falten darstellt, das wir durch die Ringelkette hindurch verfolgt haben; denn wie auf der Westseite des Kunkelstales, so sehen wir auch auf seiner Ostseite, dass der gewaltige Malm der Sedimenthülle des Aarmassivs sich in eine Reihe von grossen Malmkeilen gabelt, die nordwärts sich allmählich ausspitzen und durch tief ins Gebirge eindringende Kreidemulden getrennt werden. Während aber in der Ringelkette alle Falten nach W einsinken, fällt, der Oberflächengestalt des Aarmassivs entsprechend, das Faltensystem der Calandakette nach

E, und zwar mit so starkem Gefälle, dass seine Malmkerne auf der Ostabdachung grösstenteils im Innern des Gebirges verborgen bleiben und die ganze Faltenschar im E unter die Alluvionen des Rheintales untertaucht. Das infolge dieses Axialgefälles die ganze Gebirgsgruppe beherrschende südöstliche und östliche Schichtfallen ist Schuld daran, dass ihre Ost- und Südostabdachung grösstenteils aus Schichtflächen besteht, darum im ganzen nicht sehr steil ist und stark mit Wald und Weide bekleidet ist, während die aus den Schichtköpfen gebildete Nordwestseite mit hohen Steilwänden gegen das Tamina- und Kunkelstal abstürzt und nur in beschränktem Masse zugänglich ist. Das östliche Axialgefälle erschwert auch die Klarlegung der Tektonik der Berggruppe. Man kann auf ihren Ostabhängen tagelang umherwandern, ohne den innern Bau des Gebirges zu verstehen; erst auf den Westabhängen, wo das ganze System der Gewölbe- und Muldenkerne aufgeschlossen ist, gewinnt man den vollen Einblick in die Tektonik der Bergkette.

Wir durchwandern das Faltensystem von N nach S und damit von unten nach oben. Malm und Kreide der «Vättiser Aufwölbung» sinken östlich von Vättis vom Scheitel des Aarmassivs allmählich nach N und tauchen zwischen St. Peter und Langwies mit starkem Nordostfallen unter die Sohle des Taminatales. Eine auffälligere tektonische Störung ist einzig nördlich vom Gnapperkopf bemerkbar, wo Trias, Dogger und Schiltkalk eine nach NE geneigte, etwa 60 m hohe Querfalte bilden, über der der mittlere und obere Malm ziemlich ungestört hinwegziehen. Von der Simelfalte, die wir (p. 19) an der Ostecke der Ringelkette als sekundäre Falte über dem Scheitel des Aarmassivs kennengelernt haben, ist hier nichts zu sehen.

Auf der steilen Alp Schröter zweigt vom Scheitel des Vättiser Gewölbes eine erste, aus Malm und Kreide bestehende grosse Falte ab. Ihr Malm verläuft als bis 200 m hohe Felswand über der schmalen Terrasse von Waldboden über den Zweienspitz nach NE bis zum Kaminspitz und steigt von dort ostwärts auf die Sohle des Rheintales hinunter. Ihre Kreide bedeckt im W und N den Malm zusammenhängend, ist aber im SE, an den Abhängen gegen Untervaz, auf weiten Flächen abgetragen, so dass hier wieder der Malm, namentlich sein oberer Teil, der Korallenkalk, zutage tritt. Diese Falte ist von Blumenthal (**251,** 1912, p. 22) Kaminspitzfalte genannt worden. Sie baut die zwischen dem Val Cosenz und dem Tälchen von St. Margrethenberg liegende nördliche Fortsetzung des Calanda auf und stellt eine steife, mit etwa 25° Neigung nach SE fallende Kalktafel dar.

Interessant ist die früher unbeachtet gebliebene Tatsache, dass die Schichtreihe dieser Falte bei ihrer Abzweigung vom autochthonen Malm bis in den Dogger hinunterreicht. Steigt man von der Terrasse von Schröter Untersäss durch die von Calandaluz herunterkommende Runse hinauf, so findet man oberhalb des Alpweges über der autochthonen untern Kreide folgendes Profil:

1. 20—25 m Schiltkalk und Schiltschiefer; dünnplattiger bis schiefriger, oft etwas mergeliger Kalk, häufig von ockerfarbigen Streifen durchzogen, mit stark serizitisierten Schichtflächen.
2. 3—3,$_5$ m knorrige, rostige Schiefer und Eisensandsteine des Doggers.
3. 1,$_8$ m dunkelgraue, ziemlich grobspätige, rostig angewitterte Echinodermenbreccie mit kleinen Fetzen von Eisenoolith an ihrer obern Grenze.
4. 4,$_5$ m dunkel blaugrauer, dünnplattiger bis schiefriger Schiltkalk mit ockerfarbigen Streifen.
5. 15—20 m dunkelgrauer Malmkalk, etwas bräunlich anwitternd, im untern Teil noch mit dünnen Mergellagen, oben in den normalen Quintnerkalk übergehend.

Merkwürdig ist, dass der normalliegende, aber stark reduzierte Dogger zwischen zwei Serien von Schiltschichten eingeschaltet ist. Der unter dem Dogger liegende Schiltkalk ist wahrscheinlich nicht als verkehrter Mittelschenkelrest zu betrachten; es lässt sich denken, dass beim Vorschub der Falte ein Komplex von Schiltkalk über der Überschiebungsfläche sitzen blieb und dann von einem nachrückenden Doggerfetzen überschoben wurde. Der Dogger scheint nur im Gebiet des Bachtobels bei Schröter Untersäss vorhanden zu sein; der Schiltkalk dagegen lässt sich südlich davon noch etwa 500 m weit längs des von Vättis nach Schröter führenden Alpweges verfolgen und hat hier die Ausbildung der schmalen Terrasse veranlasst, auf welcher der Weg zwischen dem autochthonen Malm und dem Malm der Kaminspitzfalte horizontal dahinführt. Er ist hier viel typischer

ausgebildet als im Bachtobel bei Schröter Untersäss, deutlich gelb gefleckt oder gestreift, oft lilafarbig, aber stark metamorph. Es ist sonderbar, dass dieser Dogger-Schiltkalkkern der Kaminspitzfalte weiter im SW am Calandaabhang sich nicht mehr bemerkbar macht und nicht mit den am Ausgange des Gonscherolatobels und des Hüttenwiestobels aufgeschlossenen Schichten gleichen Alters im Zusammenhang steht. Vielleicht handelt es sich um eine kleine Dogger-Schiltkalklinse, die von ihrer Wurzel abgerissen und beim Vormarsch der Falte an ihrer Basis nordwärts geschleppt wurde. Jedenfalls beweist das Vorkommnis, dass bei der Bildung der Falten auch innerhalb des Jura Dislokationen von grossem Ausmass stattgefunden haben.

Die Kaminspitzfalte ist durch keine Synklinalumbiegung mit dem Vättiser Gewölbe verbunden, sondern nach Art einer Überschiebungsdecke auf einer Rutschfläche, welche die liegenden Schichten schief abschneidet, darüber hinweggeschoben. Am Westende der Schiltkalkaufschlüsse, oberhalb Gnapperkopf, liegt sie auf dem autochthonen Quintnerkalk, etwas nördlich davon auf dem Troskalk, in den Bachrinnen bei Schröter Untersäss auf der untern Kreide (Öhrlikalk bis Kieselkalk). Auf der Terrasse von Waldboden stellen sich in der Synklinale unter der Überschiebungsfläche Gault und Seewerkalk und vom Strangentobel an mächtige Globigerinenmergel und nachher Flyschsandsteine und Dachschiefer ein. Über der zur Tiefe sinkenden autochthonen Kreide erweitert sich nun die Flyschmulde rasch; ihr Kern wird durch mächtige ultrahelvetische Senonmergel und Wildflysch gebildet, die nun den ganzen nördlichen, gegen Ragaz sich verflachenden Teil der Calandakette aufbauen.

Dass die Kaminspitzfalte, namentlich in ihrer Wurzelregion, starke tektonische Quetschung erlitten hat, zeigt sich nicht bloss in der intensiven Reduktion und Metamorphose der Dogger- und Schiltschichten von Schröter, sondern auch darin, dass der mittlere und obere Malm (Quintnerkalk, Troskalk und Zementsteinschichten) zwischen Schröter Untersäss und Obersäss nur etwa 180 m mächtig sind. Nördlich von Waldboden ist davon grösstenteils nur noch der obere Malm vorhanden; doch trifft man auch im nördlichsten Teil der Falte, z. B. zwischen Kaminspitz und Fürgglikopf, an der Basis meistens noch eine Serie von dunkelgrauen Quintnerkalkbänken an. Auf dieser Strecke ist der unterste Teil des Malms in eine stellenweise bis 20 m mächtige, feinsplittrige Reibungsbreccie umgewandelt. Blumenthal hat bereits betont, dass die Kreide der Kaminspitzfalte auffallend schwach ausgebildet ist und der Schrattenkalk (wenigstens im westlichen und nördlichen Teil) vollständig fehlt. Ob diese Reduktion vorwiegend eine Folge tektonischer Quetschung oder vorwiegend eine stratigraphische Erscheinung ist, ist schwer zu entscheiden.

Trotz des Deckencharakters der Kaminspitzfalte sind an ihrer Basis, wenigstens im nördlichen Teil [entgegen der Darstellung von Blumenthal (**251,** p. 22)] deutliche Reste eines verkehrten Mittelschenkels vorhanden. In einer Bachrinne am Westabhang des Zweienspitz findet man über den mächtigen eocänen Globigerinenmergeln des Vättiser Gewölbes 12—15 m dünnplattig und ebenflächig gequetschten, dichten, ziemlich dunkelgrauen Seewerkalk, darüber den typischen blauschwarzen Quintnerkalk der Kaminspitzfalte, in den untern 15—20 m noch dünnplattig gequetscht, darüber ziemlich dickbankig. Der Seewerkalk lässt sich von dieser Stelle aus südwärts bis über das Strangentobel hinaus, nordwärts bis in die Nische nördlich von Bärenfalle als ein die Malmbasis begleitendes, 10—15 m hohes, gelbliches Felsbändchen verfolgen. Bei Bärenfalle stehen damit auch noch schwache Reste anderer Kreidestufen, namentlich Drusbergschichten mit Austernschalen und typischer Kieselkalk, in Verbindung. Als Bestandteil des verkehrten Mittelschenkels darf wahrscheinlich auch die Zone typischer Dachschiefer und Flyschsandsteine betrachtet werden, die im Gebiet von Kaminspitz und Fürgglikopf die Kaminspitzfalte unterteuft. Sie zweigt nördlich vom Zweienspitz von der normalliegenden, gegen Vadura absteigenden Sandstein-Dachschiefergruppe ab, liegt bis zum Kaminspitz als 20—50 m mächtige Schichtfolge unter der verkehrten Kreide, schwillt östlich vom Fürgglikopf bei Jägeri und Munt zu über 100 m Mächtigkeit an und keilt etwa 150 m über der Sohle des Rheintales aus. Nördlich von Isla, wo die Überschiebungsfläche der Kaminspitzfalte unter das Rheintal taucht, bilden schwarze Mergel von Wildflyschtypus das Liegende des Malms.

Das Kreidegebiet der Kaminspitzfalte am Ostabhang des Kaminspitz ist sehr schwierig zu studieren, weil die Aufschlüsse in dem unübersichtlichen, von Wald und Wiese bedeckten und

von Moräne überschütteten Gelände häufig unterbrochen sind und namentlich, weil die Kreidestufen der starken Dislokationsmetamorphose wegen oft schwer zu unterscheiden sind. Man ist oft im Zweifel, ob man es mit Valangienkalk oder Drusbergschichten, mit Schrattenkalk oder Öhrlikalk zu tun hat, und sogar Schrattenkalk und Seewerkalk sehen oft sehr ähnlich aus. Dieser Schwierigkeiten wegen konnte ich nicht völlig darüber klar werden, ob die Kreide hier in einfacher normaler Folge den Malm bedeckt, oder ob sie vielleicht zu kleinen, schuppenförmigen Falten übereinandergeschoben ist. Längs der Wege, die zwischen Isla und Untervaz den untern Teil des Kreideabhanges durchqueren, beobachtet man einen verwirrenden Wechsel der verschiedensten Kreidestufen, und wiederholt scheinen ältere Kreideschichten auf jüngern zu liegen. Ob dabei Brüche im Spiele sind, oder ob es sich um kleine, schuppenförmige Überfaltungen oder bloss um lokale Verbiegungen handelt, konnte ich nicht entscheiden.

Am Stelli südlich von der Alp Salaz liegt über der schwach entwickelten helvetischen Kreide eine mächtige Folge von Seewerschichten und Senonmergeln in ultrahelvetischer Facies, deren tektonische Stellung später besprochen werden soll (Figur 5). Helvetische und ultrahelvetische Kreide

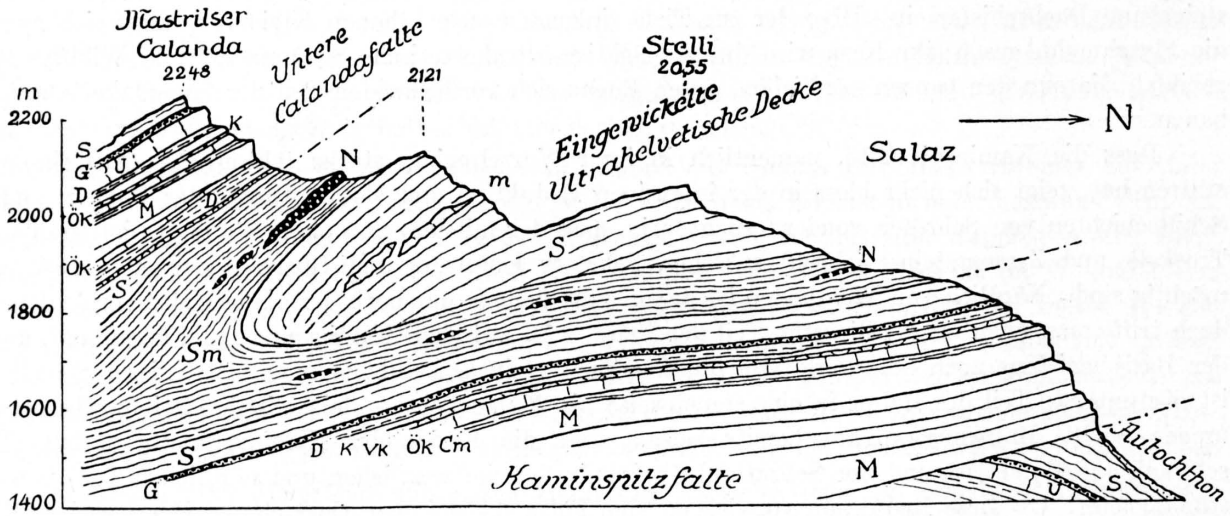


Fig. 5. **Die Einwicklung der ultrahelvetischen Decke am Stelli bei Untervaz.**

M = Malm. Cm = Zementsteinschichten. Ök = Öhrlikalk. Vk = Valangienkalk. K = Kieselkalk. D = Drusbergschichten. U = Schrattenkalk. G = Gault. S = Seewerkalk. Sm = Senonmergel. N = Assilinengrünsand. m = malmartiger Kalk.

bilden über der Kaminspitzfalte eine tiefe, nordwärts breit sich öffnende Mulde, die mit starkem östlichem Axialgefälle durch das Val Cosenz zum Rheintal absteigt und an den Nordwestwänden des Calanda sich als breite, bräunlich angewitterte Gesteinszone von den hellgrauen Malmwänden abhebt und dort nördlich vom Gonscherolatobel endigt. Von den Abhängen nördlich von Vättis aus erblickt man in diesem Südende der Mulde eine hübsche sekundäre Faltung (Profil 3). Durch einen lang und spitz ausgezogenen Malmkeil, der von schwacher unterer und mittlerer Kreide bedeckt und von mächtigem Seewerkalk umhüllt ist, wird die Kreidemulde in zwei spitzgeklemmte Teilsynklinalen zerlegt. In der untern der beiden Teilmulden ist die Kreide nochmals zu drei kleinen, flach übereinanderliegenden Falten zusammengeschoben.

Über die Kreidemulde von Val Cosenz hinweg legt sich die zweite grosse Falte der Calandakette, die untere Calandafalte. Ihr Malm erscheint an der Nordwestwand des Haldensteiner Calanda als ein hellgrauer Kalkkeil, der bei der Abzweigung unter dem Calandagipfel etwa 400 m mächtig ist, nordwärts infolge des Zurückbleibens des Quintnerkalks allmählich dünner wird und am Nordabhang des Mastrilser Calanda (2248 m) als niedriges Kalkwändchen auskeilt. Darüber folgt die ganze Kreideserie vom Öhrlikalk bis zum Seewerkalk. Sie reicht am West- und Nordwestabhang des Haldensteiner Calanda bis nahe zu seinem Gipfel hinauf, bildet auf seiner Ostabdachung den Grat zwischen Vordertal und Mittlertal, nördlich davon den Kamm des Mastrilser Calanda und

steigt von dort als Unterlage der Mastrilseralp und des Wald- und Weidegebietes von Ramen, Pramicisters und Valdrux ostwärts mit ziemlich gleichförmigem Gefälle bis zum Rheintal hinunter. Auf der Linie Mittlertal-Vazeralp-Cortschna-Pramicisters-Haselboden taucht diese nach ESE fallende Kreidetafel mit ihren jüngsten Schichten, dem Seewerkalk, überall unter ältere Kreidestufen, die einer höheren, südlicheren Falte angehören.

Die untere Calandafalte liegt mit einer Überschiebungsfläche auf den Seewerschichten der Val Cosenzmulde. Reste eines verkehrten Mittelschenkels konnte ich nirgends beobachten, ausgenommen am Sattel zwischen Val Cosenz und Taminatal, wo man unter dem hellgrauen Troskalk folgende Schichtreihe findet (Figur 5):

1. Etwa 8 m dünnplattiger, dunkelgrauer Kalk von Malmtypus (wahrscheinlich Zementsteinschichten).
2. Etwa 5 m typischer Öhrlikalk mit grob gekörnelter Oberfläche.
3. Etwa 30 m Drusbergschichten:
   a) etwa 25 m dunkelgraue, plattige Kalkschiefer mit spärlichen verkieselten Austernschalen;
   b) 5 m blaugraue, kompakte Kalkbänke mit ziemlich vielen grossen Austernschalen («Sinuataschichten»). — Unter scharfer Überschiebungsfläche folgen:
4. 5—8 m dünnplattiger Seewerkalk.
5. Etwa 100 m Senonmergel der ultrahelvetischen Facies.

Die Seewerschichten, auf denen die untere Calandafalte am Südrande des Val Cosenz und westlich vom Sattel am Steilhange von Guaggis aufruht, gehören wahrscheinlich fast ausschliesslich der ultrahelvetischen Facies an und können in diesem Falle nicht als verkehrter Mittelschenkel aufgefasst werden. Nach dem Auskeilen des Malms bildet der Öhrlikalk dem Südrande des Val Cosenz entlang das unterste Schichtglied der untern Calandafalte; einzig südlich von Artaschiew, wo der Weg nach Mastrilseralp den obern Rand des Tales überschreitet, ruht sie eine Strecke weit mit austernreichen Drusbergschichten auf dem Seewerkalk der Cosenzmulde.

Wenn auch die Falte im ganzen ziemlich ruhig und gleichförmig als normalliegende Schichtfolge nach SE sinkt, so zeigt sie doch, besonders im Gipfelgebiet, kleinere und grössere sekundäre Störungen. Besonders auffallend ist die im Hintergrund des Vordertales am Verbindungsgrat zwischen Haldensteiner und Mastrilser Calanda sichtbare Falte (Figur 6). Die vom Südrand des Vordertales ziemlich steil emporsteigenden Kreideschichten (Öhrlikalk bis Drusbergschichten) bilden dort ein sehr regelmässiges, fast aufrechtes Gewölbe und biegen in der Nordwand des Vordertales wieder zu einer flachen Mulde um. Da die Falte von SE nach NW streicht und etwas nach NE geneigt ist, muss sie als eine Querfalte betrachtet werden. Etwas weiter im SW, über dem Hintergrund des Mittlertales, wird der Kreidegrat von einer ebenfalls SE—NW streichenden und etwa 50° SW fallenden Bruchfläche durchschnitten, längs welcher der südliche Gebirgsteil um etwa 40 m abwärts gesunken ist (Tafel 28, Figur 4). Dicht südlich von diesem Bruch folgt ein flaches Gewölbe, das auch anormal nach NW zu streichen scheint, also wohl

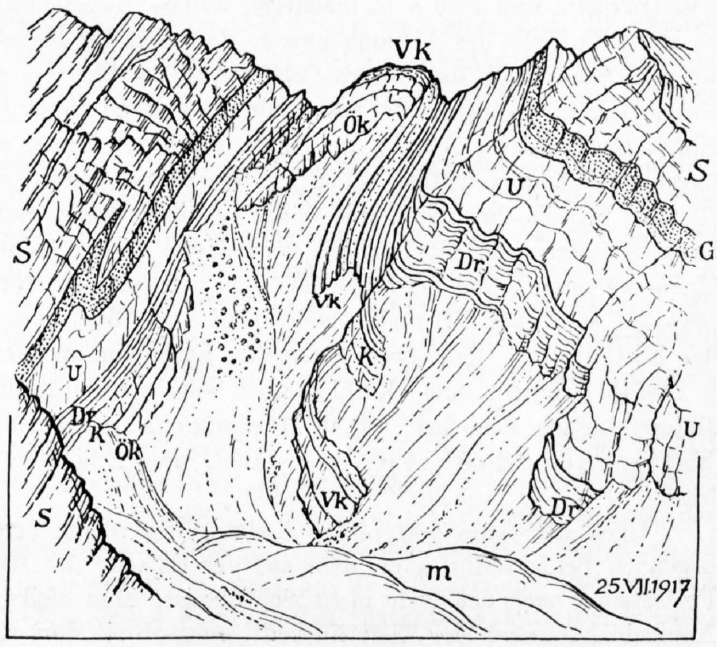


Fig. 6. Die Querfalte im Vordertal am Calanda.

Ök = Öhrlikalk. Vk = Valangienkalk. K = Kieselkalk. Dr = Drusbergschichten. U = Schrattenkalk. G = Gault. S = Seewerkalk. m = Moräne.

auch durch Querfaltung entstanden ist. Auf seinem Scheitel ist dicht vor dem Bruche der Gault zu vier kleinen, schuppenartig übereinanderliegenden Fältchen zusammengestaut. Weiter im S, an der Südwand des Mittlertales, sieht man in der Kreide der untern Calandafalte noch eine Gruppe von drei normalstreichenden, nordwärts geneigten, knieförmigen Falten. Die östliche Fortsetzung derselben zeigt sich wahrscheinlich in den Verbiegungen des dunkeln Gaultbandes an der Nordwand des Mittlertales und in zwei kleinen, nordwärts geneigten Falten, die der Gault an der Südwand des Vordertales zeichnet. Kleine, nach NW überliegende Falten scheinen Gault und Seewerkalk auch im obersten Teil der Mastrilseralp zu bilden. Tiefer unten am Abhang, auf der Westseite der Wiesenmulde von Pramicisters, bemerkt man ebenfalls eine Verfaltung von Gault und Seewerkalk. Auch am Bergfusse nördlich von der Ruine Neuenburg scheinen Gault und Seewerkalk zweimal schuppenartig übereinandergeschoben zu sein. Überdies wird die Tektonik dort durch zwei gegen NW streichende Querbrüche kompliziert.

Die Kreide der untern Calandafalte endigt am Westabhang des Haldensteiner Calanda auf der Nordseite des Haldensteiner Schaftäli mit einer prachtvoll gerundeten, nordwärts geöffneten Muldenumbiegung, die namentlich in ihren ältesten Schichten, Öhrlikalk und Valangienkalk, im Landschaftsbilde sehr auffällig hervortritt (Tafel 28, Figur 3). Die Schichten des verkehrten Muldenschenkels keilen nordwärts der Reihe nach aus, und es legt sich eine neue grosse, aus dem Schaftäli aufsteigende Malm- und Kreidemasse darüber hinweg und baut die Gipfelpartie und den südlichen Teil des Haldensteiner Calanda auf. Um ihren komplizierten Bau zu untersuchen, begeben wir uns zunächst auf die Ostseite des Calandagipfels, ins Mittlertal, wo ihre oberen Teile besser betrachtet werden können als auf der Westseite (vgl. Tafel 28, Figur 4).

Die normale Kreideserie der untern Calandafalte, die den untern Teil der Ostwand des Haldensteiner Calanda aufbaut, taucht am Südrande des Mittlertales mit ziemlich steilem Südostfallen unter Gehängeschutt. Der Seewerkalk ist an jener Stelle nur noch etwa 10 m mächtig, also im Auskeilen begriffen; die Muldenumbiegung der Kreide aber ist nicht mehr sichtbar, sondern liegt schon tief unter dem Boden des Mittlertales verborgen. Die über den Seewerkalk nordwärts hinübergeschobene neue tektonische Form, die wir vorläufig mittlere Calandafalte nennen wollen, beginnt am Südrand des Mittlertales unter einer schmalen, schuttbedeckten Terrasse mit etwa 10 m braun angewittertem Öhrlikalk; darüber folgt eine auffallend hellbraune, etwa 5 m dicke Bank von Valangienkalk und eine 4 m mächtige, dunkle Kieselkalkbank. Öhrlikalk und Valangienkalk keilen im mittleren Teile des Abhangs aus, so dass nun der Kieselkalk als tiefstes Schichtglied unmittelbar auf den Seewerkalk der untern Calandafalte zu liegen kommt. Als auffälliges, eine nordwärts geneigte, schön geschwungene Falte bildendes Band verläuft er durch den Ostabsturz des Calandagipfels und wird im N nahe am Grate durch den früher erwähnten Bruch abgeschnitten. Darüber folgen auffallend mächtige, schiefrige Drusbergschichten und endlich auf dem Scheitel des Calanda (P. 2808 m) eine hellgraue, mit wellig zackiger Grenze auf ihrer Unterlage ruhende Schrattenkalkbank. Letztere erscheint südlich vom Gipfel wieder beim «Kamin» in einer etwas über den Grat hinausragenden hellen Felsstufe, fällt von hier mit den stark reduzierten liegenden Drusbergschiefern etwa 30° steil nach SE und verschwindet unter dem oben erwähnten Schuttbande in der Südwand des Mittlertales. Über dieser normalen Serie von unterer Kreide folgt [nach Blumenthal (**251,** p. 13—16)] südlich vom «Kamin» noch eine etwas rätselhafte Schichtfolge, bestehend aus einigen Metern dunkeln Schiefern, die als Drusbergschichten gedeutet werden, und einer dünnen, hellgrauen Kalkbank von Schrattenkalktypus. Auch diese Schichten tauchen südwärts bald unter das Schuttband.

Über die wahre tektonische Stellung der vorhin beschriebenen, über der untern Calandafalte liegenden Schichtreihe kann man auf der Ostseite des Calanda keine Gewissheit erhalten, da ihre Fortsetzung nach der Tiefe nicht sichtbar ist. Man bleibt im unklaren darüber, ob sie, wie es den Anschein hat, nach der Tiefe auskeilt, oder ob sie dort mit einem Malmkern in Verbindung steht, in welchem Falle sie eine selbständige Falte darstellen würde.

Über dieses vorläufig rätselhafte tektonische Element ist eine steil von SE aufsteigende, neue grosse Falte gelegt, die obere Calandafalte oder die Hintertalfalte Blumenthals (**251,** p. 11/12).

Ihre ältesten Schichten sind im Hintertal in Form eines lang und schmal ausgezogenen, fast bis auf den Rücken des Calanda reichenden Malmkerns aufgeschlossen, dessen Gewölbeumbiegung namentlich in den ziemlich mächtigen, plattig schiefrigen Zementsteinschichten deutlich sichtbar ist. Darüber liegen im Gewölbeschenkel mächtige, düster braun angewitterte Öhrlikalkschichten. Sie sind nördlich von P. 2646 m selbst wieder zu einer ziemlich grossen sekundären Falte mit leicht überkipptem Mittelschenkel zusammengeschoben, in deren Kern auch eine kleine Abzweigung des Malmkerns eindringt. Auch unter dem Malm liegt eine mächtige Folge von düsterem Öhrlikalk. Sie baut den oberen Teil der Felsrippe zwischen Hintertal und Mittlertal auf und steht auf dem Scheitel des Calanda mit dem Öhrlikalk des Gewölbeschenkels in Verbindung. Wenn auch ein direkter Zusammenhang durch eine Gewölbeumbiegung nicht bemerkbar ist, wird man diese Öhrlikalkmasse doch als verkehrten Mittelschenkel der obern Calandafalte betrachten dürfen.

Infolge des starken Axialgefälles sinkt der Gewölbescheitel des Malmkerns der obern Calandafalte so rasch nach E, dass er am Ostende des Hintertales schon unter der Oberfläche verschwunden ist. Der Malmkernaufschluss im Hintertal ist also als tektonisches Fenster zu betrachten. Am Südrande der Öhrlikalkrippe zwischen Hintertal und Mittlertal erscheint bei 0 der Höhenquote 2180 noch eine etwa 10 m mächtige Folge von hell blaugrau anwitternden Zementsteinschichten zwischen den düstern Öhrlikalkbänken, offenbar das hier ostwärts zur Tiefe sinkende Stirnende des Malmkerns. In diesem Falle gehören die mächtigen Öhrlikalkschichten der Mettneregg (2054 m) nicht dem verkehrten Mittelschenkel, sondern dem Gewölbeschenkel oder der Gewölbestirn der obern Calandafalte an.

Neue Einblicke in die Tektonik des Südrückens des Haldensteiner Calanda gewährt sein gegen das Haldensteiner Schaftäli abfallender Südwestabhang (Tafel 28, Figur 3). Während auf der Ostseite des Bergrückens ein einziger Malmkern, derjenige des Hintertales, sichtbar ist, ist man überrascht, auf der Westseite zwischen der früher erwähnten schönen Kreidemulde der untern Calandafalte und der Grateinsattelung (P. 2413 m) zwei grosse Malmgewölbe aus dem Grunde des Schaftäli aufsteigen zu sehen. Der tiefere Malmkern ist als normale, aus nach oben rasch sich verjüngendem Korallenkalk und ziemlich mächtigen Zementsteinschichten bestehende Schichtfolge auf scharfer Rutschfläche über den verkehrten Schenkel der Kreidemulde hinaufgeschoben, steigt hoch an den Calandaabhang hinauf und verschwindet dort unter Gehängeschutt, so dass seine Stirnumbiegung und seine Beziehung zu den Kreideschichten des Gipfels (2808 m) nicht zu sehen sind. Vom zweiten, südlichen Malmkern wird er durch mächtigen Öhrlikalk getrennt, der vom Südrücken des Calanda als Synklinalkern bis auf den Grund des Schaftäli hinuntersteigt und sich dann auch über den südlichen, aus Zementsteinschichten und einem Kern von Korallenkalk bestehenden Malmkern hinüberwölbt.

Der untere der beiden Malmkerne muss nach den tektonischen Formen des darüberliegenden Öhrlikalks die Fortsetzung des im Hintertal aufgeschlossenen Malmgewölbes, also der Malmkern der obern Calandafalte sein. Mit dem obern der beiden Malmkerne tritt eine neue, auf der Ostseite nicht beobachtete Falte auf. Malm und Öhrlikalk derselben bauen weiter im S das Teufelskirchli und den Felsberger Calanda auf. Wir können sie vorläufig Felsberger Calandafalte nennen. Ihr Malmkern ist auf der Ostseite des Calandagipfelgrates im Karbecken am Ostfusse des Teufelskirchli aufgeschlossen, taucht aber östlich davon infolge des starken östlichen Axialgefälles unter den mächtigen Öhrlikalk der Haldensteineralp.

Die Kreideserie Öhrlikalk bis Schrattenkalk der mittleren Calandafalte ist als normale Schichtfolge auch am Westabhang des Calandagipfels (2808 m) aufgeschlossen (Tafel 28, Figur 3). Ihre tieferen Teile sind leider durch Schutt teilweise verhüllt; es scheint jedoch sicher zu sein, dass sie zwischen dem verkehrten Schenkel der darunterliegenden Kreidemulde und dem Malmkern der obern Calandafalte auskeilt. Sie scheint also keine Wurzel in der Tiefe zu haben, also keine selbständige Falte zu sein. Um dieses merkwürdige tektonische Mittelstück zu erklären, hat Blumenthal (**251,** p. 16) angenommen, dasselbe habe ursprünglich die Scheitelspitze der obern Calandafalte dargestellt, sei dann aber durch eine in deren Gewölbeschenkel sich erhebende sekundäre Falte überfaltet worden, so dass es nun zwischen die ursprüngliche Stammfalte und die

untere Calandafalte eingeklemmt erscheint. Diese Annahme erscheint auch mir vorläufig am besten geeignet, die merkwürdige Tektonik der Gipfelregion des Haldensteiner Calanda zu erklären.

Es bleibt nun noch zu untersuchen, wie sich die Kreideschichten am Abhang zwischen dem Ostrande von Mittlertal und Hintertal und der Sohle des Rheintales zwischen Ruine Neuenburg und Haldenstein in das Faltensystem der Calandagipfel einordnen. Mächtiger Öhrlikalk mit etwa 25° SE fallender Schichtung baut die vor dem Ausgange des Mittlertales liegende Wolfegg und ihre gegen Batänia und Geuscha abfallenden Ostabhänge auf und steigt in Form eines 200—400 m breiten Streifens ostwärts bis zur Terrasse von Curtanetsch hinunter. Als normale Fortsetzung folgen darüber bei Sesslinen etwa 3 m Valangienkalk, 2 m Kieselkalk, 15—20 m Drusbergschichten und, ein inmitten der düstern Gesteine sehr auffälliges, hellgraues Felsriff bildend, etwa 30—50 m Schrattenkalk und einige Spuren von Gault. Diese jüngeren Kreideschichten bilden ein am Abhang gegen SW aufsteigendes und südöstlich vom Hintertal zwischen Öhrlikalk im Liegenden und Hangenden sich ausspitzendes, schmales Band. Der Schrattenkalk dieser normalen Schichtfolge gewinnt bei Batänia plötzlich eine weit grössere horizontale Ausdehnung und steigt nun in breiter Fläche ostwärts bis zum Rheintal hinunter. Wie auch Blumenthal aufgefallen ist, scheinen auf der Linie Batänia-L'Aräza-Curtanetsch Drusbergschichten und Kieselkalk im Liegenden des Schrattenkalks zu fehlen, so dass letzterer direkt auf dem Öhrlikalk ruht. Bei Curtanetsch dagegen beobachtet man eine Strecke weit mergelige Drusbergschichten mit Austernschalen unter dem Schrattenkalk, und ebenso bilden sie in ziemlicher Mächtigkeit unterhalb Haselboden und unter der Ruine Neuenburg das Liegende des Schrattenkalks. An letzterem Orte schliessen sie nahe ihrer obern Grenze eine Bank mit vielen Austernschalen ein. Auch am Fusse der Felswand, mit der der Schrattenkalk gegen die Talnische von Oldis abbricht, treten die Drusbergschichten mit Austernbänken wieder zutage. Bei Scalripp folgen darunter als normale Fortsetzung der Schichtreihe schwach entwickelter Kieselkalk und dann der Öhrlikalk, der die düstere Felsstufe unter der Terrasse von Sasserdont aufbaut.

Unter dem Öhrlikalk dieser Schichtreihe taucht am Ostrande des Hintertales der Malmkern der obern Calandafalte auf; also muss die ganze Kreideserie dem Gewölbeschenkel dieser Falte angehören. Der westlich von Sesslinen auskeilende Drusberg-Schrattenkalkzug stellt den westwärts infolge des Axialgefälles in die Luft hinausstreichenden Synklinalkern zwischen dieser Falte und der nächst höhern Kreidefalte dar.

Zwischen der Ruine Neuenburg und Curtanetsch liegen die tiefsten Schichten der obern Calandafalte, Schrattenkalk oder Drusbergschichten, unmittelbar auf dem Seewerkalk der untern Calandafalte. Auf der Linie Curtanetsch-Cortschna-Vazeralp dagegen ist zwischen diesen Seewerkalk und den Öhrlikalk, der hier die Basis der obern Calandafalte bildet, ein auffallend mächtiger Keil von Schrattenkalk eingeschaltet, der wohl als verkehrter Mittelschenkel dieser Falte zu betrachten ist. Das Gestein ist infolge tektonischer Quetschung stets fein kristallinisch calcitisiert und meistens plattig und tritt in einer bei Cortschna wohl 100 m, auf Vazeralp noch etwa 30 m breiten Zone zutage. Östlich von Vazeralp ist als weiterer Bestandteil des verkehrten Mittelschenkels eine Strecke weit zwischen Seewerkalk und Schrattenkalk noch eine 4—5 m mächtige, steil südostfallende Gaultbank mit deutlicher Turrilitenschicht aufgeschlossen. Der verkehrte Schrattenkalk setzt sich westlich von der moränenbedeckten Weidefläche von Vazeralp noch an dem Felsrücken zwischen Vazeralp und Mittlertal als etwa 20 m mächtiges Kalkband fort und keilt westlich von P. 2010 m aus.

Auf der Linie Batänia-Sesslinen-Haldensteineralp folgt über dem Schrattenkalk der obern Calandafalte der etwa 150 m mächtige Öhrlikalk, der in Form einer weit ausgedehnten Kalktafel den Untergrund der Haldensteineralp und des Steinwaldes bildet und im S mit der landschaftlich so auffälligen düstern Felswand abbricht, die nördlich von Haldenstein am Calandaabhang hinuntersteigt und mit dem Putschstein am Rheinufer endigt. Da dieser Öhrlikalk westlich von der Calandahütte auf den Rücken des obersten Malmgewölbekerns hinaufsteigt, muss er dem Gewölbeschenkel der obersten Falte der Calandakette, der Felsberger Calandafalte angehören. Die Öhrlikalkdecke wird im E durch die breite Talnische von Oldis unterbrochen, setzt sich aber jenseits

derselben, östlich von Scalripp, in einem dreieckigen Geländeabschnitt bis ans Rheinufer hinunter fort.

An der Felswand bei Scalripp ist die eine Verwerfungsspalte vortäuschende, etwa 40° SE fallende Überschiebungsfläche zwischen dem Öhrlikalk der Felsberger Calandafalte und dem Schrattenkalk der tiefern Falte sehr deutlich sichtbar. Während hier Öhrlikalk und Schrattenkalk sich direkt berühren, treten etwas weiter im NE, längs des auf der Karte angegebenen, ungefähr dem Überschiebungskontakt folgenden Weges, Drusbergschichten mit verkieselten Austernschalen als verkehrter Mittelschenkel zwischen den beiden Falten zutage. Dieselbe tektonische Stellung haben auch die etwa 15 m mächtigen Drusbergmergelschiefer, die nördlich von der Hütte 1886 m der Haldensteineralp eine Strecke weit zwischen den Öhrlikalk und den Schrattenkalk von Sesslinen eingeschaltet sind.

Im südlichen Teil der Nische von Oldis erscheinen unter der Öhrlikalkdecke von Steinwald und Ruine Liechtenstein als tiefste Schichten der Felsberger Calandafalte die Zementsteinschichten in Form von dunkelgrauen Mergelschiefern mit dunkeln Kalkbänken und darunter hellgrauer, häufig marmorisierter Korallenkalk des obern Malms. Letzterer nimmt im oberen Teil des Bachtobels allmählich an Mächtigkeit ab und wird unten von einer 30—40° steil südostfallenden, etwas wellig verlaufenden Rutschfläche begrenzt, unter der, offenbar als verkehrter Mittelschenkel, nochmals die Zementsteinschichten in Form von 10—15 m mächtigen, schwarzen Mergelschiefern auftreten. Die Malmschichten von Oldis zeigen also den Bau eines schmal ausgezogenen Gewölbes. Man darf es wohl als die infolge des Axialgefälles stark gesunkene östliche Fortsetzung des obersten Malmgewölbekerns betrachten, der im Haldensteiner Schaftäli unter P. 2646 m aufgeschlossen ist. Auf der $3{,}_3$ km langen Strecke zwischen diesen beiden Aufschlüssen sinkt der Scheitel des Malmkerns um 1250 m, woraus sich ein Axialgefälle von 21° ergibt. Der Öhrlikalk der Felsstufe unter der Terrasse von Sasserdont sinkt südwärts deutlich unter den Malmkern von Oldis ein. Man darf gewiss annehmen, dass auch die übrigen Kreideschichten der obern Calandafalte, Kieselkalk, Drusbergschichten und Schrattenkalk, unter dem westlichen Teil der Terrasse von Sasserdont unter diesen Malm tauchen und von seiner Basis schief abgeschnitten werden, wenn sich dies auch wegen Schuttbedeckung nicht direkt beobachten lässt.

Sekundäre Faltungen kann man im Öhrlikalkgebiet zwischen Haldenstein und Haldensteineralp nicht bemerken; dagegen kommen solche in der Gipfelregion vor. Am Südostgrat des Felsberger Calanda fallen die Öhrlikalkschichten zu oberst 25—30° steil nach SE, biegen dann, der Sattelform des Grates (Weibersattel) entsprechend, zu flacherer Lage um, sind hierauf zu zwei kleinen, nordwärts geneigten, knieförmigen Falten zusammengestaut und fallen im Südende des Grates wieder gleichförmig gegen SE. Auch am Südostgrat des Teufelskirchli fällt eine etwa 30 m hohe, aus den Zementsteinschichten und dem Öhrlikalk gebildete, nordwärts überliegende sekundäre Falte auf.

8. Parallelisierung der Falten der Ringelkette und des Calanda.

Das Tal von Kunkels, das Ringelkette und Calanda trennt, ist so breit und tief eingeschnitten, dass der ursprüngliche Zusammenhang der Falten der beiden Bergketten sich kaum mit aller Sicherheit feststellen lässt (vgl. Blumenthal **240,** p. 53—59). Doch halte ich es für ziemlich sicher, dass die Kaminspitzfalte die östliche Fortsetzung der Orgelnfalte ist, da weder östlich noch westlich von Vättis eine tiefere Falte von grösserem Ausmass vom Scheitel des Vättiser Gewölbes abzweigt. Dann wird man auch die untere Calandafalte als die Fortsetzung der Panärafalte betrachten dürfen. Auffallend ist immerhin, dass die Kreidesynklinalen unter diesen Falten auf Ramuzalp in der Ringelkette nahe übereinanderliegen, während am Calanda die obere der beiden Mulden viel weiter nach S reicht als die untere; ferner dass der Malmkern der Kaminspitzfalte viel kräftiger entwickelt ist als derjenige der Orgelnfalte.

Die im Haldensteiner Schaftäli aufgeschlossenen Kreidemulden dürfen wahrscheinlich mit den in der gleichen Streichrichtung liegenden Kreidemulden an der Ostwand des Crap Matts paralleli-

siert werden [1]). Wahrscheinlich ist also die obere Calandafalte identisch mit der Miruttafalte und die Felsberger Calanda-Oldisfalte die Fortsetzung der Tscheppfalte. Für diesen Zusammenhang spricht auch der Umstand, dass in beiden Berggruppen der Öhrlikalk dieser Faltengruppe durch bedeutende Mächtigkeit und infolge stärkern Eisengehalts durch auffallend braune Verwitterungsfarbe ausgezeichnet ist.

9. Die Drachenbergüberschiebung.

(Profile 3—5.)

Schon Arnold Escher von der Linth und Alb. Heim (**70,** Bd. I, p. 212) hatten sich darüber verwundert, dass auf der Nordseite des Taminatales, an den Gipfeln des Älplikopfs und des Drachenberges, über dem Eocän des Vättiser Gewölbes nochmals Malm und Kreide in normaler Folge liegen. Die Schichtreihe beginnt an beiden Orten mit Malm, bestehend aus bis 50 m Korallenkalk und etwa 20 m Zementsteinschichten. Untere und mittlere Kreide sind wie in den tiefern Falten der Ringelkette und des Calanda wenig mächtig (im ganzen etwa 70 m); dagegen ist der Seewerkalk allein 70—100 m mächtig, im oberen Teil schiefrig. Die im Älplikopf 15—20° nordwärts ansteigende, im Drachenberg fast horizontalliegende Schichtreihe biegt am Nordende zu steilem Nordfallen oder etwas überkippter Stellung um und endigt dort mit einer stark gequetschten, am Drachenberg in Linsen zerrissenen Assilinengrünsandbank von etwa 1 m Mächtigkeit. Malm, Kreide und Eocän werden gegen N der Reihe nach durch die basale Überschiebungsfläche abgeschnitten. Im Gelbbergtälchen, das die beiden Gipfel trennt, ist sowohl am Drachenberg wie am Älplikopf zwischen die abgeschnittenen Schichtenköpfe der Malm-Kreideserie und die Globigerinenmergel des Vättiser Gewölbes als Rest eines verkehrten Mittelschenkels eine bis 50 m mächtige Folge von wellig kleingefälteltem Seewerkalk eingeschaltet. Am Süd-, Ost- und Westrande der beiden Gipfel dagegen ruht der Malm der Drachenbergüberschiebung unmittelbar auf den autochthonen Globigerinenmergeln. Ein SE—NW streichender Bruch durchschneidet den Drachenberggipfel und hat die Ausbildung einer kräftigen Erosionsrinne veranlasst, welche den hintern Drachenberg vom vordern abtrennt.

Die Globigerinenmergel im Liegenden der Drachenbergfalte sind am Südabhang des Älplikopfs über 200 m mächtig, am Südrand des Drachenberges dagegen bereits auf etwa 30 m reduziert. Da die Überschiebungsfläche nordwärts ansteigt, die Kreide des Vättiser Gewölbes dagegen steil gegen N fällt, so weitet sich unter beiden Gipfeln die trennende Eocänmulde nordwärts rasch.

Die Drachenbergüberschiebung setzt sich westlich von der Tersolschlucht im Gipfel des Gigerwaldspitz und dann am Südrande der Brändlisbergalp bis nach St. Martin fort. Auffallenderweise spitzt sich das Eocän in ihrem Liegenden schon am Ostabhang des Gigerwaldspitz aus, und gegen W verschwinden auch die tieferen Schichten der Überschiebungsmasse. Der Malm reicht nur bis in das Bachtobel auf der Westseite des Gigerwaldspitz, und am Südabhang von P. 1931 m keilen rasch nacheinander die untern Kreideschichten bis zum Gault aus, so dass gegen St. Martin hin der Seewerkalk der Drachenbergfalte mit demjenigen des Vättiser Gewölbes verschmolzen ist. Aber östlich von den Häusern von St. Martin sind sie wieder durch Eocän getrennt. Am Ostende der kleinen Terrasse, auf der diese Häuser stehen, in etwas höherem Niveau auch auf der Ostseite der dort in den Steilhang eingeschnittenen Bachrinne, ist über dem intensiv kleingefälteten autochthonen Seewerkalk eine Assilinengrünsandbank aufgeschlossen. Darüber folgt auf beiden Seiten der Bachrinne wieder klein gefälteter Seewerkalk, und etwa 60 m höher oben liegt darauf abermals eine 3—4 m mächtige, ziemlich steil gegen SW fallende grünsandige, von *Assilina exponens* erfüllte Nummulitenbank. Durch grünsandige Mergelschiefer geht sie nach oben in über 100 m mächtige, blauschwarze Globigerinenmergel über.

[1]) Blumenthal (**240,** p. 55/56) hält eine Verbindung der Kreidemulde im Schaftäli mit derjenigen an der Ostwand des Crap Matts für unmöglich, da kein Kreidekeil durch den das Schaftäli im Westen begrenzenden Felsgrat oberhalb Punkt 2420 m durchzieht. Nach meiner Ansicht fehlt dort die Kreide lediglich infolge des hier noch herrschenden starken Ansteigens der Faltenaxen gegen Westen. Die Spitze der Kreidenmulde muss in der Luft über diesem Grate durchstreichen, denn die nächstältern Zementschichten sind dort, wie ich seit dem Druck der geologischen Karte beobachtet habe, tatsächlich als dünnbankiger, grauer Keil inmitten des weisslich anwitternden Korallenkalks vorhanden.

Dieselbe tektonische Zweiteilung ist auch noch an dem westlich von St. Martin über dem rechten Ufer des Tellerbaches aufragenden Felsen von Ancapan vorhanden. Über etwa 30 m klein gefältelten, schiefrigen Seewerschichten des Vättiser Gewölbes liegen hier 4—5 m Assilinengrünsand und einige Meter dünnblätterige Globigerinenmergel; darüber folgen 15—20 m dünnplattiger, serizitisierter Seewerkalk und als Scheitel des Felsens etwa 6 m Assilinengrünsand. Die obere Seewerkalkserie ist nur noch wenig mächtig, weil wir uns hier dicht am Stirnende der Drachenbergfalte befinden. Man glaubt denn auch bei guter Beleuchtung in den von S fallendem Clivage durchsetzten schiefrigen Seewerschichten eine regelmässige Gewölbeumbiegung zu erkennen [1]).

Zweifellos gehört die von Tolwinski als Drachenbergüberschiebung bezeichnete tektonische Erscheinung zum System der vom Rücken des Vättiser Gewölbes abzweigenden Kreidefalten; aber es ist nicht von vornherein klar, mit welcher der früher besprochenen Falten sie zu verbinden ist. Tolwinski (**236,** p. 42/43) und Blumenthal (**240,** p. 57—59) haben, namentlich gestützt auf die Höhenlage und die Faciesverhältnisse, angenommen, sie bilde die Stirnregion der zweiten grossen Falte der Calanda-Ringelkette, also der untern Calandafalte oder Panärafalte. Nach meiner Ansicht ist jedoch dieser Zusammenhang sehr unwahrscheinlich und eher an eine Verbindung mit der Kaminspitz-Orgelnfalte zu denken, und zwar aus folgenden Gründen:

1. Im ganzen Gebiet der Drachenbergfalte sind die untere und mittlere Kreide auffallend schwach entwickelt, ähnlich wie in der Kaminspitzfalte.

2. Der Öhrlikalk ist hier, ähnlich wie in der Kaminspitzfalte, wenig mächtig und wittert hellgrau an, während er in der untern Calandafalte schon recht mächtig ist und bräunlich anwittert.

3. Wie früher (p. 32) bemerkt wurde, liegt in der Mulde zwischen Kaminspitzfalte und unterer Calandafalte die mächtige ultrahelvetische Kreideflyschmasse des Val Cosenz, die tektonisch mit dem Wildflysch der Grauen Hörner zusammenhängt. Dieser Zusammenhang ist aber nur über die Gipfel von Älplikopf und Drachenberg hinweg möglich und nicht durch die unter ihnen liegende Mulde, da dort bloss helvetisches Eocän vorhanden ist.

Unsere Annahme, die Drachenbergüberschiebung sei die durch das Taminatal von ihrer Wurzel abgetrennte Stirnregion der Kaminspitz-Orgelnfalte, vermag für das Gebiet ihres Westendes bei St. Martin nicht recht zu befriedigen. Am Felsen von Ancapan liegt die Gewölbeumbiegung im Seewerkalk in etwa 1450 m Höhe; 2 km südlich davon, auf Panäraalp, befindet sich die obere Grenze des Seewerkalks der Orgelnfalte in über 2200 m Höhe, so dass man annehmen muss, die Falte steige von der Ringelkette auffallend steil nordwärts zur Tiefe, während sonst im ganzen Ringel- und Calandagebiet ein Aufsteigen der Falten gegen N die allgemeine Regel ist. Noch mehr Bedenken veranlasst der Umstand, dass die Orgelnfalte schon auf Panäraalp nur noch aus Seewerkalk und Nummulitenkalk besteht, was auf die Nähe des Stirnendes schliessen lässt, und dass die Falte dort westwärts unter mächtigen Wildflysch in das Innere der Ringelkette sich zurückzieht. Wenn also die Orgelnfalte in der Drachenbergüberschiebung sich fortsetzt, so muss man die nicht sehr wahrscheinliche Annahme machen, ihr Stirnende ziehe sich aus der Gegend von St. Martin plötzlich in der Richtung N—S an den Nordfuss des Ringelspitzgipfels zurück. Die Erscheinungen bei St. Martin und auf Panäraalp wären viel leichter verständlich, wenn man annehmen könnte, die Orgelnfalte besitze ihr Stirnende schon auf Panäraalp und die Drachenbergfalte zwischen St. Martin und Tersol sei eine besondere, unter der Orgelnfalte in der Luft über dem Calfeisental vom Autochthonen abzweigende kleinere Falte. Mit dieser Annahme stehen aber die Erscheinungen im östlichen Teil des Taminatales im Widerspruch. Dort fehlt in der Flyschmulde südlich von Vadura jede Andeutung einer Falte, die zwischen dem Vättiser Gewölbe und der Kaminspitzfalte liegen würde. Es erscheint aber auch ausgeschlossen, dass die am Äplikopf noch so kräftig ausgebildete Drachenbergfalte gegen E rasch auslösche. So bleibt die Annahme, die Drachenbergfalte sei die Stirnregion der Kaminspitzfalte, immer noch am wahrscheinlichsten.

[1]) Tolwinski liess die Drachenbergfalte schon etwa 1 km östlich von St. Martin endigen und betrachtete am Felsen von Ancapan die unter der obern Assilinengrünsandbank liegenden schiefrigen Kalke, die ich als Seewerschichten der Drachenbergfalte ansehe, lediglich als eine mergelige Einlagerung in den autochthonen Nummulitenschichten (**236,** p. 27/28).

10. Die Tscheppfalte in der Vorabkette.

(Profile 9—12.)

Wie früher (p. 29) bemerkt wurde, sind schon am Westrande des Flimsersteins die tiefern Malmkreidefalten der Ringelkette infolge des westlichen Axialgefälles unter die Oberfläche des Gebirges gesunken; die oberste Falte dagegen, die Tscheppfalte, bleibt auf der Westseite des Segnestales sichtbar und nimmt nun einen starken Anteil am Aufbau der Vorabkette zwischen Segnestal und Panixerpass.

Dieselben Malm- und Kreideschichten, die die Hochfläche des Flimsersteins und seine gegen das Segnestal abfallende Steilwand aufbauen, bilden auch das etwa 150 m hohe Felsband auf der Westseite von Segnes sut und Alp Platta und das weite, rundhöckerige Plateau von Alp Nagiens und Alp von Sagens. Da die Schichtung ungefähr mit der Neigung dieser Hochfläche gegen S fällt, liegt der weitaus grösste Teil derselben in den jüngsten der hier noch vorhandenen Kreideschichten, in den Drusbergschichten, die oft reich sind an grossen, verkieselten Austernschalen. Die ältesten Kreidestufen, Valangienkalk und Öhrlikalk, sind nur am Ost- und Südrande des Plateaus und in einigen beckenförmigen Erweiterungen der Cañons aufgeschlossen, welche die Gletscherbäche des Bündnerbergfirns in die Kreideplatte eingeschnitten haben.

Am Westrande der Alp von Sagens taucht die Kreide unter den Verrucano der Gipfelregion des Vorab, erscheint aber westlich von der Sagenser Furka wieder im oberen Teil des Karbeckens von Alp von Ruschein und am West- und Nordabhang des Vorab im oberen Teil der gegen Jätzalp und das hintere Sernftal abstürzenden Felswände. In bis 500 m hohen, hellgrauen Wänden tritt hier auch ihr Liegendes, der Malm, wieder zutage. Zwischen Walenboden am Panixerpassweg und dem Nordfuss des Zwölfihorns sieht man die Malm-Kreideserie mit scharfer, gegen N ansteigender Überschiebungsfläche auf dem Wildflysch aufruhen (Tafel 25, Figuren 3 und 6).

Wie am Flimserstein östlich von Segnes sut, so endigt auch auf der Westseite des Segnestales, am Ostfusse des Piz Grisch, die Tscheppfalte mit einer Gewölbeumbiegung und einem verkehrten Mittelschenkel (Tafel 27, Figur 7). Das Gewölbe wird bloss vom obern Malm und der untern Kreide gebildet und zeigt unregelmässige sekundäre Kleinfaltung. In dem 30—35° S fallenden Mittelschenkel sind die Stufen der untern Kreide stark reduziert, zum Teil völlig verquetscht, der Seewerkalk dagegen bis 65 m mächtig. Darunter folgen als weitere Glieder des Mittelschenkels eine nur im untern Teil vorhandene Assilinengrünsandbank, etwa 75 m Globigerinenmergel, 80 m Flyschsandstein und Dachschiefer und als Kern der unter dem Kreidegewölbe liegenden Flyschmulde mächtige Blattengratschiefer mit einer grünsandigen Nummulitenbank. Die verkehrtliegenden Flyschschichten werden oben durch den Wildflysch und den darüber folgenden Lochseitenkalk tektonisch abgeschnitten.

Das Stirnende der Tscheppfalte kann auch am Nordwestfuss des Piz Grisch beobachtet werden, zeigt aber hier weder eine Gewölbeumbiegung noch einen verkehrten Mittelschenkel. Es scheinen hier Troskalk, Zementsteinschichten und Öhrlikalk, durch den die Kreide hier einzig noch vertreten ist, gegen N der Reihe nach zwischen dem Wildflysch und dem über der Tscheppfalte folgenden Lochseitenkalk auszukeilen (Tafel 27, Figur 2).

Wie im Ringel- und Flimsersteingebiet, so fällt auch in der Vorabkette die Tatsache auf, dass im normalen Schenkel der Tscheppfalte im allgemeinen keine jüngern Kreideschichten als Drusbergschichten vorhanden sind. Einzig im Karbecken am Südfuss des Vorab sind, zum Teil als Muldenkern einer kleinen sekundären Falte, noch einige Massen von Schrattenkalk erhalten geblieben. Überall ruht der überschobene Verrucano oder der an seiner Basis liegende Lochseitenkalk auf den Drusbergschichten, unter dem nördlichen Teil des Piz Grisch sogar auf Valangienkalk oder Öhrlikalk. In der Talfurche am Südrande von Alp von Sagens kommen sogar die Zementsteinschichten in Berührung mit dem Verrucano, unter den hier die Tscheppfalte gegen S endgültig untertaucht. Es ist also nicht nur keine Eocänmulde zwischen der Tscheppfalte und der ersten grossen helvetischen Überschiebungsdecke vorhanden, sondern es ist sogar bis zum

Stirnende der Tscheppfalte hinaus der obere Teil der Kreide ihres normalen Schenkels durch die darüber folgende Überschiebungsfläche weggeschnitten.

Eine eingehendere Darstellung verlangen die merkwürdigen Erscheinungen, welche die Tscheppfalte im Gebiet des Panixerpasses darbietet. In der Gegend der Sether Furka wird sie von einer SE—NW streichenden, sehr kräftigen Querfaltung betroffen. Infolgedessen beginnen ihre Malmschichten, die an der Westwand des Vorab fast horizontal liegen oder leicht gegen S fallen, in der Gegend von Jägerbrunnen am Vorab und am Rinkenkopf zu steilem Nordostfallen umzubiegen und nehmen mit welligen Verbiegungen sogar eine etwas überkippte Stellung an. Es entsteht so eine nach NE geöffnete Quermulde, deren Kern durch die untere Kreide gebildet wird. Am Nordrand der Nische, durch welche man vom Panixerseeli zur Sether Furka hinaufsteigt, folgen auf den Malm, ebenfalls annähernd senkrechtstehend, Schiltkalk und Dogger, dann auf der Südseite dieser Nische Rötidolomit, Melsersandstein und Verrucano (Tafel 25, Figur 2). Auf den ersten Blick erscheint der Verrucano als eine unten von der Trias umhüllte, sackförmige Ausstülpung des den Bergkamm bildenden mächtigen Vorabverrucanos. In Wirklichkeit aber stellt dieser Verrucano-Triassack den nach unten gedrehten Gewölbekern der Tscheppfalte dar, da er mit Dogger, Malm und Kreide derselben eine kontinuierliche Schichtfolge bildet. Ursprünglich lag er wohl flach an der Basis der Tscheppfalte. Die Querfaltung, welche Dogger und Malm steilgestellt hat, hat auch den Verrucano-Trias-Gewölbekern in die Tauchstellung gedreht [1]).

Vom Nordufer des Panixerseelis aus steigt nun eine 30—50 m mächtige Malmmasse südwärts empor, schmiegt sich an den verkehrtliegenden Rötidolomit des Gewölbekerns und nach dessen Auskeilen an den Verrucano an und zieht sich unter dem überschobenen Vorabverrucano um den Gipfel des Rotstocks herum südwärts in die Alp Ranasca hinein. Dieser Malm ist als verkehrter Schenkel der Tscheppfalte zu betrachten und muss nördlich vom Panixerseeli unter dem Boden der Gurgel mit dem mächtigen normalen Vorabmalm zusammenhangen. Als weitere Schichtglieder des verkehrten Schenkels beobachtet man eine zwischen den verkehrten Malm und den Trias-Verrucano-Gewölbekern eingeklemmte Linse von Dogger, ferner am Ostufer des Panixerseelis zwischen dem Malm und dem liegenden Wildflysch stark gequetschte Streifen von Seewerkalk, begleitet von zerrissenen Fetzen von Assilinengrünsand. Auch zwischen dem Seeli und der Panixerpasshöhe ist eine Strecke weit eine Lage von Seewerkalk zwischen Malm und Wildflysch eingeschaltet.

Die Überschiebungsfläche der über der Tscheppfalte liegenden Verrucanodecke verläuft zwischen Vorab und Rotstock, ganz unbeeinflusst von den tektonischen Formen ihrer Unterlage, fast schnurgerade und mit schwachem Gefälle gegen S. Sie schneidet daher die Kreide bei ihrer Umbiegung in der Quermulde ab, durchschneidet dann der Reihe nach auch Malm, Dogger und Rötidolomit des steilgestellten Mittelschenkels der Querfalte und trennt den Verrucano-Gewölbekern der Tscheppfalte vom überschobenen Verrucano ab. So tritt der merkwürdige Fall ein, dass unter dem Rotstock der normalliegende Schenkel der Tscheppfalte durch die Überschiebungsfläche wie durch einen Hobel vollständig weggeschnitten und nur noch der verkehrte, aus Malm und einigen Kreideresten bestehende Schenkel vorhanden ist.

Dass der Verrucano-Gewölbekern der Tscheppfalte östlich vom Panixerseeli nicht, wie man früher annahm, lediglich eine Ausbuchtung des überschobenen Vorabverrucanos darstellt, sondern

---

[1]) Infolge Verwechslung der unter dem Verrucano liegenden Neocomgesteine mit Dogger hatten einst Arnold Escher und Albert Heim den mächtigen Malm des Vorab als eine gewaltige Anschwellung des Lochseitenkalks und überhaupt die ganze Schichtserie, die wir im Vorab- und Flimsersteingebiet als Tscheppfalte kennengelernt haben, als eine verkehrte Schichtfolge, als den verkehrten Mittelschenkel der «Südfalte der Glarner Doppelfalte» betrachtet. Albert Heim (**70**, Bd. I, p. 193—196; **121**, p. 166—169) beschrieb den merkwürdigen Verrucano-Rötidolomit-Doggerkeil unter der Sether Furka als eine vom Mittelschenkel der «Südfalte» absinkende, von ihm abgeschürfte, enggequetschte Mulde. Schon Theobald neigte der Ansicht zu, die bräunlich anwitternden Gesteine zwischen Malm und Verrucano am Vorab und Flimserstein seien Kreide. Rothpletz (**149**, p. 147/148) erkannte sie zuerst mit Sicherheit als Kreide und fasste die unter dem Vorabverrucano liegenden mesozoischen Gesteine als eine normalliegende Schichtreihe auf. Auf einer am 6. August 1906 mit dem Verfasser ausgeführten Exkursion auf den Südgrat des Vorab überzeugte sich Albert Heim, dass jene vermeintlichen Doggergesteine zwischen dem Vorabmalm und dem Verrucano in der Tat untere Kreide sind und dass daher die alte Anschauung, der Vorabmalm sei eine Anschwellung des Lochseitenkalks, verlassen werden muss.

tektonisch und stratigraphisch zur Tscheppfalte gehört, wird nicht allein durch die zwischen den beiden Verrucanomassen schnurgerade durchziehende Überschiebungsfläche bewiesen, sondern in schönster Weise auch durch die Tatsache, dass dieselben in ganz verschiedener Facies ausgebildet sind. Während der überschobene Vorabverrucano aus grünen und violettroten, serizitisierten Tonschiefern mit eingelagerten Bänken von Melaphyr und Quarzporphyr besteht, ist der unter der Überschiebungsfläche liegende Verrucano ein rotes, infolge Dynamometamorphose teilweise auch grünliches, sehr grobklastisches Sernifitkonglomerat, ähnlich wie es im Murgtal oder am Schild bei Ennenda vorkommt. Er stellt mit dem Sernifit der Rötiterrasse am Tödi die ursprünglich nördlichste Verrucanofacies der Glarneralpen dar.

Die Tscheppfalte setzt sich auf der Westseite des Panixerpassweges im Rinkenkopf und Kalkhorn fort (Tafel 25, Figur 4, und Tafel 26, Figur 2). Da die beiden Gipfel gerade aus dem steilgestellten Mittelschenkel der Querfalte modelliert sind, so wiederholen sich hier im allgemeinen die Erscheinungen, die wir in der Nische unter der Sether Furka beobachtet haben. Der mächtige Malmklotz des Rinkenkopfs gehört dem normalliegenden, aber infolge der Querfaltung steil aufgerichteten Malm der Tscheppfalte an. Daran schliessen sich nach SW ebenfalls in steiler, oben sogar etwas überkippter Stellung Schiltkalk und Dogger; dann folgen als Bestandteile des verkehrten und stark reduzierten Schenkels schwache Reste von Schiltkalk, eine Malmbank und Streifen von Seewerkalk und Assilinengrünsand, die zum Teil mit dem liegenden Wildflysch verknetet sind. Schiltkalk und Dogger reichen bis in die Lücke zwischen Rinkenkopf und Kalkhorn und streichen dort in die Luft hinaus. Die kleinen Verrucanoreste, die dicht nördlich von dieser Lücke und auf dem nördlichsten Zacken des Kalkhorns sitzen, sind grobklastischer Sernifit, sind daher als Reste des umgestülpten Verrucanokerns der Tscheppfalte zu betrachten, und der Malm, auf dem sie mit zackiger Grenze sitzen, gehört dem verkehrten Schenkel der Falte an.

Der verkehrtliegende Malm, der unter dem Rotstockgipfel (Tafel 26, Figur 4) von der Tscheppfalte einzig noch übrig geblieben ist, beginnt südlich von diesem Gipfel mit 20—30° Neigung nach S zu fallen, quert westlich von Kreuzecke den Panixerpassweg und setzt sich noch bis in den südlichsten Teil von Alp Ranasca fort, wo er als bloss 4—5 m dicke Bank (beim A des Wortes A. Ranasca) unter Moräne verschwindet. Im grossen Bache von Ranasca scheint er nicht mehr vorhanden zu sein. Dicht südlich vom südlichen Vorgipfel des Rotstocks setzt nun über dem verkehrten Malm auch die normalliegende Schichtfolge der Tscheppfalte wieder ein. In der Gegend des Passweges bei Kreuzecke besteht sie aus 10—20 m Rötidolomit, 10—15 m Dogger (Opalinusschiefer, Eisensandstein, Echinodermenbreccie und stellenweise auch Eisenoolith), einigen Metern stark gequetschtem Schiltkalk und 10—30 m Quintnerkalk. Der normalliegende Rötidolomit bildet auch das auffallende, den südlichen Teil des Karbeckens von Ranasca querende gelbe Felsband mit steil südfallender Schichtung und wird östlich vom Hauptbache dieses Beckens wieder normal von ziemlich mächtigem Dogger und Schiltkalk und etwa 20 m Quintnerkalk überlagert. Das am Panixerpassweg anstehende Rötidolomitband taucht am Südrande von Alp Ranasca (beim R des Wortes Ranasca) unter Moräne und tritt südwärts nicht mehr zutage; dagegen sind Dogger, Schiltkalk und Quintnerkalk im Gebiet der Bäche zwischen Ranasca und dem Dörfchen Panix an vielen Stellen aufgeschlossen, besonders schön im Tobel des von Fil Ranasca kommenden Baches, $1{,}_2$ km nördlich von Panix. Südlich von diesem Bache ist der intensiv dynamometamorphe Schiltkalk durch ein im Jahr 1924 gebautes Waldsträsschen auf langer Linie aufgeschlossen worden. Etwa 600 m nördlich von Panix tauchen Dogger, Schiltkalk und Quintnerkalk der Tscheppfalte unter die schuttbedeckte Sohle des Panixertales. Der Quintnerkalk ist hier nur noch 15—20 m mächtig und wird unmittelbar von den Verrucanoschiefern der tiefsten helvetischen Decke überlagert.

Entsprechend den Erscheinungen am Südgrat des Rotstocks keilen die normalliegenden Schichten der Tscheppfalte im mittleren Teil des Kars von Ranasca gegen N aus. Dafür wird nun der nördliche Teil des Karbodens grösstenteils durch Bestandteile des verkehrten Schenkels aufgebaut. Ihm gehören vor allem die grossen, hellgrau schimmernden, ziemlich steil südostfallenden Malmflächen dieses Gebietes an. Als kleine Fenster treten darunter am West- und Ostabhang des Gipfels 2477 m an drei Stellen verkehrtliegende Kieselkalk- und Drusbergschichten, letztere mit grossen

Austernschalen, zutage. Am Nordostrande des verkehrten Malm erscheint auf grosser Fläche der rötliche grobklastische Sernifit als Fortsetzung des auf der Westseite der Sether Furka aufgeschlossenen Verrucanokerns der Tscheppfalte. Wie dort, so taucht auch hier im Kar von Ranasca infolge der Querfaltung der verkehrte Malm mit steil NE fallender, unregelmässiger Kontaktfläche unter das Sernifitkonglomerat, und wie dort zwischen Malm und Verrucano noch eine kleine verkehrte Doggermasse eingeklemmt ist, so findet man hier auf der Kontaktfläche in Form von stark deformierten verkehrten Schichtfetzen $0{,}_5$—2 m Dogger und $0{,}_1$—$0{,}_2$ m Rötidolomit (Figur 7). Wie westlich von der Sether Furka, so wird auch im oberen Teil von Ranasca der grobklastische Verrucano der Tscheppfalte eine Strecke weit über vollkommen ebener Schubfläche direkt von dem grünen Verrucanoschiefer der helvetischen Überfaltungsdecke überlagert. Im nördlichsten Teil des Kars von Ranasca schliessen sich an den grobklastischen Verrucano in normaler Folge wieder Melsersandstein, Rötidolomit, gequetschte Reste von Dogger und Schiltkalk und endlich der Quintnerkalk an wie in der Nische westlich unter der Sether Furka. Der normalliegende Malm verschwindet ostwärts unter der Verrucanobrücke Crap ner-Ranasker Furka und erscheint östlich davon wieder in der grossen Malmfläche, die den ganzen westlichen und südlichen Teil des grossen Karbeckens von Alp von Ruschein bedeckt und im nordöstlichen Teil des Beckens von der Kreide der Tscheppfalte überlagert wird [1]). Infolge der Querfaltung verläuft in diesem Becken die Grenze von Malm und Kreide von SE nach NW. Im allgemeinen liegen Malm und Kreide normal übereinander. Südöstlich unter dem Gipfel 2885 m dagegen sinken Zementsteinschichten und Öhrlikalk verkehrt unter den Malm ein, weil hier der Mittelschenkel der Querfalte gegen NE überkippt ist, wie dies auch am Nordwestabhang dieses Gipfels der Fall ist.

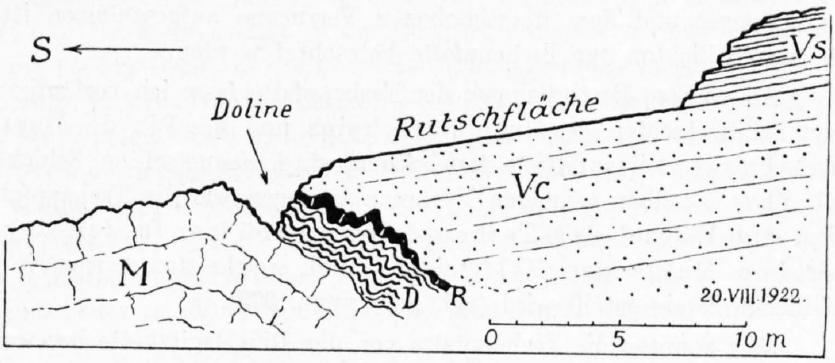


Fig. 7. **Partie aus dem Profil von Vorab-Tscheppdecke und Mürtschendecke auf Alp Ranasca am Ostfusse des Rotstocks bei ca. 2400 m.**

Vs = Verrucanoschiefer der Mürtschendecke. Vc = Verrucanokonglomerat der Vorab-Tscheppdecke. R = Rötidolomit. D = Dogger. M = Malm.

11. Die Tscheppfalte im Gebiet zwischen Panixerpass und Kistenpass.

(Profile 14 und 15) [2]).

Die Vorab-Tscheppfalte setzt sich westlich vom Panixertal im Gebiet der Andesteralp und der Alp Urscheu fort. Genau gegenüber der Stelle, wo ihre Dogger- und Schiltschichten nördlich von Panix unter die Talsohle tauchen, steigen sie auch auf der Westseite des Tales, bei der Mündung des von der Andesteralp kommenden Baches, in normaler Lagerung steil auf den Talboden hinunter. Der Dogger bildet oberhalb der Hütten 1811 m bis zum Südrand von Urscheu sura hinauf grösstenteils die Bergkante zwischen Panixertal und Ladral und steigt von dort wieder steil in den Hintergrund von Ladral hinunter. Die Falte ruht am Fusse des Ostabhangs von Andester-

[1]) In der geologischen Spezialkarte Nr. 50 (**360**) ist der verkehrtliegende Malm der Tscheppfalte im Gebiet Rotstock-Rinkenkopf-Kalkhorn und im Kar von Ranasca (südlich von der Sether Furka) irrtümlich als Lochseitenkalk dargestellt, weil ich erst nach dem Druck der Karte ein volles Verständnis der Tektonik dieses Gebietes gewann. Ebenso ist die geologische Kartierung der auf der Karte noch enthaltenen Teile der Karbecken von Ranasca und Ruschein (Südabdachung des Vorabgipfels) mangelhaft. Eine in den Jahren 1923 und 1924 durchgeführte Neuaufnahme dieses Gebietes befindet sich als Manuskriptkarte im Besitze der Schweizerischen Geologischen Kommission.

[2]) Die hier besprochenen Vorkommnisse sind in der geologischen Karte des Tödi-Vorderrheintalgebietes von F. Weber (**373**) enthalten.

alp auf der untern Kreide, höher oben auf dem Seewerkalk der nächst tiefern autochthonen Falte (vgl. p. 10/11). Am mittleren Teil des Abhangs, bei zirka 1450 m, erscheint eine Strecke weit als ältestes Schichtglied der Tscheppfalte noch eine etwa 10 m mächtige Linse von Rötidolomit, die mit scharfer Grenze auf dem Seewerkalk liegt. Auch am Abhang gegen Ladral ist bei zirka 1680 m unter dem Dogger noch ein Streifen Rötidolomit vorhanden, während wenig höher oben, am Verbindungsweg zwischen Urscheu sut und Urscheu dadens, der Dogger auf eocänen Globigerinenmergeln ruht.

Wie im Gebiet von Panixerpass-Ranasca, so sind auch hier die jüngern Schichten der Tscheppfalte durch die helvetischen Überschiebungsdecken vollständig weggequetscht oder weggeschnitten worden. Jüngere Schichten als Schiltkalk sind im allgemeinen nicht mehr vorhanden. Einzig südlich von der Mündung des Andesteralpbaches ist zwischen dem Schiltkalk und dem überschobenen Verrucano noch etwas Quintnerkalk zu bemerken. Ferner dürfen vielleicht ein kleiner Lappen von Malm und Öhrlikalk, der nördlich von den Hütten 1811 m auf dem Dogger sitzt und eine etwa 10 m mächtige Folge von Öhrlikalk, die am Fussweg westlich von Urscheu sut (1792 m) zwischen dem Dogger und dem überschobenen Verrucano aufgeschlossen ist, als Reste der verquetschten jüngern Schichten der Tscheppfalte betrachtet werden.

Als weitere Fortsetzungen der Tscheppfalte fasse ich vorläufig auch die Rötidolomit-, Dogger- und Schiltschichten des Crap Surscheins und des Piz da Dartgas und die in der Sohle des Val Frisal steil zur Tiefe tauchenden, stark gequetschten Schichten gleichen Alters auf, da sie alle über derselben schmalen Eocänmulde liegen wie die Tscheppfalte der Andesteralp. Jedenfalls liegt die Wurzel der Tscheppfalte am Südrande der enggepressten, tiefen tektonischen Mulde des Val Frisal, durch welche das Aarmassiv in einen nördlichen und einen südlichen Zweig geteilt wird (vgl. F. Weber, **373**).

Wir konnten die Tscheppfalte von der Ringelspitzkette her westwärts bis zum Kistenpass zusammenhängend verfolgen, sahen aber dabei ihren morphologischen Charakter sich auffallend ändern. Während sie im Calanda- und Ringelgebiet bis zum Westrand des Segnestales noch durchaus den Charakter einer breiten, liegenden Falte besitzt mit Gewölbe- und Muldenumbiegung und einem gegen S immer mächtiger werdenden Malmkern, der vom Sedimentmantel des Aarmassivs abzweigt, ist der Faltencharakter im Panixer- und Kistenpassgebiet nicht mehr deutlich ausgeprägt. Es ist weder Gewölbe- noch Muldenumbiegung vorhanden, namentlich aber sind hier die mesozoischen Schichten im mittleren und südlichen Teil der Falte in viel höherem Masse als im E durch die darüber folgenden helvetischen Decken weggequetscht oder abgeschürft worden, so dass sie an ihrer Wurzel (z. B. im Val Frisal) nur noch durch einen dünnen Stiel mit dem Sedimentmantel des Aarmassivs zusammenhängt. Dafür sind hier auch Dogger, Rötidolomit und Verrucano vom Faltungsschub ergriffen, vom Aarmassiv weggequetscht und nach N geschleppt worden, während im Ringel- und Calandagebiet die Trias-Doggerfalten, die als Antiklinalkerne der Tscheppfalte aufgefasst werden müssen, noch in näherem Zusammenhang mit dem Aarmassiv stehen. Die Tscheppfalte ist im W zu einer kleinen Überfaltungsdecke geworden, die aus einer Mulde des Aarmassivs herausgequetscht worden ist. Sie ist keine echt autochthone Falte mehr, sondern eine parautochthone Falte [1]), die sich von den eigentlichen Überfaltungsdecken nur durch ihre geringe Schubbreite unterscheidet. In stratigraphischer Beziehung ist bemerkenswert, dass im W bereits Verrucano in nördlichster Facies am Aufbau der Tscheppfalte teilnimmt, während im Ringel- und Calandagebiet noch kein echter Verrucano vorhanden ist und die Trias unmittelbar auf dem Kristallin des Aarmassivs sitzt.

---

[1]) Die Bezeichnung parautochthon ist zum erstenmal 1910 von Arnold Heim (**228**, I. Teil, p. 19, Fussnote 5) für die Griesstockdecke am Klausenpass und die Drachenbergfalte aufgestellt und dann von Blumenthal (**240, 251**) für die grossen Falten der Ringel- und Calandakette angewendet worden. Mir scheint, dass man letztere wohl noch als autochthone Falten bezeichnen dürfte, da sie doch offensichtlich dem Sedimentmantel des Aarmassivs angehören und keine sehr grosse Schubbreite besitzen. Man müsste sonst mit gleichem Recht auch einzelne Falten des Gebietes zwischen Linthal und Kistenpasshöhe, z. B. die Torkopffalte, parautochthon nennen.

12. Die parautochthonen Falten der Claridenkette.

(Profile 15—18.)

Über die Windgällenfalte sind im westlichen Teil der Claridenkette drei grosse liegende Falten, die Hohen Faulendecke, die Griesstockdecke und die Kammlistockdecke, hinweggeschoben. Sie sind mehrere Kilometer breit und nach Art der grossen Überfaltungsdecken selber wieder gefaltet. Hier sollen zunächst die beiden tiefern dieser Deckfalten kurz besprochen werden.

a) Die Hohen Faulendecke.

Nach den Untersuchungen von W. Staub (**247**, p. 56—60) besitzt diese Decke ihr Hauptverbreitungsgebiet zwischen dem Schächentaler Brunnital und dem Reusstal. Sie besteht aus Malm, Nummulitenkalk und mächtigem Taveyannazsandstein und bildet zwischen dem Seewlisee im S und der Burg im N eine 6 km breite, fast horizontalliegende Decke, die durch eine schmale Eocänmulde vom autochthonen Malm getrennt ist. Ihr Malm endigt an der Burg ohne deutliche Gewölbeumbiegung, ist südlich vom Seewlisee auf $1{,}_5$ km Breite in die unter der Windgällenfalte liegende Eocänmulde eingewickelt, steigt dann, zum Teil nordwärts überkippt und zu einem dünnen Kalkbande ausgewalzt, vor der Gewölbestirn der Windgällenfalte zum Ruchkehlenpass empor und hängt südlich davon mit dem Malm der Kalkschyen zusammen, welche dem Gewölbeschenkel der Windgällenfalte angehören (vgl. **247**, Tafel III). Östlich vom Brunnital nimmt die Überschiebungsbreite der Deckfalte rasch ab, und sie scheint hier fast nur noch aus dem mächtigen Taveyannazsandstein zu bestehen, der am Kleinruchen und Scheerhorn sich zwischen den autochthonen Malm und den Malm der Griesstockdecke einschaltet und weiter im E die Kammlihörner und Claridenhörner aufbaut.

b) Die Griesstockdecke.

Über dem Wildflysch im Hintergrund des Schächentales und über dem mächtigen Flyschsandstein im Hangenden der Hohen Faulendecke erscheint östlich vom Brunnital eine zweite Deckfalte von weit grösserem Ausmass, die Griesstockdecke. Ihr westlicher Teil ist viel eingehender, als es hier geschehen kann, schon von Albert Heim (**184**) und W. Staub (**247**, p. 60—64) dargestellt worden. Die Decke beginnt mit dem bis 250 m mächtigen Malmkalk, der als Balmwand den zirkusförmigen Abschluss des Schächentales bildet und dann als Unterlage der Kammlialp und des Griesgletschers sich südwärts bis in den Griesstock fortsetzt. Im Gegensatz zur Hohen Faulendecke, wo die Kreide wie im darunterliegenden Autochthonen noch primär fehlt, wird der Malm in der Griesstockdecke der Klausenstrasse entlang vom Nordende der Decke bei Windeggen bis zur Untern Balmalp und dann wieder am Griesstock und Scheerhorn von Kreide in geringmächtiger Facies bedeckt. Längs der Klausenstrasse endigt sie schon mit dem Schrattenkalk, so dass letzterer unmittelbar von Nummulitenkalk oder Globigerinenmergeln überlagert wird. Südlich von der Kammlialp dagegen sind alle Kreideabteilungen bis und mit dem Seewerkalk vorhanden. Die Decke ruht im N auf Wildflysch, am Griesstock und Scheerhorn dagegen auf Taveyannazsandstein oder schwarzen Schiefern, die wahrscheinlich die Dachschiefer vertreten. Wo die Kontaktfläche aufgeschlossen ist, zeigt sie sich als eine fast ebene oder etwas wellig verbogene, glatte Überschiebungsfläche. Der Malm keilt 4 km westlich von der Passhöhe unter der Klausenstrasse aus; die Kreide setzt sich noch 1 km weiter nach W fort und endigt oberhalb der Strasse bei Windeggen ohne deutliches Stirngewölbe.

Im Gegensatz zu der regelmässigen Unterseite ist der obere Teil der Griesstockdecke im Gebiet des Schächentales tektonisch sehr bewegt. Zwischen der Seelitalgalerie und der Untern Balm bilden der obere Teil des Malm, untere Kreide und Eocän der Strasse entlang eine Reihe von kleinern, nordwärts übergelegten Falten und schuppenförmigen Überschiebungen mit keilartig zugespitzten Muldenkernen. Eine der auffälligsten dieser Synklinalen, ein aus Neocom bestehender Muldenkeil, hat Anlass gegeben zur Bildung der Nische, durch welche der alte Passweg über die Balmwand in

das Schächental hinuntersteigt. Die Gesteine sind in hohem Masse dynamometamorph, nach verschiedenen Richtungen von Kluftsystemen durchsetzt, calcitisiert und kleingefältelt, so dass die einzelnen Kreidestufen sich oft nur schwer unterscheiden lassen.

Während die Decke von der Klausenpasshöhe her nordwärts unter den Glatten einsinkt, liegt sie unter der Kammlialp fast horizontal. Merkwürdigerweise fehlt hier die Kreide und zugleich die Faltung an der Oberkante des Malms. Er wird unmittelbar von Globigerinenmergeln oder wenig Nummulitenkalk bedeckt. Erst südlich vom Kammlitritt setzt die Kreide wieder ein. Malm und Kreide bilden westlich vom Griesgletscher und am Griesstock wieder eine Reihe von kleinern und grössern, flach nach N übergelegten Falten. Über der letzten am Südrand des Griesgletschers aufgeschlossenen Kreidenmulde folgt nun am Westabhang des Scheerhorns ein grosses, knieförmiges, nordwärts geneigtes Gewölbe, in dessen Kern die zum Autochthonen oder zur Hohen Faulendecke gehörenden Taveyannazsandsteine liegen. Sein Gewölbeschenkel schwingt sich mit flachen Verbiegungen bis zum Gipfel des Kleinen und des Grossen Scheerhorns hinauf, wobei der Malm, der am Griesstock noch über 200 m mächtig ist, immer dünner wird und am Scheerhorngipfel nur noch eine etwa 4 m dicke Platte darstellt. Er keilt mit der darüberliegenden Kreide nach S und E jedenfalls ganz aus. Die Griesstockdecke ist also eine von ihrer Wurzel, die auf dem Scheitel oder auf der Südabdachung des Aarmassivs lag, völlig abgerissene und nordwärts geschleppte Schubmasse.

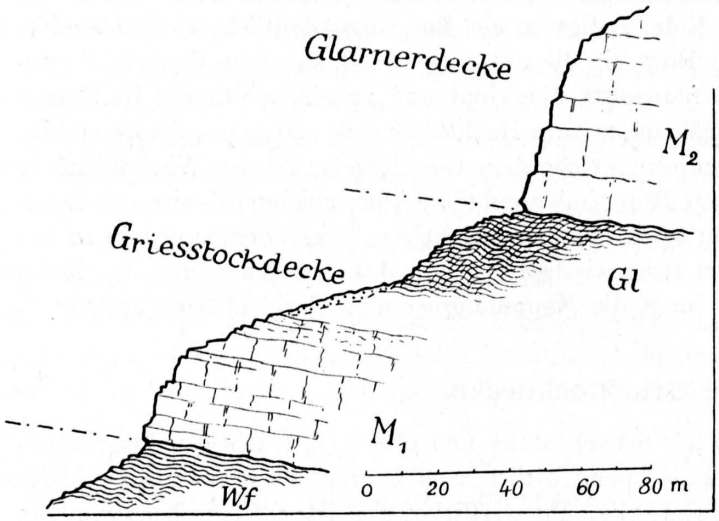


Fig. 8. Profil durch die Griesstockdecke nördlich vom „Gänglihorn" bei Linthal.

M_1 = Quintnerkalk. M_2 = Korallenkalk (Troskalk). Gl = Globigerinenmergel. Wf = Wildflysch.

Der Malm der Griesstockdecke bleibt auf der Klausenpasshöhe eine Strecke weit unter Flysch und unter höheren Decken verborgen, tritt dann aber bei Vorfrutt und in dem prachtvollen Felsenzirkus der Klus wieder als 250 m hohe Wand zutage. Von dort an bildet er auf der Südseite des Urnerbodens als etwa 20—25° nordwärts fallende Felsplatte die Unterlage der Alp Gemsfayer und des Wängiswaldes und ist im Bett des Fätschbaches bis zum «Berglistüber» (mittlerer Fätschbachfall) aufgeschlossen. Nördlich vom Fätschbach schaut er auf den Fruttbergen an mehreren Stellen unter der Moränendecke hervor (Tafel 18, Figur 3). Seine Mächtigkeit nimmt nordwärts rasch ab. In den Bachrinnen westlich von Ennetlinth trifft man ihn noch als 20—50 m dicke Bank zwischen Wildflyschschiefern im Liegenden und Globigerinenmergeln im Hangenden (Figur 8). Wenig nördlich davon keilt er mit den Globigerinenmergeln aus.

Im ganzen Gebiet zwischen Kammlialp und Linthal fehlt die Kreide über dem Griesstockmalm; einzig östlich von Alp Gemsfayer sitzen darauf eine Strecke weit 3—5 m dicke Mützen von Seewerkalk. Überall sonst wird er von Flyschmergelschiefern bedeckt, die meistens, namentlich in den umfangreichen Aufschlüssen im Wängiswald und auf Orthalden, durch ihre düster braune Farbe und ihre knorrige Struktur auffallend an Wildflysch erinnern, aber wahrscheinlich doch helvetische Globigerinenmergel sind, da ihnen die für den Wildflysch bezeichnenden Einschlüsse völlig fehlen.

Als Liegendes des Griesstockmalms erscheint am Abhang bei Linthal und in kleinen Fenstern in der Nische von Niemerstafel, in der Klus und bei Waldhütte am Westende des Urnerbodens echter Wildflysch. In der Nähe der Überschiebungsfläche ist der Malm stets nach Art des Lochseitenkalks kleingefältelt und geknetet, oft calcitisiert oder von einem dichten Netz von Calcitadern durchzogen. Besonders schön sieht man dies beim «Berglistüber», wo die lochseitisierte, tischebene

Unterseite des Malm ein 10—15 m über die Wildflyschschiefer überhangendes Dach bildet, über das der Wasserfall stürzt. Im nördlichen Teil der Fruttberge und in den Runsen westlich von Ennetlinth zeigt sich der mittlere Teil des Griesstockmalms als unveränderter, prachtvoll blauschwarzer Quintnerkalk. Seine obersten Bänke jedoch sind wieder stark dynamometamorph, am Kontakt mit den hangenden Globigerinenmergeln marmorisiert oder nach Art des Lochseitenkalks kleingefältelt. Aus diesen Erscheinungen und aus der Tatsache, dass die untere Kreide schon in den nördlichsten autochthonen Falten zu beiden Seiten des Linthtales vorhanden ist, darf man schliessen, dass das Fehlen von Kreide und Nummulitenkalk über dem Griesstockmalm zwischen Kammlialp und Linthal nicht durch eine primäre stratigraphische Lücke bedingt ist, sondern eine Folge tektonischer Auswalzung oder Abschürfung ist.

Das Nordende des Griesstockmalms liegt im Schächental in etwa 1500 m Höhe, westlich von Linthal bei 950 m. Die Decke sinkt also auf der 15 km langen Strecke um 550 m, hat somit ein östliches Axialgefälle von 3,7 %.

Der Malm biegt am Südrande von Gemsfayrenalp, Orthalden und Wängiswald zu flacher Lage oder leichtem Südfallen um, taucht dort unter die zu höheren tektonischen Einheiten gehörenden Kreide- und Eocänmassen des Gemsfayrenstocks und Kammerstocks und erscheint dann wieder in beträchtlicher Mächtigkeit im Talkessel von Fisitenalp (Tafel 20, Figur 2). Gegen E und S wird er nun von rascher Verquetschung betroffen. An der Nordostkante des Kammerstocks (Tafel 20, Figur 1) bildet er noch eine 30—80 m hohe Felswand, in deren Unterseite der Wildflysch in tiefen, unregelmässigen Buchten eindringt, und wird dann südwärts rasch zu einer dünnen, in Linsen zerrissenen Bank ausgewalzt, die am Ostabhang des Kammerstocks langsam in die Höhe steigt und bis in die «Mäderrunse» am Nordrande der Alp Bärenboden sich verfolgen lässt [1]). In ähnlicher Weise steigt aus dem Talboden von Fisitenalp ein dünnes Band von stark metamorphem Kalk als Fortsetzung des Griesstockmalms zum Ostgrat des Rotstocks empor und sticht, stellenweise in Linsen aufgelöst, auch aus dem Südabhang von Rotstock und Gemsfayrenstock heraus, bis es unter dem Eis des Claridenfirns verschwindet. An beiden Orten ruht die ausgewalzte Malmbank auf typischem Wildflysch und wird von dem überschobenen Malm von Kammerstock und Gemsfayrenstock durch ein 10—30 m mächtiges Band von Globigerinenmergeln getrennt. Diese südwärts in die Höhe steigende, dünngequetschte Kalkbank ist offenbar die östliche Fortsetzung des in der Gipfelregion des Scheerhorns emporsteigenden, ausgewalzten Griesstockmalms.

Da am Aufbau der Griesstockdecke keine ältern Sedimente als Quintnerkalk teilnehmen und da die Facies ihrer Malm-, Kreide- und Tertiärschichten nicht wesentlich von derjenigen der autochthonen Falten abweicht, so ist sie offenbar eine Abzweigung des Malm-Kreidemantels des Aarmassivs. Sie muss also wie die Hohen Faulendecke noch zu den parautochthonen Decken gerechnet werden.

Auf der Ostseite des Linthtales, in der Kärpf- und Hausstockgruppe, ist keine Überschiebungsmasse zu finden, die als östliche Fortsetzung der Griesstockdecke gedeutet werden könnte. Überall wird dort die Flyschhülle der autochthonen Falten von höhern tektonischen Einheiten, der Glarnerdecke und der Mürtschendecke, überlagert. Dagegen darf vielleicht die Vorab-Tscheppfalte der Vorab-Ringelkette als Äquivalent der Griesstockdecke angesehen werden. Im Gebiet zwischen Brunnital und Reusstal ist die Decke vollständig der Erosion anheimgefallen. Westlich vom Reusstal erscheint sie nach A. Buxtorf (*Eclogae geologicae Helvetiae*, vol. XII, p. 164/165) wahrscheinlich wieder in der

[1]) Die an der Ostwand des Kammerstocks im obersten Teil des Flyschs liegende dünne Kalkbank, die früher von mir (**360, 373**) und neuerdings auch von P. von Schumacher (**335**, Tafel VII, Figur 2) als ausgewalzter Malm der Griesstockdecke aufgefasst worden ist, ist, wie ich erst 1927 feststellen konnte, in Wirklichkeit kein Malm und nicht die Griesstockdecke, sondern ein wahrscheinlich zum Wildflysch gehörender, bräunlich anwitternder, zum Teil glaukonitischer Kalk, ähnlich den Nummulitenkalkeinlagerungen im Wildflysch, wenn ich auch darin bisher keine Nummuliten finden konnte. Der wahre Malm der Griesstockdecke setzt sich, von der Malmanschwellung bei Kammeralp Unterstafel aus südwärts ansteigend, als dünn ausgewalzte Bank bis zum obern Ende der Haufenruns fort, keilt dort etwa 20 m über jener nummulitenkalkartigen Bank und dicht unter dem Malm des Kammerstockgipfels aus, ist zwischen Haufenruns und «Mäderruns» bloss in einer kleinen, im Flysch schwimmenden Kalklinse erhalten und setzt dann östlich von der Hütte von Ober-Bärenboden wieder als etwa 20 m mächtige, von einem schmalen Flyschstreifen überlagerte Malmbank ein (Tafel 20, Figur 1).

Malmlinse am Nordostabhang des Gitschen, und nach P. Arbenz (*Mitteilungen der naturforschenden Gesellschaft in Bern*, 1920) soll sie sich durch die Urirotstock- und Titliskette hindurch bis ins Gental verfolgen lassen.

W. Staub (**247**, p. 72) hat bereits hervorgehoben, dass die Auffaltung der mächtigen Windgällenfalte von grossem Einfluss auf die tektonischen Formen der Claridenkette war und namentlich die an den Scheerhörnern so auffällige Steilstellung des südlichen Teiles der Griesstockdecke bewirkt hat. Da diese steile Aufrichtung erst nach der Deckenüberschiebung erfolgt sein kann, so muss die Ausbildung der Windgällenfalte jünger sein als die Überschiebung der Griesstockdecke.

B. Das Deckengebirge.

I. Die Decken der Claridenkette.

(Profile 15—18.)

1. Die Glarnerdecke in der Claridenkette.

a) Der Kammerstockgipfel.

Am Ostabhang des Kammerstocks erhebt sich über dem Globigerinenmergelband der dünn ausgewalzten Griesstockdecke eine 450 m hohe Kalkmauer, die am Fusse mit 120 m Malm, bestehend aus Korallenkalk und einigen Metern Zementsteinschichten, beginnt, dann in im ganzen normaler Folge alle Kreidestufen bis zum Seewerkalk enthält und am Gipfel mit Nummulitenkalk und Globigerinenschiefern endigt. Die Malm-Kreideserie setzt sich westwärts nicht über den Gipfel hinaus fort, sondern endigt am Ostrand der Nische, die oberhalb Kammeralp Oberstafel in den Gipfel eingeschnitten ist, mit drei kleinen, flach übereinanderliegenden, gequälten Falten, deren Muldenkerne durch Nummulitenkalk gebildet werden. Ein Seewerkalkmuldenkern dringt bis in den nördlichen Teil der Ostwand vor und bewirkt dort eine auffallende Gabelung des Schrattenkalks (Tafel 20, Figur 1). Auch am Südabhang des Gipfels sieht man oberhalb der Hütte von Ober-Bärenboden Kreide und Nummulitenkalk eine gegen NW geneigte, etwa 50 m hohe, knieförmige Falte bilden. Das Faltensystem wird auf der Nordwestseite von mächtigen Globigerinenmergeln umhüllt und dadurch von den zu einer andern tektonischen Einheit gehörenden Kreideschichten abgetrennt, die den gegen den Fisetenpass laufenden Bergkamm aufbauen. Ein verkehrter Mittelschenkel, bestehend aus etwas Seewerkalk und Nummulitenkalk, schiebt sich am Nordgrat des Kammerstocks zwischen die Malmbasis der Faltengruppe und die Globigerinenmergel der Griesstockdecke ein. In der Ostwand sieht man dagegen überall den Malm mit sehr scharfer, aber etwas unregelmässiger Rutschfläche direkt auf den Globigerinenschiefern der Griesstockdecke ruhen. Diese Flyschunterlage ist auch am Südabhang des Gipfels dicht hinter der Hütte von Ober-Bärenboden noch eine kurze Strecke weit sichtbar. Der Gehängeschuttdecke wegen kann man hier leider die Kreidefalten, abgesehen von der oben erwähnten obersten Falte, nicht aus dem Abhang heraustreten sehen. Die westlich von der Hütte aus dem Abhang vorspringende, aus unterem Schrattenkalk, Orbitolinaschichten, Gault, Seewerkalk und Assilinengrünsand bestehende Felsrippe muss, wie auch P. von Schumacher (**335**, p. 31) annimmt, eine entweder abgerutschte oder tektonisch abgesunkene Scholle sein, da alle ihre Schichten wesentlich tiefer liegen als am benachbarten Kammerstockgipfel. Dazu gehört wahrscheinlich auch der hellgraue Malmkalk, der tiefer unten am Abhang in einer Runse und ihrer Umgebung aufgeschlossen ist.

Dass der ganze Schichtenkomplex des Kammerstockgipfels tektonisch sehr stark mitgenommen worden ist, beweisen der unruhige Verlauf der Schichtgrenzen, die vielen Mächtigkeitsschwankungen der einzelnen Kreidestufen und einige an der Ostwand zutage gehende Bruchspalten (vgl. Tafel 20, Figur 1). Die auffälligste derselben durchschneidet den mittleren Teil der Wand mit 50—70° Nordfallen in der Weise, dass der Schichtenkomplex Öhrlikalk bis Gault südlich vom Bruch um 60—80 m

gehoben erscheint. Merkwürdig ist, dass die Verschiebung im untern Teil des Öhrlikalks sich nicht mehr bemerkbar macht und auch an der oberen Seewerkalkgrenze nicht mehr auffällig ist. Im oberen Teil des Öhrlikalks vereinigt sich der Bruch mit einer zweiten von N her 70° steil südfallenden Bruchspalte, die Schrattenkalk und Gault plötzlich um etwa 80 m südwärts absinken lässt, während sie in den tieferen Schichten keine auffällige Verschiebung bewirkt hat. Auch im südlichsten Teil der Ostwand scheint der Schichtverlauf durch einen Bruch gestört zu sein, der abermals eine Hebung des südlich davon liegenden Gebirgsteiles bewirkt hat [1]).

Der Kammerstockgipfel stellt nach seinem tektonischen Bau das in mehrere Teilfalten gegliederte Stirngewölbe einer neuen, auf dem Eocän der Griesstockdecke schwimmenden Deckfalte dar. Die Annahme liegt nahe, sie gehöre zur gleichen tektonischen Einheit wie die Malm-Kreideserie, die 2 km nördlich vom Kammerstockgipfel die unter der Terrasse von Nussbühl liegende Felswand aufbaut; denn an beiden Orten handelt es sich um eine mit oberem Malm beginnende und mit Assilinengrünsand und Globigerinenschiefern abschliessende Schichtreihe, die auf dem Eocän der Griesstockdecke liegt. Auch die Faciesverhältnisse widersprechen einem solchen tektonischen Zusammenhang nicht. An beiden Orten zeigen die Kreidestufen ähnliche geringe Mächtigkeit und dieselbe Gliederung. Hervorzuheben ist namentlich, dass die Orbitolinamergel, die im Autochthonen und in der Griesstockdecke noch fehlen, an beiden Orten vorhanden sind, am Kammerstock freilich nur stellenweise und in geringer Mächtigkeit. Ein Unterschied liegt aber darin, dass am Kammerstock der obere Schrattenkalk gänzlich fehlt, während ich ihn südlich von Nussbühl, bisher freilich nur an einer Stelle, als eine etwa 4 m mächtige Bank gefunden habe. Für die tektonische Zusammengehörigkeit beider Schichtkomplexe spricht dagegen wieder die Facies des Nummulitenkalks, der an beiden Orten als Assilinengrünsand von etwa 5—8 m Mächtigkeit ausgebildet ist.

Wie später gezeigt wird, ist die Nussbühlwand ein Teil der Glarnerdecke, der ersten grossen, auf der Ostseite des Linthtales bis gegen den Alpenrand vorgeschobenen helvetischen Decke. Ist der Kammerstockgipfel die südliche Fortsetzung der Nussbühlwand, so muss auch er zu dieser Decke gehören [2]).

b) Gemsfayrenstock und Rotstock.

Südwestlich vom Taleinschnitt der Fisetenalp setzt sich die Glarnerdecke im Gipfel des Gemsfayrenstocks und im Rotstock fort (Tafel 20, Figur 2). An beiden Gipfeln beginnt die Schichtreihe wie am Kammerstock mit Malm, und zwar am Rotstock mit massigem, hellgrauem Korallenkalk, während am Gemsfayrenstock darunter noch eine etwa 50 m mächtige Folge von dunkelgrauem Quintnerkalk erhalten ist. Nach den Untersuchungen von P. von Schumacher (**335**) ist am Gemsfayrenstock der Malm zusammenhängend von sehr schwach entwickelter Kreide bedeckt, in der alle Stufen vom Öhrlikalk bis zum Seewerkalk vertreten sind. Darüber folgen am Gipfelgrat der Nummulitenkalk in der Facies des Assilinengrünsandes und am Nordabhang, grösstenteils vom Langfirn bedeckt, die eocänen Globigerinenschiefer. Dagegen reicht der wilde Gipfelklotz des Rotstocks nur noch in die untere Kreide hinauf. Über dem Öhrlikalk liegen dort, wie P. von Schumacher (**335**, p. 31) festgestellt hat, an den beiden höchsten Gipfeltürmen noch Valangienkalk und Kieselkalk in Form von dunkelbraunen Mützen.

An der gegen den Talkessel von Fisetenalp abstürzenden Nordostwand des Gemsfayrenstocks sieht man Malm, Kreide und Eocän ein System von 4—5 flach übereinanderliegenden kleinen Falten bilden. Bei guter Beleuchtung lässt namentlich das helle, von der düster angewitterten untern Kreide scharf sich abhebende Schrattenkalkband die Faltung deutlich erkennen. In

[1]) Nach der Darstellung von P. v. Schumacher (**335**, p. 31 und Tafel VII, Figur 2) sollen die Störungen im Schichtverlauf der Kammerstock-Ostwand nicht durch Brüche, sondern lediglich durch Faltung bedingt sein.

[2]) P. von Schumacher (**335**) hat zum erstenmal, namentlich gestützt auf stratigraphische Vergleichung, den Kammerstockgipfel mit Bestimmtheit zur Glarnerdecke gerechnet. Ich zögerte bisher, diesen tektonischen Zusammenhang anzunehmen, hauptsächlich weil es mir fast unmöglich erschien, dass eine Decke, die am Kammerstock mit deutlicher Stirnumbiegung endigt, sich direkt nördlich davon in der Ortstock-Glärnischgruppe wieder fortsetzen könne. Auf diese Schwierigkeit werden wir später nach der Besprechung der übrigen Teile der Glarnerdecke zurückkommen.

der Einkerbung an der Südwestwand des Talzirkus, durch die der Langfirn eine kleine Eiszunge herabsteigen lässt, sieht man die dunkeln Globigerinenschiefer die äussere Umhüllung des Faltensystems bilden. Als schwarzes Schieferband steigen sie aus jener Nische mit steilem Südfallen schief durch die Felswand hinunter und schwellen unter dem Hergensattel zu 120 m Mächtigkeit an. Vereinigt mit den Globigerinenschiefern, die den dünn ausgewalzten Griesstockmalm bedecken, schauen sie rings um den Rotstockgipfel herum unter seiner untern Malmgrenze hervor; ebenso lassen sie sich vom Hergensattel aus auf der Südseite des Gemsfayrenstocks zwischen seiner Malmbasis und dem Malm der Griesstockdecke bis zum Untertauchen unter das Eis des Claridenfirns verfolgen. In der Gratlücke zwischen Gemsfayrenstock und Speichstock tauchen sie, steil südwärts unter Nummulitenkalk und Kreide fallend, wieder auf und hangen ohne Zweifel unter dem Langfirn mit den Flyschschiefern der Nordostwand zusammen. Der Gipfel des Gemsfayrenstocks gehört also wie der Kammerstockgipfel dem sekundär gefalteten, auf Eocänschiefern schwimmenden Stirngewölbe der Glarnerdecke an. Die Kreideschichten des verkehrten Schenkels der tiefsten Teilfalte keilen an der Nordostwand über dem Globigerinenschieferband ostwärts der Reihe nach aus. Nach P. von Schumacher (**335**, p. 32) soll auch am Südfuss des Gemsfayrenstocks über den nur noch $0{,}_5$ m mächtigen Globigerinenschiefern der Griesstockdecke der verkehrte Mittelschenkel der Glarnerdecke in Form einer 15 m mächtigen, intensiv ausgewalzten Kreideserie zutage treten.

2. Die Kammlistockdecke.

Ausserordentlich kompliziert und trotz der Untersuchungen durch Alb. Heim (**184**), W. Staub (**247**) und den Verfasser bis in die neuere Zeit in manchen Punkten rätselhaft geblieben ist die Tektonik des Kammlistocks und seiner östlichen Fortsetzung über den Claridenstock, die Teufelsstöcke und den Speichstock sowie der Kreide- und Eocänmassen auf der Nordseite der Claridenkette, soweit sie nicht zur Griesstockdecke gehören. Durch die neue Untersuchung durch P. von Schumacher (**335**), der als vorzüglicher Alpinist das schwer begehbare Gebiet viel intensiver durchforschen konnte, als dies vorher geschehen war, hat die Tektonik eine bedeutende Abklärung erfahren; allein sie bleibt auch jetzt noch in manchen Punkten schwer verständlich.

Nach den Untersuchungen von W. Staub (**247**, p. 64—69) besteht der Gipfel des Kammlistocks aus einem nordwärts gewendeten liegenden Gewölbe, dessen Kern aus 30—35 m Dogger-Echinodermenbreccie, 1—2 m Blegioolith und einem dünnen Bande Schiltschichten besteht und von Quintnerkalk umhüllt wird, der im verkehrten Schenkel auf der Südseite des Gipfels noch eine bis 150 m hohe Steilwand bildet und im normalliegenden Schenkel die Gipfelregion des Berges aufbaut. Auf der Nordabdachung des Kammlistocks folgt unter dem verkehrten Malmkalk eine bis 200 m mächtige und in komplizierter Weise mit dem Hangenden verfaltete Zone schwarzer, schiefriger Zementsteinschichten, darunter eine alle Kreidestufen vom Öhrlikalk bis zum Schrattenkalk umfassende, im allgemeinen verkehrtliegende, im äussern Teil des Gebirges flach gegen S fallende Schichtfolge, innerhalb welcher namentlich Valangienkalk, Kieselkalk, Drusbergschichten und Schrattenkalk selbst wieder in komplizierter Weise gefaltet sind.

Nordöstlich von der Kammlilücke ruht der verkehrte Malm des Kammlistockgewölbes auf ausgewalzten Dachschiefern und auf denselben autochthonen, stark gefalteten Taveyannazsandsteinen, die am Scheerhorn die Unterlage der Griesstockdecke bilden. Wie schon W. Staub gezeigt hat, kann aber trotzdem der Kammlistock nicht zur Griesstockdecke gehören, da er nach seinem tektonischen Bau und seinem Schichtenbestand nicht die Fortsetzung des Scheerhorns ist, und da sowohl der verkehrte Malm an der Südwestwand des Kammlistocks wie auch die gefaltete Kreide des Kammligrates am Nordende des Griesgletschers mit einer Überschiebungsfläche auf knorrigen, wildflyschartigen Eocänschiefern aufruhen, die zum Hangenden der Griesstockdecke gehören. Daraus folgt, dass die Griesstockdecke nördlich von der Kammlilücke durch Verquetschung verschwunden ist und dass der Kammlistock das Stirngewölbe einer neuen höhern, von S hergeschobenen Deckfalte ist. W. Staub nannte sie die Kammlistockdecke. P. von Schu-

MACHER (**335,** p. 20/21) hebt besonders hervor, dass Jura und Kreide dieser Decke in anderer Facies ausgebildet sind als in der Griesstockdecke und anders auch als in der Glarnerdecke des Gemsfayrenstocks und Kammerstocks. Das Fehlen des Korallenkalks und die mächtige und tonige Ausbildung der Zementsteinschichten am Kammlistock, die grössere Mächtigkeit fast aller Kreideabteilungen, namentlich des Öhrlikalks und des Schrattenkalks, und die Gliederung des letztern in untern Schrattenkalk, Orbitolinaschichten und obern Schrattenkalk deuten darauf, dass die Kammlistockdecke weiter aus dem S stammt als Griesstockdecke und Glarnerdecke. P. VON SCHUMACHER hält es darum für wahrscheinlich, dass die Kammlistockdecke zur Mürtschendecke gehört, die im mittleren und nördlichen Teil der Glarneralpen über der Glarnerdecke folgt.

Der Doggerkern der Kammlistockdecke ist leider nordöstlich vom Kammlistock nirgends mehr sichtbar [1]); dagegen setzt sich der Malm mit gegen NE rasch abnehmender Mächtigkeit durch die Nordwand des Claridenstocks hindurch bis gegen den Bocktschingel fort und keilt dort aus. Unter dem Malm ziehen sich vom Kammlistock her das breite Band der verkehrten Zementsteinschichten und die verkehrte Kreide über den Kammligrat hinüber in die Nordwand des Claridenstocks hinein. In ihrem östlichen Teil taucht unter der Kreide der Taveyannazsandstein in Form eines grossen Fensters auf. Er bildet, umhüllt von schwarzen Schiefern, die wahrscheinlich zu den Dachschiefern gehören, ein mächtiges, in kleinere Teilfalten gegliedertes Gewölbe (vielleicht die Nordstirn der Hohen Faulendecke). Die verkehrte Kreide umhüllt dieses Taveyannazsandsteingewölbe in Form eines mächtigen Mantels, der in ähnlicher Weise wie am Kammligrat in komplizierte, liegende Falten gelegt und am Fusse der Wand, über dem Claridengletscher, zwischen den autochthonen Taveyannazsandstein und die eocänen Globigerinenschiefer der Griesstockdecke eingewickelt ist (vgl. die ausführliche Darstellung P. VON SCHUMACHERS in **335,** p. 35/36, und Tafel IV und V). Die im untern und mittleren Teil der Wand sehr mächtige Kreide wird in der Höhe rasch sehr stark reduziert und ist nach P. VON SCHUMACHER unter dem Ostgrat des Claridenstocks zwischen dem Taveyannazsandsteingewölbe und dem Malm zu einem dünnen Bande ausgewalzt.

Nach P. VON SCHUMACHER (**335,** p. 35, und Tafel II, Profil VIII) wird der Malm in der Gipfelregion des Claridenstocks südlich von P. 3202 m von einem dünn ausgewalzten Band von Zementsteinschiefern und 20—30 m stark zerdrückter unterer Kreide überlagert. Diese Schichten können aber trotz ihrer normalen Lagerung nicht dem normalliegenden Gewölbeschenkel der Kammlistockdecke angehören, da sie nach der Darstellung VON SCHUMACHERS (**335,** Tafel II, Profil VIII) eine nordwärts geöffnete Synklinale bilden, in deren Kern nicht die jüngsten, sondern die ältesten Schichten, der Malm, liegen. Der Malmkeil und die scheinbar normal darüber liegenden Zementsteinschiefer und Kreideschichten gehören also ganz dem gefalteten Mittelschenkel der Kammlistockdecke an. Wenn P. VON SCHUMACHERS tektonische Gesamtauffassung der Nordwand des Claridenstocks richtig ist, so folgte der normale Schenkel des Kammlistockgewölbes einst erst über dem heutigen Claridenstockgipfel.

Tektonisch schwierig zu deuten sind auch der eigentliche Gipfel und der Südgrat des Claridenstocks. Nach P. VON SCHUMACHER folgen am Grat zwischen P. 3202 m und dem Gipfel über den steil südfallenden Malm- und Kreideschichten der Kammlistockdecke zunächst eine tektonisch stark mitgenommene tertiäre Serie, bestehend aus 1—2 m zerdrückten, wildflyschartigen Mergelschiefern und 40 m Nummulitenkalk und Glaukonitsandstein, dann am Gipfel des Claridenstocks typischer Seewerkalk mit zwei oder drei schmalen Keilen von Nummulitenkalk und Flyschschiefern, dann am Südgrat des Claridenstocks ein mannigfaltiger Wechsel von Gault, Schratten-

[1]) Im Jahre 1908 fielen mir im mittleren Teil der Moränen des Rotnossenfirns zahlreiche Trümmer von Schiltkalk, Eisensandstein des Doggers und Rötidolomit und eine Anzahl Bruchstücke von rotem und grünem Quartenschiefer auf. Die Trümmer, die ich als Rötidolomit ansah, könnten möglicherweise aus der rötidolomitartigen Bank stammen, die P. VON SCHUMACHER (**335,** p. 34, Fussnote 3) an der Öhrlikalkbasis im Felssporn zwischen den beiden Zweigen des Rotnossenfirns fand; allein eine unrichtige Deutung der Eisensandsteine und der Quartenschiefer war kaum möglich. Es muss daher am Nordabhang der Teufelsstöcke, wahrscheinlich zwischen dem Taveyannazsandstein und dem Malm der Kammlistockdecke, als ältestes Schichtglied der letztern noch eine Linse von Trias, Dogger und Schiltkalk vorhanden sein. Merkwürdigerweise hat P. VON SCHUMACHER nichts darüber beobachtet.

kalk, Neocom und Valangien mit Seewerkalk, in den wieder zwei Nummulitenkeile eingeschaltet sind. Die im ganzen etwa 250 m mächtige Kreide-Eocänserie endigt im S mit einem dünnen Seewerkalkband und sinkt mit 40—45° Südfallen unter die autochthonen Dachschiefer und Taveyannazsandsteine, wird aber in der Tiefe bald durch die nordwärts absteigenden Taveyannazsandsteine abgeschnitten. P. von Schumacher ist übereinstimmend mit W. Staub geneigt, diese merkwürdige, durch Eocän und eine Überschiebungsfläche von der Kreide der Kammlistockdecke getrennte und auch nach ihrer Facies von letzterer abweichende Kreideserie als eine südliche Fortsetzung der Griesstockdecke zu betrachten. Sie baut auch den Nordostgrat des Claridenstocks bis gegen P. 2916 m auf und besteht hier grösstenteils aus Seewerkalk mit einigen eingefalteten, steil südfallenden Nummulitenbänken. Eine weitere Fortsetzung der Griesstockdecke vermutet P. von Schumacher in einer lochseitenkalkartig ausgewalzten Kalkbank, die er am Bocktschingel und an den Teufelsstöcken stellenweise zwischen dem autochthonen Taveyannazsandstein und den Kreideschichten der Kammlistockdecke entdeckte.

Die vom Claridenstock gegen NE sich fortsetzende gefaltete Kreide des Verkehrtschenkels der Kammlistockdecke wird bis zum östlichen Zweig des Rotnossenfirns durch das grosse, autochthone Taveyannazsandsteinfenster orographisch in zwei Zweige zerlegt. Der obere Zweig baut die Gipfel des Bocktschingels, der Teufelsstöcke und des Speichstocks auf und gehört dem nordwärts überkippten Teil der verkehrten Kreide an; er stellt daher im allgemeinen eine normalliegende, ziemlich steil südfallende, vom Öhrlikalk bis zum Seewerkalk reichende Schichtreihe dar. In den Seewerkalk, der nach meinen Beobachtungen vom Jahr 1911 (Tafel 20, Figur 3) alle Gratzacken vom Bocktschingel bis zum Speichstock bildet, ist am Kamm des letztern noch eine Nummulitenbank eingefaltet. Höchst merkwürdig ist, dass die südfallende Kreideserie völlig diskordant auf dem autochthonen Taveyannazsandstein sitzt, der am Südfuss von Bocktschingel und Teufelsstöcke aus dem Eis des Claridenfirns auftaucht und mit kleinen, wellenförmigen Falten nordwärts unter die Kreide einfällt (Figur 9). Eine ganze Serie von steilstehenden Querbrüchen durchschneidet den Kreidegrat und bedingt grösstenteils seine Zerlegung in wilde Zacken.

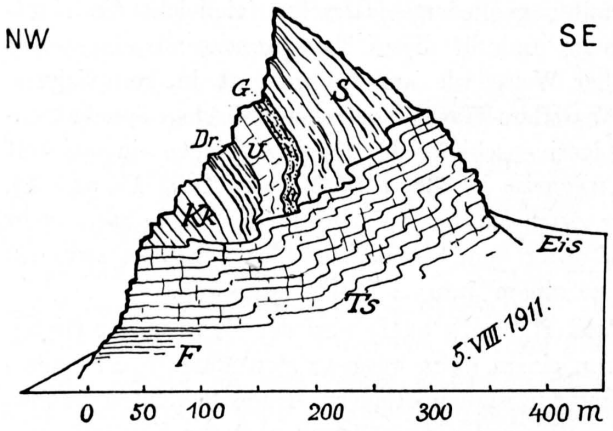


Fig. 9. **Profil des Bocktschingels.**

Kk = Kieselkalk. Dr = Drusbergschichten. U = Schattenkalk. G = Gault. S = Seewerkalk. Ts = Taveyannazsandstein. F = Flyschschiefer.

Dem untern Kreidezug gehören zunächst die beiden aus dem Eis des Rotnossenfirns und aus den Moränen des Teufelsfriedhofs herausragenden Felsmassen an. Sie enthalten alle Kreidestufen vom Öhrlikalk bis zum Seewerkalk in zwei- bis dreifacher Wiederholung und liegen verkehrt unter dem Malm, der am obern Rand der östlichen Felsmasse noch aus dem Eis des Rotnossenfirns herausschaut. P. von Schumacher (**335,** p. 36/37) ist der Ansicht, dass es sich hier um zusammenhängend abgerutschte Felsmassen handelt, da sie nach Höhenlage und Schichtstellung nicht mit den östlich und westlich davon anstehenden Kreidemassen übereinstimmen.

Nordöstlich vom Rotnossenfirn setzt sich der tiefere Kreidezug in der hohen Steilwand fort, mit der die Teufelsstöcke, Speichstock und Gemsfayrenstock gegen die Alp Gemsfayer abfallen. Er stellt hier im ganzen eine verkehrte Schichtreihe dar, die oben mit Öhrlikalk beginnt und unten mit Seewerkalk, Nummulitenkalk und Globigerinenschiefern endigt, wobei aber besonders Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk in komplizierter Weise gefaltet und schuppenartig übereinandergeschoben sind, ähnlich wie am Kammligrat. Oben wird er durch ein schmales Band von schwarzen Dachschiefern, die als letzte Andeutung der autochthonen Taveyannazsandsteinfalten bis gegen den Gemsfayrenstock hin aus der Wand herausstechen, vom Kreidezug der Gipfelregion abgetrennt.

Die Schichtreihe taucht nordostwärts unter das Eis des Langfirns und erscheint dann wieder an der Südwand des Talzirkus von Fisetenalp in Form eines 2 km langen, gegen E sich senkenden Kreidebandes, welches, wenigstens im westlichen Teil, nach der Darstellung P. von Schumachers (**335,** p. 39/40), in einfacher, verkehrter Schichtlage alle Kreidestufen vom Öhrlikalk bis zum Seewerkalk enthält und unten mit Nummulitenkalk abschliesst. Als Liegendes erscheinen mächtige, schwarze Flyschmergel, und oben wird die Kreidewand direkt von den Globigerinenmergeln bedeckt, welche die Stirnfalte der Glarnerdecke des Gemsfayrenstocks umhüllen und die Unterlage des Rotstock-Malmklotzes bilden. Die Kreideschichten fallen ziemlich steil gegen SE ins Gebirge hinein, nehmen am Nordfuss des Rotstocks fast senkrechte Stellung an und brechen dort in der von P. 2002 m kommenden Runse plötzlich ab, so dass die eocänen Schiefer im Liegenden und Hangenden des Kreidezuges um sein Ostende herum sich vereinigen (Tafel 20, Figur 2).

An der Westwand des Kessels von Fisetenalp erscheint unter den dunkeln Flyschschiefern, auf denen der verkehrte Kreidezug und weiter im N die mächtige Lochseitenkalkbank ruhen, nochmals eine Kreideserie in Form einer ziemlich hohen Wandstufe, die nordwärts allmählich gegen den Fisetenpass sinkt. Nördlich von dem nördlichen der beiden vom Ostrand des Langfirns kommenden Bäche besteht die anfänglich etwa 70 m hohe, gegen den Fisetenpass niedriger werdende und durch Schutthalden unterbrochene Wand aus typischem Seewerkalk, der zwischen jenem Bache und der nordwärts folgenden grossen Schutthalde zu nordwärts geneigten Falten zusammengeschoben und fast überall von einer 2—6 m mächtigen, grünsandigen Nummulitenbank bedeckt ist. An einer Stelle im südlichen Abschnitt der Wand ragen ein hellgrauer Kalkkeil, wahrscheinlich Schrattenkalk, und eine rostig anwitternde Bank eines glaukonitischen Gesteins, vielleicht Gault, in die Basis des Seewerkalks hinein. Ältere Kreideschichten scheinen zu fehlen. Unter dem mittleren Teil der Wand treten als Liegendes des Seewerkalks braunschwarz anwitternde, wildflyschartige Mergelschiefer zutage. Die Wandstufe stellt also eine normalliegende, jedoch fast bloss aus Seewerkalk und Nummulitenkalk bestehende Schichtfolge dar.

Diese normale Kreide-Eocänserie lässt sich vom Fisetenpass aus auch in der Nordabdachung des Gemsfayrenstocks gegen SW bis in die Nordwestwand des Gemsfayrenstocks hinein verfolgen. Sie bildet östlich von Alp Gemsfayer ein langes, nordwärts absteigendes, etwa 50 m hohes Felsband, das in der obern Hälfte aus typischem Seewerkalk besteht und unten stellenweise bis in den Kieselkalk oder Valangienkalk hinunterreicht. Im untersten Teil der über der Kreide folgenden Zone mächtiger Globigerinenmergel liegt eine bis 20 m mächtige, rostig angewitterte Nummulitenkalkbank. Sie verläuft nordwärts ohne Unterbruch bis zum Fisetenpass, während die Kreide sich eine Strecke weit ins Innere des Gebirges zurückzieht. Im S verschwindet dieser Kreide-Eocänzug unter dem Eis des Rotnossenfirns.

P. von Schumacher betrachtet diese normale Kreide-Eocänserie einerseits und die verkehrte Kreide anderseits, die wir von der Nordwand des Speichstocks durch die Nordwand des Gemsfayrenstocks bis in den Nordfuss des Rotstocks verfolgt haben, als die beiden Schenkel einer grossen, nordwärts geöffneten Synklinale, welche die östliche Fortsetzung der Kammlistockdecke darstellt und infolge einer letzten Bewegung der Glarnerdecke unter das Stirngewölbe derselben eingewickelt wurde (vgl. **335,** p. 39/40, und Tafel II, Profile II—IV). Dieser tektonische Zusammenhang scheint mir jedoch aus folgenden Gründen noch unsicher zu sein (Tafel 20, Figur 2):

1. Nach P. von Schumacher besteht die 150 m hohe Steilwand am Nordfuss des Rotstocks, in der sich die verkehrte Kreideserie des Hergensattels fortsetzt, oben aus einer verkehrten Schichtreihe, in der alle Kreidestufen vom Valangienkalk bis zum Seewerkalk vertreten sind, an der Basis aus einer normalen Serie, die Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk mit eingefalteten Resten von Nummulitenkalk umfasst. Er erblickt namentlich in diesem Nummulitenkalkkern einen genügenden Beweis dafür, dass hier eine Synklinale vorhanden ist. Ich konnte jedoch in dem Schichtenkomplex, der zwischen dem dünnen Schrattenkalkband an der Basis der Wand und dem höher oben folgenden Schrattenkalk der verkehrten Serie liegt, keinen echten Seewerkalk erkennen. Allerdings sind es vorwiegend dunkelgraue und oft von Tonhäuten durchzogene Kalke; allein sie wittern gelbbraun

bis dunkelbraun an, ähnlich wie die Drusbergschichten der verkehrten Serie, sie sind sandig anzufühlen und besitzen nicht die plattige Struktur des Seewerkalks. Eine dünngequetschte Bank von typischem Seewerkalk, begleitet von einigen Fetzen von Nummulitenkalk, fand ich dagegen an einer Stelle an der Basis der untern Schrattenkalkbank. Ich vermute daher, es möchte hier eher die verkehrte Serie, welche die Hauptmasse der Wand aufbaut, noch von dünn ausgewalzten Resten einer zweiten verkehrten Serie unterlagert sein.

2. Wenn hier eine verkehrte und eine normale Schichtreihe durch eine Muldenumbiegung miteinander verbunden wären, so müsste diese Umbiegung am Ostende der Wand sichtbar sein. Eine solche Umbiegung ist aber tatsächlich nicht vorhanden. Man sieht deutlich alle einzelnen Gesteinszonen der Kreidewand, z. B. die untere und die obere Schrattenkalkbank, einzeln an der Überschiebungsfläche abbrechen, welche die Kreideserie von den liegenden, schwarzen Flyschmergeln trennt (vgl. Tafel 20, Figur 2).

3. Auch die Erscheinungen des Kreidezuges unter dem Hergensattel sprechen nicht sehr für das Vorhandensein der von P. von Schumacher angenommenen grossen, regelmässig gebauten Kreide-Eocänsynklinale. Er besteht zwar in der Tat zum grössten Teil aus einer verkehrten Serie, in der man deutlich Öhrlikalk, Valangienkalk, Kieselkalk mit Echinodermenbreccie und glaukonitischen Altmannschichten, Drusbergschichten und Schrattenkalk unterscheiden kann; allein Gault, Seewerkalk und Nummulitenkalk konnte ich trotz wiederholter Besichtigung nicht mit Sicherheit feststellen. An einer einzigen Stelle unter dem südlichen Teil des Hergensattels fand ich an der Basis des Kreidezuges einen grauen, plattigen, an Seewerkalk erinnernden Kalk und damit verfaltet zwei Keile eines glaukonitischen Kalkes, der vielleicht Assilinengrünsand ist, obschon ich darin keine Nummuliten finden konnte. Sonst liegt überall unter dem Schrattenkalk eine bis 30 m mächtige Serie von gelbbraun anwitternden, sandig anzufühlenden, oft etwas tonigen Kalken, die lithologisch durchaus nicht mit dem typischen Seewerkalk der Claridenkette übereinstimmen. Von echtem Seewerkalk unterscheidet sich die Schichtreihe namentlich auch dadurch, dass sie oft teils in dunkelbraun anwitternde Kalkschieferlagen, teils in unbeständige, hellgrau anwitternde, massige Kalklagen übergeht. Unter dem Gipfel des Gemsfayrenstocks, wo die Flyschunterlage der Kreideserie zutage tritt, fehlt entschieden die Nummulitenbank zwischen Kreide und Flysch. Für den unregelmässigen tektonischen Bau dieses Kreidezuges spricht auch die Tatsache, dass am Abhang unter dem Hergensattel eine Strecke weit ein bis 20 m mächtiger Keil von schwarzen Flyschschiefern zwischen Öhrlikalk im Hangenden und Öhrlikalk im Liegenden den Kreidezug durchbricht. Auffällig ist ferner, dass an der Wand unter dem Langfirn der basale Teil des Kreidezuges in komplizierter Weise mit den liegenden Flyschschiefern verfaltet ist.

4. Auch die an der Südwand des Fisetenalpkessels zutage tretende Schichtreihe, die P. von Schumacher als Muldenschenkel seiner eingewickelten Synklinale betrachtet, weist auffallende Unregelmässigkeiten auf. Ihr gegen den Fisetenpass hinziehender mittlerer und nördlicher Teil ist allerdings eine normale, aus Seewerkalk und Nummulitenkalk bestehende Serie; allein in der Rinne des nördlichen der beiden vom Langfirn kommenden Bäche wird der Seewerkalkzug durch einen von der hangenden Flyschschiefermasse abzweigenden und bis auf die liegenden Flyschmergel hinuntersteigenden Schieferkeil abgeschnitten und so völlig abgetrennt von den südwärts folgenden Kalkfelsen, die orographisch die südliche Fortsetzung des «Muldenschenkels» bilden. Diese Kalkmassen bestehen auch nicht mehr aus Seewerkalk. Die von den beiden vom Langfirn kommenden Bächen begrenzte Wand ist ein bräunlich anwitternder, mehr oder weniger toniger Kalk, der von zahlreichen dunkeln Schieferlagen durchsetzt wird, die teils von dem erwähnten Flyschschieferkeil abzweigen, teils von aussen her in den Kalk eindringen und oft allmählich in den grauen Kalk übergehen. Unter dem Gipfel des Gemsfayrenstocks folgen zwischen Flysch im Hangenden und Liegenden teils hellgraue Kalke von Schrattenkalktypus, teils leuchtend rotgelb anwitternde, intensiv dynamometamorphe Kalkfetzen von unsicherm Alter.

Aus diesen Erscheinungen schliesse ich, dass der Kreidezug am Südrand des Fisetenalpkessels, den P. von Schumacher als normalliegenden Muldenschenkel einer grossen, eingewickelten Synkli-

nale betrachtet, tektonisch nicht mit der verkehrten Serie am Nordabhang von Gemsfayrenstock und Rotstock zusammenhängt, sondern aus isolierten, in den mächtigen Flyschmergeln schwimmenden Kreide-Eocänschollen besteht.

3. Die verschürften Kreide- und Eocänschuppen auf der Nordseite der Claridenkette.

Zahlreiche Kreide- und Nummulitenkalkmassen, die mit der Kammlistockdecke nicht in direktem Zusammenhang stehen, sind dem Nordfuss von Kammlistock, Claridenstock und Gemsfayrenstock entlang in die Globigerinenmergel eingebettet, die auf dem Malm der Griesstockdecke liegen. In besonders grosser Zahl, viel zahlreicher als die geologische Karte angibt, schwimmen sie in den Flyschmergeln der breiten Nordabdachung des Kammligrates zwischen dem Claridengletscher und der Klausenpasshöhe. In einem Querprofil zwischen der Passhöhe und dem Nordfuss der Lochseitenkalkplatte des Kämmerli fand ich 7 Seewerkalkbänder von meistens 2—5 m Mächtigkeit und 12 Nummulitenbänke, in einem Profil am Nordabhang des Kammlihörnlis 4 Seewerkalkstreifen und 9 Nummulitenbänke. Diese Schuppen fallen meistens 10—25° nach S, besitzen in der Profilrichtung meistens nur geringe Ausdehnung und lassen sich auch in der Streichrichtung meistens nicht sehr weit verfolgen. Die Seewerkalkbänder werden fast immer von Nummulitenkalk bedeckt, bisweilen auch davon unterteuft. Besonders auffallend und fast einzig auf lange Strecke zusammenhängend zu verfolgen ist ein von Nummulitenkalk bedecktes, dünnes Seewerkalkband, das auf der Südseite des Kammlihörnli beginnt, auf seiner Westseite mit einer ganzen Serie von kleinen, nordwärts überliegenden Falten gegen die Hütte von Kammlialp absteigt und sich südlich von Niemerstafelalp nahe über dem Malm der Griesstockdecke noch eine Strecke weit gegen NE verfolgen lässt. Etwa 2 km weiter im E erscheint es in wesentlich grösserer Mächtigkeit wieder in der Ostwand des Kämmerli. Es ist dort wieder zu mehreren dicht übereinanderliegenden, nordwärts sinkenden Falten zusammengeschoben und taucht dann in der Ostwand des Tieralpeli, wo es nach P. von Schumacher (**335,** p. 41) noch von Gault und mächtigem Schrattenkalk mit Orbitolinaschichten unterlagert wird, südwärts unter das Eis des Claridengletschers. Völlig getrennt von diesem gefalteten Kreidezug erscheinen nordöstlich von Kämmerli in den Flyschschiefern der Alpweide Clariden und bei Vorfrutt noch eine ganze Reihe von Seewerkalkbändern mit Nummulitenkalkbedeckung.

Alle diese Kreide- und Nummulitenkalkmassen stehen weder mit der Griesstockdecke noch mit der Kammlistockdecke in direktem Zusammenhang; sie müssen, wie schon Alb. Heim (**184,** p. 427) vermutete, weiter im S tektonisch abgerissen und nach N verschleppt worden sein. Hauptsächlich gestützt auf die Faciesverhältnisse vertritt P. von Schumacher (**335,** p. 41) die Ansicht, sie seien von der Kammlistockdecke vor ihrer Steilstellung und Einwicklung abgescheert und nach N verschoben worden.

Als ein Glied der Kammlistockdecke, und zwar offenbar als östliche Fortsetzung des Muldenschenkels der «eingewickelten Kreidesynklinale» von Fisetenalp, betrachtet P. von Schumacher auch die Kreideplatte, die vom Kammerstockgipfel 2164 m nordwärts gegen Wängi und Kammeralp Oberstafel hinuntersteigt. Die Aufschlüsse an der Steilwand, mit der sie gegen die Nische von Kammeralp Oberstafel abfällt, zeigen, dass sie im ganzen eine normale, aus Kieselkalk mit mächtigen, glaukonitischen Altmannschichten, Drusbergschichten mit massenhaften, verkieselten Austernschalen, Schrattenkalk und Seewerkalk bestehende Schichtfolge darstellt, die zu mehreren unregelmässigen Falten zusammengeschoben ist. An ihrem Nordende dringen Seewerkalk und Nummulitenkalk von Wängi in flachliegenden, keilförmigen Synklinalen in den Schrattenkalk ein. Die Kreide liegt mit welliger Überschiebungsfläche auf den dunkeln Globigerinenmergeln, die oberhalb Kammeralp Oberstafel die Teilfalten des Stirngewölbes der Glarnerdecke umhüllen und weiter im W wieder auf Orthalden und Fisetenalp zutage treten. Ihr Hangendes aber wird von der Lochseitenkalkbank der Axendecke gebildet. Mit unregelmässig ausgebuchteter Kontaktfläche liegt letztere auf den verschiedensten Kreidestufen, bald auf Seewerkalk, bald auf Schrattenkalk oder

Drusbergschichten. Östlich von Orthalden, stellenweise auch am Westgrat des Kammerstockes, ruht sie direkt auf den Globigerinenmergeln. Die Kreidplatte keilt also gegen S und W zwischen dem Flysch von Fisetenalp-Orthalden und dem Lochseitenkalk der Axendecke aus. Ich bin daher geneigt, sie zu den verschürften Kreidemassen zu rechnen. Auch wenn man sie mit P. von Schumacher als ein Glied der Kammlistockdecke betrachten will, so muss man doch annehmen, sie sei durch tektonische Bewegung aus dem Verband mit dieser Decke völlig losgetrennt worden.

Schuppenförmige Reste von Kreide und Nummulitenkalk treten auch südwestlich von der vorhin besprochenen Kreideplatte zu beiden Seiten des Fisetengrates zutage. Dicht östlich vom

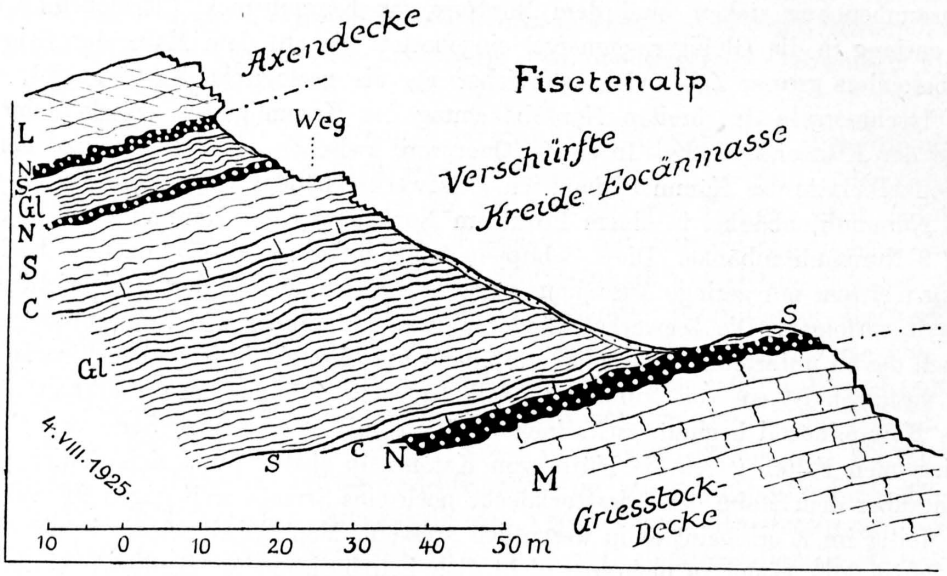


Fig. 10. Profil durch den Grat östlich vom Fisetenpass.

M = Malmkalk. C = Kreide von unbestimmtem Alter. S = Seewerkalk. N = Nummulitenkalk. Gl = Globigerinenschiefer. L = Lochseitenkalk.

Fisetenpass beobachtet man am Südabhang des Grates von unten nach oben folgendes Profil (Figur 10):

1. Malm der Griesstockdecke, über 100 m mächtig, auch zu oberst im allgemeinen dunkel blaugrau, von Quintnerkalktypus.
2. 2—4 m stark rostiger Nummulitenkalk, stellenweise reich an *Assilina exponens*, sehr gequält und zerbrochen, im obern Teil verwalzt mit etwa $0{,}_5$ m stark metamorphem Seewerkalk und einem bräunlich anwitterndem Kreidekalk von unbestimmtem Alter.
3. Etwa 25 m eocäne Globigerinenmergel, grösstenteils durch Schutt und Rasen verhüllt.
4. Etwa 2 m hell bräunlich anwitternder Kreidekalk, an Valangienkalk oder Drusbergschichten erinnernd.
5. 8—10 m ziemlich typischer, plattiger Seewerkalk.
6. 1—$1{,}_5$ m glaukonitischer Assilinengrünsand, oben in schiefrigen Kalk mit undeutlichen kleinen Nummuliten übergehend.
7. 3—4 m Globigerinenmergel, mangelhaft aufgeschlossen.
8. Etwa 1 m stark gequetschter Seewerkalk.
9. 1—$1{,}_5$ m glaukonitreicher, zum Teil schiefrig gequetschter Kalk, wahrscheinlich Nummulitenkalk.
10. Etwa 10 m hellgrau anwitternder Lochseitenkalk, den Grat bildend.

Die beiden dünnen Seewerkalkbänder mit ihrer Assilinengrünsandbedeckung treten auch am Nordabhang des Grates in der Weide von Ober-Orthalden aus dem Flysch heraus. Als ihre

nordöstliche Fortsetzung dürfen wahrscheinlich die beiden ebenfalls von Nummulitenkalk und Globigerinenmergeln begleiteten, ziemlich mächtigen Seewerkalkbänke betrachtet werden, die vom östlichen Teil von Orthalden nordwärts über Wängi bis zur Westecke von Kammeralp hinuntersteigen und dort mit der Kreide des Westabhanges des Kammerstocks in Zusammenhang stehen.

Das Profil beim Fisetenpass mit seiner intensiven Auswalzung der Schichten und der zwei- bis dreimaligen Wiederholung von Seewerkalk und Nummulitenkalk beweist, dass es sich hier um einen tektonisch stark gestörten Schichtenkomplex handelt, der unmöglich dem von VON SCHUMACHER angenommenen ruhig gelagerten und regelmässig gebauten Muldenschenkel der eingewickelten Kammlistockdecke angehören kann.

Die beiden Seewerkalk-Nummulitenkalkbänder des Fisetenpassprofiles setzen sich von der Passhöhe aus südwärts in die Westwand des Fisetenalpkessels fort. Das obere Band scheint dort bald auszukeilen, während das untere zu der mächtigen Seewerkalk-Nummulitenkalkserie anschwillt, die wir früher (p. 53/54) besprochen haben. Dort ist bereits die Ansicht geäussert worden, es handle sich um eine aus ihrem ursprünglichen tektonischen Verbande verschleppte Schichtmasse. Zu diesen verschürften Kreideschuppen sind wahrscheinlich auch die an dieser Wand im Gebiet der beiden vom Langfirn kommenden Bäche zutage tretenden, mit den Flyschmergeln verfalteten und zum Teil ganz davon umhüllten Kalkmassen zu rechnen.

Endlich ist zu erwähnen, dass auch auf der Nordseite des Fätschbachtales tektonisch verschürfte Kreide-Eocänschuppen vorkommen. In der Staldenrunse westlich von den Fruttbergen und in ihrem östlichen Seitenzweige sind in den etwa 100 m mächtigen Flyschschiefern, die zwischen den Malm der Griesstockdecke und die Glarnerdecke eingeschaltet sind, zwei von Nummulitenkalk begleitete und durch Flysch getrennte Seewerkalkbänke von 3 bis 20 m Mächtigkeit aufgeschlossen (Tafel 18, Figur 3). Die Nummulitenschichten unterscheiden sich vom höher oben folgenden Assilinengrünsand der Glarnerdecke durch Reichtum an kleinen, wasserklaren Quarzkörnern und durch reichliches Vorkommen von kleinen Nummulinen und Orthophragminen, ein Beweis, dass sie aus einem ursprünglich nördlicheren Faciesgebiet stammen. Wahrscheinlich sind diese Kreide-Eocänschuppen bei der Überschiebung der Glarnerdecke vom südlichen Teil der Griesstockdecke abgeschürft und nordwärts verschleppt worden.

4. Der Lochseitenkalk des Klausenpass-Claridengebietes.

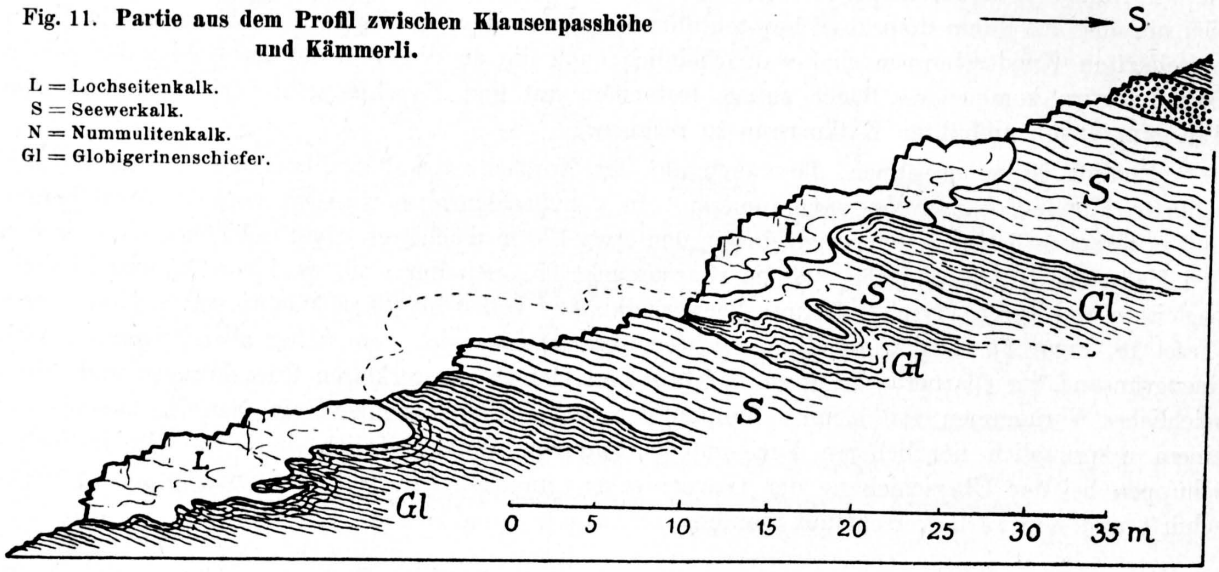
Als besonderes tektonisches Glied der Claridenkette wurde im vorstehenden wiederholt eine merkwürdige Kalkplatte erwähnt, die nach ihren tektonischen Erscheinungen mit der metamorphen Kalkbank übereinstimmt, die in den Glarneralpen meistens unter den grossen helvetischen Decken liegt und seit ARNOLD ESCHER VON DER LINTH unter dem Namen Lochseitenkalk bekannt ist. Tektonisch ist sie in unserem Gebiet als ausgewalzter Mittelschenkel der Axendecke aufzufassen. Nördlich vom Klausenpass und Schächental bildet sie die Unterlage der Trias der Ortstockkette und ist meistens nur 1—10 m mächtig, zwischen Klausenpass und Vorfrutt stellenweise auch völlig verquetscht. Auch das darunterliegende Eocän ist zwischen der Klausenpasshöhe und der untern Balm auf ein Band von wenigen Metern Mächtigkeit reduziert, so dass der Lochseitenkalk und der Malm der Griesstockdecke streckenweise (z. B. östlich von Niemerstafel) sich beinahe berühren. Südlich vom Klausenpass und Urnerboden, wo das Eocän über dem Malm der Griesstockdecke bedeutend mächtiger ist, schwillt auch der Lochseitenkalk an und erreicht über 20 m, am Grat zwischen Fisetenpass und Langfirn sogar bis 100 m Mächtigkeit. Hier ist er jedoch durch die Erosion grösstenteils abgetragen worden; bloss eine Anzahl kleinere Relikte und einige ausgedehntere Lappen (Kammlihörnli, Kämmerli, Nordabhang des Gemsfayrenstocks) sind davon erhalten geblieben und beweisen, dass er einst den ganzen Nordabhang der Claridenkette zwischen Kammlialp und Kammeralp in Form einer zusammenhängenden, mit 20—25° Neigung gegen NW fallenden Platte bedeckte. Die auffallend regelmässige Böschung, die dem grössten Teil dieses Abhanges eigen ist, ist durch den Verlauf dieser Lochseitenkalkplatte bedingt (Profile 15—18).

Wo das Hangende des Lochseitenkalks noch vorhanden ist, stellt seine Oberseite eine fast tischebene Fläche dar; seine Unterseite dagegen ist infolge intensiver Kleinfaltung ausserordentlich unregelmässig. Teils in zahlreichen rundlichen Ausbuchtungen und eckigen Zacken, teils in über 50 m lang ausgezogenen, südwärts geneigten Keilen dringt er in den liegenden Flysch oder zwischen die darin schwimmenden Kreidefetzen und Nummulitenbänke ein. Als Ganzes aber liegt die nordfallende Kalkplatte völlig diskordant auf den im allgemeinen südfallenden Schichten ihrer Unterlage. Besonders auffällig ist dies am Abhang südlich von der Klausenpasshöhe und auf dem Nordwestabhang des Kammerstocks (Figur 11).

Der Lochseitenkalk reicht heute nirgends mehr bis auf den Scheitel der Claridenkette. Am Nordabhang des Kammlistocks liegen seine obersten Reste südlich vom Kämmerli in etwa 2500 m Höhe. Unter dem Langfirn am Gemsfayrenstock endigt er in etwa 2600 m Höhe mit einem tief zwischen die verkehrte Kreideserie und die darüberliegenden Globigerinenmergel der Glarnerdecke

Fig. 11. Partie aus dem Profil zwischen Klausenpasshöhe und Kämmerli.

L = Lochseitenkalk.
S = Seewerkalk.
N = Nummulitenkalk.
Gl = Globigerinenschiefer.



eindringenden Kalkkeil. Wenn er aber der Mittelschenkel der Axendecke ist, so reichte er wahrscheinlich einst über die Kammlistockdecke hinweg bis auf den Scheitel der Claridenkette. Tatsächlich reicht denn auch keiner ihrer Gipfel über die südliche Fortsetzung der Überschiebungsfläche der Axendecke hinaus.

Abgesehen von dem Gebiet westlich von Käsernalp auf der Nordseite des Schächentales, wo nach W. Staub (**247**, p. 70) im Lochseitenkalk Schrattenkalk, Drusbergschichten und Nummulitenkalk vertreten sind, ist der Lochseitenkalk des Klausenpass-Claridengebietes bisher im ganzen als Malm betrachtet worden. Er ist jedoch niemals so dunkelgrau und dicht wie der Quintnerkalk und zeigt auch nicht den petrographischen Charakter des Korallenkalks oder des dynamometamorphen Schrattenkalks. Oft, z. B. am Abhang unter dem Langfirn, erinnert er an Öhrlikalk, ohne jedoch mit ihm übereinzustimmen. Er ist inwendig bald heller, bald dunkler grau, stets etwas spätig, undeutlich körnig, von splittrigem Bruch, in einzelnen dünnplattigen Lagen von bräunlichen Tonhäuten durchzogen. Fast überall enthält er unregelmässige, oft über meterlange Lagen bildende, porös anwitternde, dunkelgraue Kieselkonkretionen. Dieses Merkmal gestattet, ihn überall im Klausenpass-Claridengebiet mit Sicherheit vom Malm der Griesstockdecke, Öhrlikalk oder Schrattenkalk, zu unterscheiden. Am Nordabhang des Gemsfayrenstocks geht er nach unten überall ohne scharfe Grenze in ein dunkelgrau anwitterndes, grobschiefriges Gestein von einigen Metern Mächtigkeit über, das an schiefrige Drusbergschichten erinnert, jedoch der Austernschalen zu entbehren scheint. Das geologische Alter dieses Lochseitenkalks ist also noch nicht sicher festgestellt.

5. Phasen der Faltung.

Wie schon W. Staub und P. von Schumacher betont haben, lassen sich Form und gegenseitige Lage der tektonischen Einheiten der Claridenkette bloss verstehen, wenn man sich den Faltungsvorgang in mehrere aufeinanderfolgende Phasen zerlegt denkt. P. von Schumacher (**335,** p. 45/46) unterscheidet folgende Vorgänge:

1. Überschiebung der Hohen Faulendecke, der Griesstockdecke, der Glarnerdecke und der Kammlistockdecke.

2. Überschiebung der Axendecke. Dabei wurden die oberen Schichtglieder der Kammlistockdecke abgeschürft und nach N verschleppt.

3. Aufrichtung der Windgällenfalte. Dadurch wurden die südlichen Teile der Hohen Faulendecke und der Griesstockdecke steilgestellt und überkippt und letztere von ihrer Wurzel abgequetscht. Ebenso wurde dadurch die Glarnerdecke emporgehoben und etwas nach N vorgeschoben, wobei die Kammlistockdecke eingewickelt wurde.

4. Letzter Vorstoss der Axendecke, wobei die gegenwärtige regelmässige Überschiebungsfläche sich ausbildete und ihr Lochseitenkalk mit den Kreide- und Tertiärmassen der Kammlistockdecke verknetet wurde.

Trotz Annahme dieser Faltungsphasen lassen sich manche tektonische Erscheinungen der Claridenkette nur schwer begreifen. Schon der verkehrte und intensiv gefaltete Kreideschenkel des Stirngewölbes der Kammlistockdecke am Kammlistock ist eine höchst merkwürdige, ungewöhnliche Erscheinung. Man begreift, dass er bei der Aufrichtung der Windgällenfalte steilgestellt wurde, aber nicht, dass er so kompliziert gefaltet werden konnte. Sehr merkwürdig ist namentlich, dass in der obern Hälfte dieses liegenden Faltensystems die Muldenkerne in verkehrter Weise aus den ältesten Kreideschichten, in der untern Hälfte aber in normaler Weise aus oberer Kreide und Tertiär bestehen. Rätselhaft ist auch der gefaltete verkehrte Kreideschenkel an der Nordwestabdachung des Claridenstocks, da man sich nur schwer die ehemalige Lage des zugehörigen normalen Dogger-Malmkerns des Stirngewölbes vorstellen kann. Ganz unverständlich ist mir aber noch, wie sich aus dem Querprofil von Kammlistock und Claridenstock mit ihrem verkehrten und gefalteten Kreideschenkel dasjenige des Speichstocks und der Nordabdachung des Gemsfayrenstocks entwickeln soll, wo nach der Darstellung von P. von Schumacher (**335,** p. 42, und Tafel II, Profile IV und V) auf einmal die vor dem hoch aufgewölbten und gefalteten autochthonen Taveyannazsandstein nordwärts zur Tiefe steigende gefaltete Kreide der Kammlistockdecke ein in normaler Weise gefaltetes Faltensystem bildet, während sie am Claridenstock und Kammlistock als in verkehrter Lage gefaltet erscheint. Wie schon bemerkt, zweifle ich, ob der tiefste Kreidezug am Nordfuss des Gemsfayrenstocks und seine östliche Fortsetzung am Grat zwischen Fisetenpass und Kammerstock wirklich durch eine Synklinale mit der gefalteten Kreide in den höhern Teilen der Claridenkette verbunden ist, und bin eher der Ansicht, er gehöre zu den tektonisch verschürften Schuppen.

II. Die Glarnerdecke in der Glärnisch-Ortstockgruppe.

(Profile 9—14.)

Westlich von Linthal tritt auf einer Länge von $2{,}_5$ km eine auffällige graue Felswand von über 100 m Höhe aus dem breiten Wald- und Weidegürtel am Ostabhang des Ortstocks heraus (Tafel 18, Figur 3). Sie beginnt über der Terrasse der Fruttberge mit etwa 80 m hellgrauem, massigem Troskalk, der in den Runsen westlich über Linthal mit scharfer Rutschfläche auf den Globigerinenmergeln der Griesstockdecke ruht. Darüber folgen, wie man z. B. nördlich von der Strassenkehre bei P. 1120 m und bei der «Stichplatte» (Verbindungsweg zwischen Klausenstrasse und Nussbühl) feststellen kann, etwa 5 m Zementsteinschichten in Form von dunkeln Kalkbänken mit dünnen,

schwarzen Mergellagen, etwa 30 m Öhrlikalk, 5 m Valangienkalk, 15 m Kieselkalk, 10—15 m Drusbergschichten, in den obersten Lagen reich an verkieselten Austernschalen, 15—20 m Schrattenkalk, etwa 5 m Gault und 10—20 m Seewerkalk. Im Walde östlich von der Staldenrunse folgen über dem untern Schrattenkalk noch 4 m Orbitolinamergel und 5 m oberer Schrattenkalk. Auf der Terrasse von Nussbühl schliesst die Schichtreihe mit einigen Metern Assilinengrünsand und 20 bis 40 m eocänen Globigerinenmergeln ab.

Diese über die Griesstockdecke hinweggeschobene Schichtreihe besitzt, wie aus dem Nachfolgenden hervorgehen wird, ihre nördliche Fortsetzung in der Überfaltungsdecke, die als unterste der weit nach N geschobenen helvetischen Decken am Aufbau des Glärnisch und der Schildgruppe teilnimmt und von mir (**210,** p. 534) Glarnerdecke genannt worden ist, weil der Talgrund von Glarus in dieselbe eingebettet ist.

In der flach nordwärts gegen die Brummbachschlucht sinkenden Decke ist keine Faltung zu bemerken; dafür aber zeigt sie andere starke tektonische Störungen. In der Gegend der «Stichplatte» ist die ganze Schichtreihe von einer mit etwa 10° Neigung nordwärts ansteigenden Bruchfläche durchschnitten, auf welcher der südliche Gebirgsteil schuppenartig über den nördlichen hinübergeschoben worden ist, so dass der Öhrlikalk des südlichen Abschnitts auf den Drusbergschichten des nördlichen ruht. Diese Überschiebung gab Anlass zur Entstehung der Lücke in der Steilwand, durch die der Fussweg von Nussbühl zur Klausenstrasse hinuntersteigt. Etwa 200 m weiter im S, oberhalb der Strassenkehre bei P. 1120 m, fällt eine zweite annähernd senkrechtstehende Bruchfläche auf, längs welcher der südliche Gebirgsteil um etwa 10 m gehoben erscheint. Über dem westlichsten Teil der Fruttberge keilen der Malm und die untern Kreideschichten rasch nacheinander aus, so dass in der westlich von Sonnenberg herunterziehenden Staldenrunse von der ganzen Decke nur noch ein schwaches Wändchen von Seewerkalk und Nummulitenkalk und etwa 15 m Globigerinenmergel übriggeblieben sind. Bei Fritternalp Hinterstafel ist jedenfalls die Decke völlig verschwunden, da dort die Rauhwacke der Axendecke und die wildflyschartigen Schiefer des Daches der Griesstockdecke nahe zusammentreten.

Auch gegen N tritt eine starke Verquetschung der Decke ein. Bei den Häusern von Nussbühl bemerkt man an der äussern Terrassenkante unter dem Seewerkalk noch eine marmorisierte Schrattenkalkbank und einige Meter austernreiche Drusbergschichten; aber schon unter dem nördlichen Teil der Nussbühlterrasse sind untere und mittlere Kreide ganz verschwunden, so dass der Seewerkalk direkt auf dem Troskalk ruht. Prachtvolle Kleinfältelung des Seewerkalks und eine in seinen obern Teil eingefaltete schmale Synklinale von Assilinengrünsand sind weitere Zeichen der intensiven Bearbeitung, welche die Decke durch die Bewegungen der darüberliegenden grossen Überschiebungsmasse erlitten hat.

Nördlich von der Nussbühlterrasse, am obern Rand der Zillibach-Brummbachschlucht und unter der Terrasse von Braunwald, setzt sich die Nussbühlwand in Form einer 10—30 m hohen, hellgrauen Kalkmauer fort, die früher als der Lochseitenkalk der «Glarner Doppelfalte» angesehen wurde. Zu beiden Seiten der Zillibach-Brummbachschlucht ist die Mauer mindestens 30 m hoch. Sie ist stets mehr oder weniger dynamometamorph und zeigt besonders an der Basis die Knetstruktur des Lochseitenkalks. Am rechten Ufer des Zillibaches besteht aber ihr unterer Teil doch vorwiegend aus dunkelgrauem Kalk vom Aussehen des Quintnerkalks, während der oberste Teil dem Korallenkalk ähnlich ist. Im Schleimenwald hängt die Kalkmauer sichtbar mit dem Malm der Nussbühlwand zusammen. Ihr Hangendes ist im Zillibachgebiet leider unter mächtigem Schutt verborgen; allein am Nordrand der Brummbachschlucht wird die Malmbank unmittelbar von rostig anwitternden Liassandkalken bedeckt, die bereits zum System der Axendecke gehören. Unter dem südlichsten Teil der Braunwaldterrasse besteht also die Glarnerdecke bloss aus einer etwa 30 m mächtigen Malmbank.

Wenige hundert Meter weiter im N, an dem Fussweg, der nördlich von der Haslenruns von Linthal nach Braunwald hinaufführt, hat sich das Profil der Kalkmauer wesentlich geändert. Wir finden dort von unten nach oben (Figur 12):

1. Etwa 50 m Wildflysch, bestehend aus grauschwarzen, zum Teil etwas kalkigen, stark gequälten Mergelschiefern mit spärlichen Bruchstücken von kiesligem Kalk. Die Schieferung fällt durchschnittlich 30—40° gegen S.

2. 8—12 m blaugrauer Malmkalk, nicht sehr stark metamorph, doch ziemlich reich an unscharf begrenzten Calcitadern. Durch einen unregelmässigen, wellig und scharf begrenzten dünnen Keil von schwarzen Wildflyschmergeln wird an der Basis eine 1—2 m dicke Linse von der Hauptmasse der Kalkbank abgetrennt. Scharfe Grenze gegen

3. eine etwa 10 m mächtige Folge von 2—15 cm dicken, bräunlich anwitternden Kalkplatten, die durch meistens bloss 1—2 cm, im untern Drittel aber auch 10—15 cm dicke Lagen von schwarzem, zerriebenem Mergelschiefer voneinander getrennt sind. Der Kalk ist inwendig blaugrau, aber stark calcitisiert. Es muss sich um ein Gestein der untern Kreide (Valangienkalk bis Drusbergschichten), am ehesten Drusbergschichten handeln.

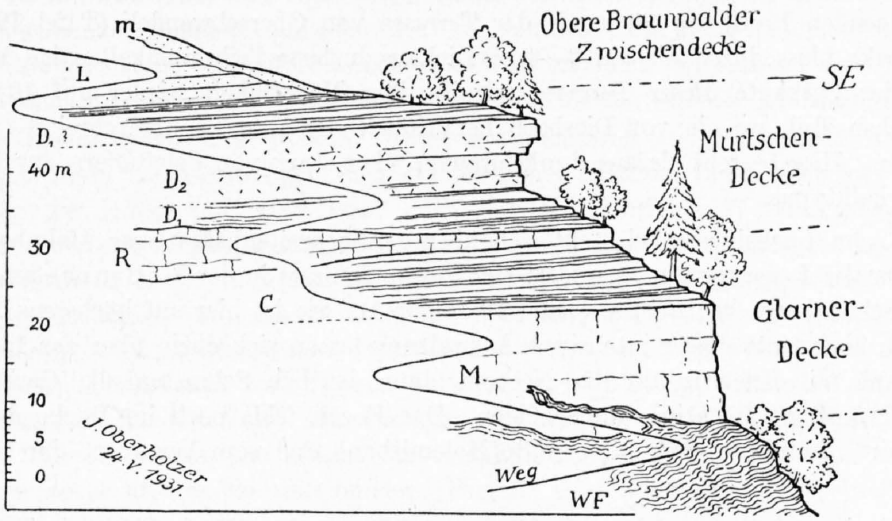


Fig. 12. **Profil durch Glarner- und Mürtschendecke am Weg von Stachelberg-Linthal nach Braunwald.**
R = Rötidolomit. D_1 = Unterer Dogger (Aalénien). D_2 = Dogger-Echinodermenbreccie (Bajocien). L = Lias. M = Malm. C = Untere Kreide. WF = Wildflysch. m = Moräne.

4. 4—6 m massiger, stellenweise auch deutlich in Bänke geteilter, stark von Klüften durchsetzter Kalk, durch Dislokationsmetamorphose in bläulichweissen Marmor umgewandelt. Das Gestein wittert stellenweise gelblich und staubig an und darf jedenfalls als Rötidolomit betrachtet werden.

5. 3—4 m schwarze, mehr oder weniger rostige Schiefer vom Typus der Opalinusschiefer des Doggers; dazwischen einige 20—40 cm dicke Bänke eines dunkelgrauen, etwas metamorphen, feinkörnigen, rostigen Kalksandsteins mit feinen, weissen Glimmerschüppchen und ziemlich vielen kleinen Pyritwürfelchen.

6. 6—8 m dickbankiger, im obern Teil massiger Kalk, hell bräunlich anwitternd, stark calcitisiert bis marmorisiert, in den weniger veränderten Teilen hell blaugrau; wahrscheinlich Dogger-Echinodermenbreccie, deren spätige Textur jedoch durch die Metamorphose verschwunden ist. In den untern Drittel ist ein bis 20 cm dicker Streifen von rostigen Mergeln vom Typus der Opalinusschiefer eingeschaltet.

7. 3—4 m Wechsellagerung von schwarzen, rostigen Opalinusschiefern mit rostigen tonigen oder kalkigen Eisensandsteinbänken mit kleinen Pyritwürfelchen. — Über der obersten rostigen Sandkalkbank sind etwa 1 m blauschwarze, weiche, ziemlich ebenflächige Schiefer mit feinen, weissen Glimmerschüppchen aufgeschlossen, die vielleicht noch zum Dogger, vielleicht aber

bereits zum Lias des Axendeckensystems gehören. Nach etwa 10 m Schuttbedeckung folgt am Wege und in einem Runsenbett dunkelgrauer, feinkörniger Liassandkalk des Axendeckensystems, glazial rundbucklig abgescheuert.

In der bloss 40—50 m mächtigen Schichtfolge zwischen dem Wildflysch und dem Lias des Axendeckensystems lassen sich also hier zwei im ganzen normalliegende Schichtreihen feststellen. Die Nummern 2 und 3, Malm und untere Kreide, bilden die Fortsetzung der Nussbühlwand und sind daher als dünn ausgewalzte Glarnerdecke aufzufassen. Die Nummern 4—7, Rötidolomit und Dogger, sind der stark reduzierte Rest einer höhern Decke, der Mürtschendecke [1]).

Der lochseitenkalkartige Malm der Glarnerdecke streicht, nordwärts allmählich sich senkend, unter der ganzen Terrasse von Braunwald durch bis ins Luchsingertobel hinein. Südlich von Erlenberg ist die Kreide in seinem Dache verschwunden. Über der calcitisierten Malmbank folgen dort etwa 5 m Rötidolomit und Rauhwacke, die als Mürtschendecke betrachtet werden können, darüber eisenschüssige Sandkalke und Schiefer des Lias des Axendeckensystems. Auch in dem 1 km weiter nordwärts folgenden Profil am Südrande der Terrasse von Oberschwendeli (Tafel 19, Figur 7) ist die Glarnerdecke bloss durch die auf 3—4 m Dicke reduzierte lochseitenkalkartige Malmbank vertreten. An der Ostkante dieser Terrasse schwillt ihre Mächtigkeit wieder auf 10—15 m, unter ihrem nördlichen Teil, wo ein von Diesbach heraufführender Weg sie überschreitet, auf über 20 m Mächtigkeit an. Hier besteht sie aus dunkelgrauem, aber stark von Calcitadern durchsetztem Kalk von Quintnerkalktypus.

Südlich vom Luchsingertobel stellt sich über der lochseitenkalkartigen Malmbank wieder die Kreide in normaler Lagerung ein. Sie lässt sich zum erstenmal in der Hellrunse am Südrande der Wiesen von Schlattberge beobachten (Tafel 19, Figur 1). Sie ist hier auf höchstens 15 m Mächtigkeit reduziert; aber trotz dieser intensiven Auswalzung lassen sich darin über der 12—15 m mächtigen Malmbank mit Knetstruktur das Neocom, dann deutlich Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk, letzterer 6—8 m mächtig, unterscheiden. Das Eocän fehlt noch im Dache der Kreide; der Seewerkalk wird direkt von einer dünnen Rötidolomitbank und vom Verrucano der Mürtschendecke überlagert.

Im Luchsingertobel, wo längs des Weges auf dem rechten Bachufer das in Tafel 19, Figur 6, dargestellte Profil sich lückenlos beobachten lässt, ist die Kreide bereits auf etwa 20 m angewachsen und durch alle Stufen vom Valangienkalk bis zum Seewerkalk vertreten; dazu gesellen sich noch Assilinengrünsand und Globigerinenmergel. Aber alle Schichtgruppen sind auf einen kleinen Bruchteil ihrer normalen Mächtigkeit reduziert und in hohem Grade metamorph. Der Seewerkalk hat seine flaserige oder knollige Struktur völlig eingebüsst und ist zu einem ebenflächig dünnplattigen, wachsartigen Kalk mit grauen Tonhäuten geworden. Auch der Schrattenkalk ist durch Clivage dünnplattig geworden und zum Teil in eine feinsplitterige Dislokationsbreccie zermalmt. Der Gault ist schiefrig gequetscht und von einem feinen Netzwerk von gelben Calcitäderchen durchsetzt. In dem sonst fossilreichen Assilinengrünsand konnte ich lange keine deutlichen Nummuliten sehen. Auf der Exkursion der schweizerischen geologischen Gesellschaft vom Jahre 1917 wurden darin zum erstenmal von Herrn Dr. A. Jeannet einige deutliche Exemplare von *Assilina exponens* gefunden. Am wenigsten hat, abgesehen von der Mächtigkeit, der Kieselkalk seinen ursprünglichen Charakter eingebüsst. Die unter dem Valangienkalk liegende 2—5 m mächtige «Lochseitenkalkbank» zeigt stellenweise prächtige Kleinfältelung. Aus der wellig unebenen Rutschfläche, mit der sie auf der Zone der Flyschsandsteine und Dachschiefer ruht, entspringt auf dem linken Bachufer die Luchsinger Schwefelquelle. Merkwürdig ist, dass auf dem rechten Ufer über der normalen Kreide-Eocänserie zunächst schwache, verkehrtliegende Reste von Assilinengrünsand und Seewerkalk und dann nochmals die normale Schichtreihe vom Schrattenkalk bis zu den Globigerinenmergeln folgen.

---

[1]) Die Quetschzone unter der Terrasse von Braunwald ist in der Geologischen Karte der Glarneralpen (360) einfach als Lochseitenkalk eingetragen, weil ich die Gliederung derselben in Glarnerdecke und Mürtschendecke erst in jüngster Zeit erkannte.

Diese sonst nirgends zu beobachtende Verdoppelung ist wahrscheinlich durch eine lokal ausgebildete Querfalte bedingt.

Nördlich vom Luchsingertobel (vgl. Tafel 16, Figur 1, und **155**, Tafel IV) setzt sich die Glarnerdecke am Ostfuss des Glärnisch in Form eines fast horizontal verlaufenden Gesimses bis nach Nidfurn fort, steigt dann unter der Terrasse von Leuggelen nordwärts gegen die Guppenruns an, wo sie unter den Trümmermassen des alten Guppensturzes verschwindet, und bildet von der Hansliruns an im Sockel des Vorderglärnisch nochmals auf 2 km Länge eine aus dem Abhang vorspringende Steilwand (Tafel 16, Figur 2). Auch hier zeigt die Decke überall die Wirkungen der tektonischen Quetschung durch die höheren Decken. Doch lässt nördlich vom Luchsingertobel die Intensität der Auswalzung allmählich nach. Die Mächtigkeit der Kreidestufen nimmt zu, die Gesteine nähern sich ihrer normalen Beschaffenheit, und Petrefakten werden deutlich erkennbar, so dass sich hier ihr geologisches Alter sicher feststellen liess. Beim Leuggelbachfall ist die Kreide bereits auf etwa 80 m, in der Felswand unter Gilbiberg auf 150 m angewachsen. Hier wurden im Jahr 1900 von S. Blumer (**154**) und von mir im Gault *Turrilites Bergeri* und andere für die Turrilitenschicht bezeichnende Cephalopoden gefunden. Im Schrattenkalk sieht man nördlich von Gilbiberg viele Requienienschalen, und der Nummulitenkalk ist schon in der ersten Runse nördlich vom Luchsingertobel und im Steinigerbach reich an deutlichen, oft verbogenen Assilinen.

Die Glarnerdecke gewinnt in diesem Gebiet noch dadurch an Mächtigkeit, dass sich ihre Schichtreihe nach unten vervollständigt. In den Bachrinnen zwischen Luchsingen und Leuggelbach stellen sich unter der Kreide nordwärts rasch nacheinander Quintnerkalk, Schiltkalk, Dogger und Rötidolomit ein. Letzterer zeigt sich zum erstenmal als dünne Bank im Steinigerbach; westlich von der Matt bei Nidfurn ist er am Bergfusse in über 20 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Als Liegendes der Glarnerdecke erscheinen in jenen Bachrinnen wieder die Flyschsandsteine und Dachschiefer. Besonders interessant ist, dass hier überall zwischen dem Flysch und der Deckenbasis eine 3—10 m mächtige, metamorphe Kalkbank vom Typus des Lochseitenkalks vorhanden ist. Infolge des Auskeilens der ältesten Schichten der Glarnerdecke verschmelzen schon in der Brändlenruns über dem nördlichen Teil des Dorfes Luchsingen der Lochseitenkalk und der obere Teil des normalen Malms der Glarnerdecke untrennbar miteinander. Hieraus folgt aber, dass die lochseitenkalkartige Bank an der Basis der Glarnerdecke im Luchsingertobel und südlich davon nicht unbedingt als metamorpher, normalliegender Malm der Glarnerdecke betrachtet werden darf; vielleicht ist sie ganz oder teilweise die Fortsetzung des echten Lochseitenkalkes des Gebietes nördlich von Luchsingen.

Am Vorderglärnisch (Tafel 17, Figur 3) zeigen Malm und Kreide der Glarnerdecke ähnliche Facies und Mächtigkeit wie etwa an der Gilbiwand bei Nidfurn. Die Schichtreihe reicht hier vielleicht bis in den Verrucano hinunter, ist aber der am Glärnischfuss angehäuften Schuttmassen wegen nur bis zum Quintnerkalk hinunter sichtbar. Ohne Zweifel ruht sie wie im S auf Flysch. Am Stöckli westlich von Glarus sind Malm, Kreide und Nummulitenkalk stark metamorph, durch Klüfte zerbrochen und oft bis zur Unkenntlichkeit von Calcitadern durchsetzt. Im obern Teil des Seewerkalks sieht man stellenweise ein förmliches tektonisches Gemenge von Seewerkalk und Assilinengrünsand.

Grössere Brüche und Faltungen sind in der Glarnerdecke der Glärnischkette nicht zu beobachten; einzig im «Langen Zug» am Südrande des Stöcklis bei Glarus scheint eine senkrechte Bruchfläche vorhanden zu sein, längs welcher der nördliche Gebirgsteil um etwa 80 m abgesunken ist, und etwa 400 m weiter im N bewirkt eine kleine, knieförmige Falte mit leicht überkipptem, gequältem Mittelschenkel abermals ein nördliches Absinken der Kreide um etwa 100 m (vgl. Tafel 17, Figur 3). Mit ziemlich starkem Nordwestfallen taucht die Decke westlich vom Stöckli unter die Bergsturzmassen, die den östlichen Teil des Klöntales erfüllen, und tritt an der Nordfront des Glärnisch nicht mehr zutage.

III. Tektonik der Schild-Mürtschengruppe.

1. Tektonische Übersicht.

(Profile 5—8.)

a) Die Glarnerdecke.

Um die Fortsetzung der Glarnerdecke auf der Ostseite des Linthtales kennenzulernen, untersuchen wir am zweckmässigsten zunächst den tektonischen Bau der Schildgruppe zwischen Sernftal, Walensee und Murgtal. Über den autochthonen Flyschsandsteinen und Dachschiefern, die von der Hausstockgruppe her nordwärts allmählich zur Tiefe sinken und im Ausgange des Sernftales bei der Lochseite zum letztenmal aufgeschlossen sind, liegt im südlichen Teil der Schildgruppe wie am Fusse des Glärnisch wieder eine normale Schichtreihe. Sie beginnt an den Abhängen nördlich vom untern Sernftal mit einer über 1500 m mächtigen Masse von rotem, grobklastischem Verrucano (Sernifit). Die Trias mit Melsersandstein, Rötidolomit und Quartenschiefer bildet namentlich die breiten, welligen Hochflächen von Fässisalp und Walenfässis und die gegen das Tälchen von Brandalp abfallenden Abhänge des Weisskammes, des Hechlenstocks und des Schaflägers. Darüber folgen am Schild Dogger und Malm und auf seiner Nordabdachung im Gebiet von Heubodenalp und Plattenalp die Kreide und das Eocän (Nummulitenkalk und Globigerinenmergel).

Obschon diese fast den ganzen Schild aufbauende Schichtfolge mit der Glarnerdecke des Glärnischsockels nirgends in sichtbarem Zusammenhang steht, darf sie doch mit Sicherheit als deren Fortsetzung betrachtet werden. Nicht nur ihre tektonische Lage über demselben autochthonen Flysch und mit derselben Lochseitenkalkbank als Basis lässt kaum eine andere Deutung zu; auch in facieller Beziehung zeigen die beiden Deckengebiete grosse Übereinstimmung. Zwar sind Malm und Kreide am Schild wesentlich mächtiger als in der Glarnerdecke am Glärnischfuss zwischen Nidfurn und Glarus, was grösstenteils eine Folge der intensiven Auswalzung ist, welche die Schichtreihe im Glärnischsockel erlitten hat. Hinsichtlich stratigraphischer Gliederung und Gesteinscharakter dagegen herrscht in beiden Gebieten fast völlige Übereinstimmung. Aus der Faciesvergleichung sind namentlich folgende Punkte hervorzuheben:

1. Am Schild wie im Glärnischfuss bei Nidfurn fehlt in der Rötigruppe die Rauhwacke; die ganze Schichtgruppe ist als kompakter Rötidolomit ausgebildet.

2. Die Zementsteinschichten bestehen am Schild wie im Sockel des Vorderglärnisch und in der Nussbühlwand bei Linthal aus einer weniger als 20 m mächtigen Folge von dünnen, tonigen Kalkbänken, die durch sehr dünne, schwarze Mergellagen getrennt werden.

3. Am Schild wie in der Glarnerdecke am Vorderglärnisch und bei Nidfurn fehlt der obere Schrattenkalk noch völlig, so dass der Albien-Gault transgressiv auf den Orbitolinaschichten liegt.

4. In beiden Deckengebieten sind die auf dem Seewerkalk transgredierenden Nummulitenschichten nur wenige Meter mächtig und als Assilinengrünsand ausgebildet.

Die Glarnerdecke der Schildgruppe sinkt, tektonisch stark gestört durch Brüche und kleine Falten, die später besprochen werden sollen, gegen WNW und verschwindet nördlich von Ennetbühls unter der Sohle des Linthtales (Tafel 21, Figur 3). Während nördlich vom Gipfelplateau des Schild, am grossen Schlafstein, auf Heubodenalp und im Kreide-Eocänfenster von Spannegg, die Decke bis ins Eocän hinaufreicht, fehlen weiter im S die jüngern Schichten, und zwar nicht infolge Abwitterung, sondern weil die Schichtreihe durch die Überschiebungsfläche einer höhern Decke schief abgeschnitten wird. So endigt die Glarnerdecke auf dem Gipfelplateau des Schild schon mit dem Quintnerkalk, und im südlichen Teil der Schildgruppe, am Weisskamm, auf Fässisalp und Walenfässis, ist über dem mächtigen Verrucano nur noch die Trias vorhanden.

Diese ältern Schichtgruppen setzen sich vom Schildgebiet aus auf der Südseite des Mürtschenstocks, langsam nach NE sinkend, bis an den Walensee fort. Der grobklastische Verrucano baut die Kette des Silberspitzes zwischen der Mürtschenalp und dem Murgtal, mit Ausnahme der Gipfel-

partien, und die untern und mittleren Teile der beidseitigen Wände des Murgtales auf. Die obere Grenze der Glarnerdecke wird in diesem Gebiete durch den Rötidolomitzug bezeichnet, der durch den Talboden der Mürtschenalp streicht, dann als langsam nordwärts sinkendes Band von Steinalp aus mitten durch die westliche Wand des Murgtales zieht und am Nordabhang des Kühmettler auf der Alp Weissbergen in grosser Fläche entblösst ist. Auf der Ostseite des Murgtales erscheint seine Fortsetzung in dem Rötidolomitband, das von der Alp Tobelwald gegen N absteigt und bei der Ziegelhütte westlich von Unterterzen das Ufer des Walensees erreicht. Etwa 2 km südlich vom Walensee stellen sich über diesem Rötidolomit noch die Quartenschiefer ein, auf der Ostseite des Murgtales als Unterlage des Dorfes Quarten, auf der Westseite im Tobel des Rötibaches. An letzterem Orte erscheinen darüber als oberste Schichtglieder der Glarnerdecke noch Dogger und Malm. Letzterer bildet das niedrige Felsband, das sich westlich über dem Weiler Erkelin erhebt und westlich von Tiefenwinkel ans Walenseeufer herabsteigt.

b) Die Mürtschendecke.

Kreide und Eocän der Glarnerdecke tauchen auf den Ennetbergen am Nordwestabhang des Schild, auf Heubodenalp und im Kessel von Spannegg unter eine neue mächtige, abermals normalliegende Schichtfolge. Sie beginnt südwestlich vom Spanneggsee am Fusse des Stelli mit 30—50 m mächtigem rotem Verrucanokonglomerat, das durch eine dünn ausgewalzte Kalkbank vom Typus des Lochseitenkalks von den liegenden Flyschmergeln getrennt ist. Darüber folgt am Stelli und am Fähristock die Trias mit Melsersandstein, Rauhwacke, Rötidolomit und Quartenschiefern. Dogger und Malm bauen dann Fronalpstock und Scheienstock und die Nordwestabdachung des Fronalpstocks auf, und am Neuenkamm und seiner Nordabdachung liegen darüber Kreide und Nummulitenkalk in Form einer mächtigen, gegen den Walensee und die Linthebene sich senkenden Gebirgsplatte (Tafel 21, Figur 3).

In dem Querriegel, der den Kessel von Spannegg von der Talstufe von Talalp trennt, sieht man die steil nordwestfallenden Malmbänke des Scheienstocks ohne Unterbruch in die Malmwände des Mürtschenstocks hineinstreichen, und nördlich vom Talalpsee hängt die Kreide des Neuenkamms mit derjenigen der Nordabdachung des Mürtschenstocks zusammen. Daraus folgt, dass auch dieser imposante Gebirgsstock und der damit zusammenbängende Alpfirzstock samt seiner gegen Mühlehorn sich senkenden Nordabdachung zu der neuen, über die Glarnerdecke hinweggeschobenen Decke gehören. Diese Decke kann daher passend die Mürtschendecke genannt werden.

Wie am Ostfusse des Fronalpstocks, so reicht auch auf der Südseite von Mürtschenstock und Alpfirzstock die Schichtreihe der Mürtschendecke durch Dogger und Trias mit mächtiger Rauhwacke bis in den Verrucano hinunter. Letzterer ist im westlichen Teil von Mürtschenalp wie am Fronalpstock nur etwa 50 m mächtig, schwillt jedoch gegen NE allmählich an und erreicht unter den Dreihörnern eine Mächtigkeit von 600 m. Am Nordfuss des Kühmettler sodann keilt er gegen NW sehr rasch zwischen dem Rötidolomit der Glarnerdecke und der Trias der Mürtschendecke aus. Schon in den Runsen, die vom Ostrande von Gäsialp dem Rötibach zueilen, sieht man die Quartenschiefer der Mürtschendecke auf den Doggerschiefern der Glarnerdecke ruhen. Im Gebiet der Gäsiberge keilen gegen N auch Quartenschiefer und Dogger der Mürtschendecke aus, so dass am Walenseeufer zwischen Tiefenwinkel und Mühlehorn der Malm der Mürtschendecke auf demjenigen der Glarnerdecke sitzt.

Da die Überschiebungsfläche zwischen Mürtschendecke und Glarnerdecke südwärts in die Höhe steigt, ist südlich von Fronalpstock, Fähristock und Mürtschenstock die Mürtschendecke im Gebiet der Schildgruppe grösstenteils durch die Erosion abgetragen worden. Nur wenige klippenartig auf der Glarnerdecke sitzende Reste sind hier von ihr übriggeblieben. Dazu gehören die drei auf dem Malm des Schildplateaus ruhenden Schildgipfel (Tafel 21, Figuren 2, 3, 5 und 6), nämlich die aus einer etwa 20—25 m dicken Linse von rotem Verrucanokonglomerat, aus Trias, Dogger und Schiltkalk bestehende Siwelle, der aus Dogger und Schiltkalk aufgebaute hintere Schildgipfel (2302 m) und der aus Rauhwacke und Rötidolomit bestehende Kegel des Schildtristli (2286 m); ferner der

etwa 40 m hohe, auf den Quartenschiefern der Glarnerdecke ruhende Gipfelgrat des Schwarzstöcklis und der vorwiegend aus violettroten Verrucanoschiefern bestehende, mit scharfer Rutschfläche diskordant auf Quartenschiefer und Rötidolomit sitzende, fast 2 km lange Bergkamm Heustock-Höchgrat-Gufelstock (Tafel 22, Figur 2), in der Bergkette zwischen der Mürtschenalp und dem obern Murgtal der Gipfel und die Westabdachung des Etscherzapfens und die Gipfelpartien der beiden Hochmättli und des Silberspitz. Die dunkelroten Verrucanoschiefer dieser Erosionsrelikte der Mürtschendecke stehen hier wie am Gipfel des Gufelstocks in auffälligem Kontrast zu dem dickbankigen, grobklastischen Sernifitkonglomerat der liegenden Glarnerdecke. Die Überschiebungsfläche zwischen den beiden Decken ist am Westabhang des Grossen Hochmättli klar aufgeschlossen. Während die Schieferung in der Mürtschendecke flach gegen S fällt, sinken die Sernifitbänke der Glarnerdecke mit 20—25° Neigung gegen NW und werden durch die Überschiebungsfläche gegen S unter spitzem Winkel allmählich abgeschnitten (Tafel 23, Figur 8).

Besonders wichtig ist die Tatsache, dass unter Verrucano oder Trias der Mürtschendecke stark ausgewalzte Schichten jüngerer Gesteine vorhanden sind, die kaum anders denn als Reste eines verkehrten Mittelschenkels zwischen Glarner- und Mürtschendecke betrachtet werden können. Unter der vom Schildplateau her 15—20° steil gegen NW fallenden Überschiebungsfläche liegt an den Abhängen des Fähristocks und unter dem Stelli eine malmartige, an den Lochseitenkalk der Glarnerdecke erinnernde, metamorphe Kalkbank von wechselnder Mächtigkeit (Tafel 21, Figur 3, Tafel 23, Figuren 6 und 7). Sie ist am Ostfusse des Stelli und unter dem Fronalppass meistens 5—8 m, stellenweise auch nur 1—2 m dick und schwillt gegen die Südecke des Heustöckli auf wohl 25 m Mächtigkeit an. Sie ist stets mehr oder weniger calcitisiert, am Heustöckli sogar in gelblichen Marmor umgewandelt, häufig nach allen Richtungen von Kluftflächen durchsetzt und stellenweise, z. B. südlich vom Fähristock, in eine feinsplittrige Dislokationsbreccie zerbrochen. Südlich von Heustöckli und Fähristock, ebenso westlich von Plattenalp am Fusse des Stelli erscheint zwischen dem «Lochseitenkalk» und den liegenden Globigerinenmergeln der Glarnerdecke eine oft nur 1—2 m dicke, stellenweise aber auf 5—6 m anschwellende Lage von gequetschtem, bisweilen kleingefälteltem Seewerkalk. Am Nordostfuss des Stelli ist an einer Stelle auch eine mehrere Meter dicke, verkehrtliegende Rötidolomitbank zwischen Lochseitenkalk und Verrucano eingeschaltet. Vom Ostabhang des Fähristocks aus setzt sich die verkehrte Schichtfolge auch in die kleine Steilwand hinein fort, die den Talkessel von Plattenalp im S begrenzt. Die unter metamorphem Malmkalk hervortretende Seewerkalkbank ist dort mehrere Meter mächtig, stellenweise noch von verkehrtliegendem Neocom bedeckt und an der Basis von Resten von Assilinengrünsand begleitet.

Südöstlich vom Fähristock hängt die lochseitenkalkartige Malmbank mit dem mächtigen Malm der Glarnerdecke zusammen und lässt sich nicht leicht gegen denselben abgrenzen. Eine etwa 100—150 m östlich vom Fuss des Fähristockgipfels nordostwärts gegen das P des Wortes Plattenalp verlaufende flache Terrainfurche scheint die Grenze zwischen dem stark metamorphen, brecciösen Lochseitenkalk und dem weniger veränderten Quintnerkalk der Glarnerdecke zu bilden. Gegen die Siwelle hin scheint die metamorphe Malmbank rasch auszukeilen. Im südlichen Teil der Schildgruppe fehlt sie völlig; dagegen kommen hier an einer Stelle ältere Schichten als Reste eines verkehrten Mittelschenkels zwischen den beiden Decken vor. Am Nordfuss des Heustocks erscheinen über den Quartenschiefern der Glarnerdecke 3—4 m quarzreiche Eisensandsteine des Doggers mit schwarzen Schieferlagen und etwa 4 m Rötidolomit, darüber dann der Verrucano der Mürtschendecke. Dem Nordwestfuss des Heustocks entlang ist der verkehrte Dogger bis in die Nähe der Lücke zwischen Heustock und Hechlenstock (2320 m) aufgeschlossen; der verkehrte Rötidolomit dagegen keilt hier rasch aus, tritt aber dem Ostfusse des Heustocks entlang noch einige hundert Meter weit zutage, gegen den hangenden Verrucano stets durch eine tischebene Rutschfläche begrenzt [1]). Weiter im S fehlen solche Mittelschenkelreste; der schiefrige Mürtschendeckenverrucano des Höchgrates ruht mit ebener Rutschfläche bald auf den Quartenschiefern, bald auf dem Rötidolomit und schliesslich unter dem Gipfel des Gufelstocks auf dem grobklastischen Verrucano der Glarnerdecke (vgl. Tafel 22, Figur 2).

[1]) Diese verkehrten Schichten sind leider in der Geologischen Karte der Glarneralpen (360) nicht eingetragen.

Der Lochseitenkalk bleibt vom Südfuss des Fronalpstocks an auf Mittel-Fronalp und auf den Ennetbergen unter Moräne verborgen, erscheint aber nochmals nahe über der Sohle des Linthtales über der Terrasse von Krähenberg nördlich von Netstal (Tafel 21, Figur 1, und Tafel 23, Figur 7). Die etwa 10 m mächtige metamorphe, malmartige Kalkbank bildet die Oberkante einer nordwärts absteigenden, niedrigen Felsstufe und wird, wie man in einem Fusspfad und einem Runseneinschnitt nordöstlich von Krähenberg sehen kann, eine Strecke weit von einer 3—5 m mächtigen Reibungsbreccie bedeckt, bestehend aus pulverig zerriebener Rauhwacke und Resten von Quartenschiefern und Doggerschiefern, die zum Teil zu einer lehmartigen Masse zerdrückt sind. Über dieser Reibungszone liegt nördlich von Krähenberg die normale Schichtreihe der Mürtschendecke, beginnend mit Dogger-Echinodermenbreccie, Eisenoolith und Schiltkalk. Weiter im S aber erscheint in allen Aufschlüssen im Gebiet von Hell, Müller, Egg und Bühler eine 30—50 m mächtige, feinsplitterige Malmdislokationsbreccie. Östlich von Krähenberg ist diese Breccie an einer Stelle wenige Meter über der zerriebenen Trias aufgeschlossen, und im Walde nördlich von Hell sieht man sie in einer kleinen Felswand nach oben allmählich in den kompakten normalen Quintnerkalk übergehen. Aus diesen Beobachtungen darf man schliessen, dass die umfangreiche Malmbreccie nicht den verkehrtliegenden «Lochseitenkalk» darstellt, sondern bereits zur normalen Schichtreihe der Mürtschendecke gehört [1]). Die schönsten Aufschlüsse zeigt die Breccie südlich von Obloch, wo sie auf dem Nordufer des Schlattbaches eine bis 50 m hohe Wand aufbaut, die noch die primäre Schichtung deutlich erkennen lässt und im Bachbett mit tischebener Rutschfläche auf dem Quintnerkalk der im nächsten Abschnitt besprochenen verkehrten Schichtserie aufruht.

Als ein Stück des verkehrten Mittelschenkels ist wohl auch der Seewerkalk zu betrachten, der auf den Ennetbergen im Gebiet von Schwändi und Grossberg auf weiter Fläche den Flyschmergeln der Glarnerdecke aufliegt. Im Walde südlich von Schwändi wird der 5—8 m mächtige Seewerkalk noch von etwa 10 m Schrattenkalk bedeckt (Tafel 21, Figur 3).

c) Die verkehrte Malm-Kreidemasse am Westfuss des Fronalpstocks.

Mit den verkehrten Schichten an der Basis der Mürtschendecke steht auch die merkwürdige verkehrtliegende Schichtmasse in Verbindung, die zwischen Alpenbrückli (Elggisbrücke der Karte) und der Terrasse von Krähenberg auf einer Länge von $2{,}_5$ km bis zur Terrasse von Matten-Otschlag hinauf den Fuss des Fronalpstocks aufbaut (Tafel 21, Figur 1). Sie beginnt nördlich von Krähenberg unter der oben erwähnten Lochseitenkalkbank mit etwa 30 m mächtigen Globigerinenmergeln, die sich in flachem Bogen über das Malmfenster von Krähenberg hinüberlegen und 1 km weiter im S, gegenüber der Station Netstal, auf 80—100 m angewachsen, wieder unter die Talsohle tauchen. Darüber folgen dort etwa 8 m Assilinengrünsand und dann in verkehrter Lage die ganze Kreideserie und der Malm mit mächtigem Korallenkalk, der in dem grossen Steinbruch am Nordfuss des Elggishügels ausgebeutet wird, und mit typischem Quintnerkalk, der den Scheitel und den Südabhang des Elggis bildet und am Westrand des Tälchens von Otschlag die Schichtreihe oben abschliesst. Eocän, Kreide und oberer Malm fallen 20—25° gegen SE, liegen also diskordant zu der darüber folgenden Lochseitenkalkbank und werden von derselben oder von der darüber folgenden Malmbreccie unter der Terrasse von Obloch der Reihe nach abgeschnitten, so dass nördlich von Krähenberg von der ganzen Schichtreihe nur noch 10 m Seewerkalk und gequetschte Linsen von Nummulitenkalk übriggeblieben sind. Im S endigt der Quintnerkalk in der «Bachseliruns» nördlich von Alpenbrückli mit unklarer, durch Klüftung und Rutschflächen zerrütteter Schichtung, während oben am Westrande der Terrasse von Otschlag der Malm deutlich gegen NW fällt.

Besonders interessant ist, dass zwischen diesem Malm und den Flyschmergeln der Glarnerdecke zwischen Otschlag und der Mündung der Bachseliruns eine fast ununterbrochene, dünngequetschte Lage von Seewerkalk vorhanden ist, offenbar als Fortsetzung des verkehrten Seewerkalks, den wir höher oben bei Grossberg auf den Ennetbergen und auf Heubodenalp zwischen dem

[1]) Dieser Übergang spricht auch gegen die Ansicht von G. Freuler (**324**, p. 88), diese Breccien seien die Überreste eines interglazialen Bergsturzes.

Flysch und dem «Lochseitenkalk» gefunden haben (Tafel 21, Figur 3). Er hängt unter der Talsohle wahrscheinlich mit dem verkehrten Seewerkalk unter dem Lochseitenkalk von Krähenberg zusammen. Es liegt daher am nächsten, die ganze verkehrte Malm-Kreidescholle Elggis-Matten-Krähenberg als eine Anschwellung des verkehrten Mittelschenkels zwischen Glarner- und Mürtschendecke zu betrachten, obschon die annähernd normale Mächtigkeit der einzelnen Schichtgruppen Bedenken erregt. Mit unserer Auffassung steht auch die Tatsache im Einklang, dass die verkehrte Schichtreihe auch hinsichtlich ihrer Facies als Bindeglied zwischen Glarner- und Mürtschendecke erscheint. Namentlich ist hervorzuheben, dass der obere Schrattenkalk bereits durch 4—5 m hellgrauen Kalk vertreten ist, während er in der Glarnerdecke von Schild und Glärnisch noch völlig fehlt.

d) Das Netstaler Malmfenster.

Schwierig zu beurteilen ist die tektonische Stellung des Malms, der bei der Linthbrücke unterhalb der Station Netstal aus dem Talgrunde auftaucht, dann in Form eines flachen, etwa 100 m über die Talsohle sich erhebenden Gewölbes unter den Terrassen von Schlatt und Krähenberg durchzieht und nordwärts unter Schuttbildungen wieder zur Tiefe sinkt (Tafel 21, Figur 1). Besonders merkwürdig ist, dass dieser Malm nicht von Kreide bedeckt ist. Sein Hangendes ist das oben erwähnte, unter der verkehrten Malm-Kreideserie von Elggis-Krähenberg liegende Eocänband. Der Kontakt mit demselben ist freilich fast überall durch Schutt verhüllt; einzig am Südende ist er zwischen dem «Schlattstein» und der Linthbrücke am Fusswege eine Strecke weit aufgeschlossen. Dort entdeckt man an einer Stelle zwischen dem blaugrauen, ziemlich metamorphen Quintnerkalk und den Globigerinenmergeln einen bloss etwa $0{,}_5$ m dicken Streifen von stark gequetschtem Seewerkalk und an einer andern Stelle schwache Reste eines glaukonitischen Gesteins, das wahrscheinlich als deformierter Nummulitenkalk betrachtet werden darf.

Diese Erscheinungen beweisen, dass der Kontakt des Malm mit dem hangenden Eocän kein stratigraphischer, sondern ein tektonischer ist. Kreide und Eocän, die auch hier einst in normaler Folge den Malm bedeckten, sind tektonisch weggeschürft oder verquetscht worden.

Man könnte vermuten, man habe es hier mit einer besonders hoch emporgestauten autochthonen Falte zu tun. Allein in diesem Falle würde der Malm wahrscheinlich oben mit Korallenkalk abschliessen, und als sein Hangendes wären keine Reste von oberer Kreide und Assilinengrünsand zu erwarten. Das Autochthone liegt hier, in der Nähe des Alpenrandes, wahrscheinlich in viel grösserer Tiefe. Näher liegt es, an eine Fortsetzung der Glarnerdecke zu denken, die 2 km weiter im S noch als mächtige Schichtfolge vorhanden ist. Schwer verständlich bleibt aber auch bei dieser Annahme, warum Kreide und Nummulitenkalk über dem Malm fehlen und wohin diese Schichten gekommen sind.

Die Terrainfurche, welche die Schlatt-Terrasse von der etwa 70 m höher liegenden Terrasse von Krähenberg trennt, ist durch einen in der geologischen Karte (**360**) fehlenden, von G. Freuler (**324,** 1925, p. 162) erwähnten Bruch bedingt, der nach SE streicht und nicht nur das Netstaler Malmfenster, sondern auch die darüberliegende verkehrte Kreide unter der Terrasse von Obloch durchschneidet. Dass hier wirklich ein Bruch vorhanden ist, erkennt man leicht am Steilhang unter dieser Terrasse, wo die Basis des Seewerkalks des nördlichen Gebirgsteiles mit dem mittleren Teil des Schrattenkalks der Südseite in gleicher Höhe liegt. Die Sprunghöhe des Bruches mag 50—70 m betragen.

e) Die Säntisdecke.

Über dem Eocän, mit dem die Mürtschendecke auf dem Nordwestabhang des Neuenkamms endigt, folgt nochmals eine normale Serie älterer Gesteine, die jedoch erst mit der Kreide beginnt und nur ihre ältern Stufen, Valangienmergel, Valangienkalk und Kieselkalk, umfasst. Die jüngern Schichten sind völlig abgetragen worden. Das Ganze bildet eine 4 km lange und $2{,}_5$ km breite Gesteinstafel, die annähernd konkordant mit der Mürtschendecke mit etwa 20^0 Neigung gegen NW fällt und die Unterlage der Neuenalp bildet (Tafel 3, Profil 7). Ihre Valangienmergel ruhen mit

einer Überschiebungsfläche unmittelbar auf dem glaukonitreichen Nummulitenkalk der Mürtschendecke, der ringsum unter dem Erosionsrand der Kreidetafel zutage tritt. Die Schichtreihe ist ein von der Erosion verschont gebliebener Rest einer neuen grossen Decke, der Säntisdecke, deren Hauptgebiet ausserhalb der Schildgruppe liegt. Dass sie tektonisch nicht mit der Mürtschendecke zusammenhangen kann, ergibt sich schon aus der Tatsache, dass ihre Kreide in einer neuen, von derjenigen der Mürtschendecke stark abweichenden Facies ausgebildet ist. Als besonderes Kennzeichen derselben erwähnen wir hier bloss das erste Auftreten von mächtigen Valangienmergeln mit *Exogyra Couloni* und *Alectryonia rectangularis*.

2. Besondere tektonische Erscheinungen der Glarnerdecke.

a) Falten und Bruchüberschiebungen.

Im südlichen Teil der Schildgruppe, westlich vom Widersteinerloch und Murgtal, sinkt die gewaltige Verrucanomasse der Glarnerdecke mit schwachem Gefälle und einigen flachwelligen Verbiegungen gegen NW. Vom Westrande von Fässisalp an, am Westabhang von Hechlenstock und Weisskamm dagegen fällt sie mit der darüberliegenden Trias steil gegen NW, und ebenso sinken am Schild die Jura- und Kreideschichten mit wechselnder Steilheit gegen das Linthtal. Die Glarnerdecke der Schildkette stellt also, als Ganzes genommen, ein breites Gewölbe mit flachliegendem Südostschenkel und steilgestelltem Nordwestschenkel dar (Tafel 3, Profil 8). Sehr auffallend ist, dass die Grenzlinie von flacher und steiler Schichtlage, also gleichsam die Axe dieses Gewölbes, nicht normal SW—NE, sondern steil gegen N (20—25° NE) streicht und nicht horizontal liegt, sondern mit etwa 12° Neigung gegen S sinkt. Das anormale Nordnordoststreichen ist eine Eigentümlichkeit fast aller tektonischen Formen der Glarnerdecke der Schildkette.

Die Gewölbeform des Schildgewölbes ist durch viele kleinere und grössere Faltungen und Brüche stark gestört. Am Südrande der grossen Rötidolomitfläche von Fässisalp sieht man nördlich von der Hütte 1854 m den Rötidolomit drei kleine, wellenförmige, zum Teil gegen NW überliegende Falten bilden, und am Westfusse des Gufelstocks sind Rötidolomit, Melsersandstein und Verrucano zu einer gegen NW geöffneten Synklinale zusammengebogen, deren überkippter Südostschenkel oben durch die Überschiebungsfläche der Mürtschendecke abgeschnitten ist. Diese Falten setzen sich nordostwärts durch das Plateau von Fässisalp hinauf fort. Ein Querprofil durch die Trias im mittleren Teil des Plateaus zeigt westlich von der vorhin erwähnten Synklinale zunächst zwei flache Rötidolomitgewölbe, getrennt durch Quartenschiefermulden, in welche die kleinen Seen im obersten Teil des Plateaus eingebettet sind. Westlich vom obersten See folgt nochmals ein etwa 50 m breiter Quartenschieferstreifen, der sich vom Südfuss des Heustocks aus etwa 600 m weit nach SW verfolgen lässt und den Kern einer überkippten, mit 25—30° Südostfallen in den Rötidolomit eingeklemmten Mulde darstellt. Ihre nordöstliche Fortsetzung ist wahrscheinlich die flachliegende Quartenschiefermulde, die am Ostfuss des Schwarzstöcklis aufgeschlossen ist und von einem deutlichen Rötidolomitgewölbekopf mit verquetschtem Mittelschenkel überlagert wird (Tafel 22, Figur 2)[1]).

Weit stärkere Störungen weist der gegen das Linthtal abfallende Nordwestschenkel des grossen Schildgewölbes auf. Am Gipfel des Schaflägers liegt die Trias noch annähernd horizontal, biegt dann aber zu 20—30° Westsüdwestfallen um und baut nun den ganzen über 1000 m hohen Abhang bis zum untern Rand der steilen Terrasse von Holzbort auf. Man beobachtet an diesem Abhang einen viermaligen Wechsel von Rötidolomit und Quartenschiefer, was auf einen komplizierten tektonischen Bau schliessen lässt. Ich vermochte bisher kein völlig klares Bild dieser Tektonik zu gewinnen; doch lässt sich gestützt auf die Aufschlüsse am Nordabhang des Schaflägers und im Milchbach darüber folgendes sagen: Das dicht unter dem Rötidolomit des Schaflägergipfels durchziehende zweitoberste Quartenschieferband darf als Fortsetzung der oben erwähnten überkippten Quartenschiefermulde von Oberfässis betrachtet werden. Dicht südlich vom Verbindungsweg zwischen Alpeli und Fässisalp ragt ein kleines, liegendes Rötidolomitgewölbe in diese Quartenschiefermulde

[1]) Diese Quartenschiefermulden sind in der Geologischen Karte (360) ungenügend oder gar nicht dargestellt.

hinein. Die untere der beiden so entstehenden Teilmulden liegt, wahrscheinlich infolge eines Bruches, zum Teil diskordant auf den Schichtköpfen des liegenden Rötidolomits. Tiefer unten am Abhang wird dieser Rötidolomit wieder von einem etwa 20° E fallenden Bruch durchschnitten, so dass auf seinen abgeschnittenen Schichtköpfen die Schiefer des dritten breiten Quartenschieferbandes ruhen. Der unter dieser Quartenschieferzone liegende Rötidolomit, der in einem langen Felsbande aus dem Walde über der Terrasse von Holzbort herausleuchtet, gehört einem liegenden Gewölbe an. Der dazugehörende Verrucanogewölbekern ist östlich von Brand im Bett des Milchbaches aufgeschlossen und liegt dort auf 20—30° S fallendem, verkehrtliegendem Rötidolomit. Der darunter folgende Quartenschiefer, der die hohe Terrasse von Holzbort aufbaut und an deren unterem Rande wie im Tobel des Milchbaches wieder normal auf Rötidolomit liegt, bildet den Muldenkern der liegenden Falte, woraus sich seine auffallende Mächtigkeit erklärt.

Der Scheitel des grossen Verrucanogewölbes der Schildgruppe streicht gerade unter der Lücke zwischen Heustock und Hechlenstock (2320 m) durch. Der Rötidolomit ist westlich von dieser Lücke am Gipfel des Hechlenstocks zu einem etwas gegen NW geneigten Gewölbe zusammengeschoben, bildet dann am Kamm des Berges eine flache Mulde und biegt hierauf steil gegen das Tälchen von Alp Beglingen hinunter. Dieser steil gegen W sinkende Schenkel wird in zirka 2050 m Höhe von einem etwa 20° nach E fallenden, nordsüdstreichenden Bruche durchschnitten. Das darunterliegende Gebirge ist um etwa 50 m nach W vorgeschoben, so dass zu beiden Seiten des Verrucanofensters oberhalb Alp Beglingen die Rötidolomitschichtenköpfe des oberen Gebirgsteiles auf dem Verrucano des untern Gebirgsteiles ruhen (Tafel 22, Figur 6). Merkwürdig ist, dass am Westabhang des Hechlenstocks, etwa 60 m unter seinem Kamme, ein schmaler Streifen von Quartenschiefer in den Rötidolomit eingeschaltet ist, obschon ich dort bisher weder eine Muldenumbiegung noch eine Bruchüberschiebung bemerken konnte (Tafel 22, Figur 1).

Am Westabhang von Hechlenstock und Weisskamm fallen die Triasschichten im Maximum 50—60° steil gegen WNW und biegen dann, wie die Rötidolomitaufschlüsse bei Äugsten beweisen, unter dem Bergsturz von Alp Beglingen muldenförmig zu 20—30° Westnordwestfallen um. Nordwärts gegen die Roterdfurkel aber nimmt der Nordwestschenkel des Weisskammgewölbes allmählich eine steilere Stellung an. Rötidolomit und Quartenschiefer desselben sind auf der Nordseite der Furkel sogar etwas gegen NW überkippt, und am Ostrand des «Kühtälis», das von dieser Furkel zur Mürtschenfurkel (1848 m) absteigt, fallen sie durchschnittlich 70—80° steil gegen WNW. Dogger und Malm, die sich nun über der Trias eingestellt haben, sind am Westrande dieses Tälchens zu kleinern, übereinanderliegenden Falten zusammengeschoben. So beobachtet man im mittleren Teil des Tälchens eine etwa 50 m hohe Falte mit reduziertem Mittelschenkel, spitz ausgezogenem Doggergewölbekern und kleinen, knieförmigen, sekundären Dogger-Malmfalten im Gewölbeschenkel (Figur 13). Am untern Ende des Tälchens folgt im steilgestellten, wellig verbogenen Malm und Dogger nochmals eine stark ausgeprägte, nach NW geöffnete Synklinale. Hier keilen Trias, Dogger und Schiltkalk, vielleicht infolge Verquetschung im überkippten Schenkel dieser Mulde, vielleicht infolge eines Bruches, rasch nacheinander aus, so dass der plötzlich stark nach E vorspringende Malm in der Nähe der Mürtschenfurkel mit dem Verrucano in Berührung kommt. Nur einige dünngequetschte Reste von Rötidolomit sind zwischen Malm und Verrucano erhalten geblieben.

Der mächtige Malm, auf den die drei Schildgipfel aufgesetzt sind, gehört zum flach gegen das Linthtal fallenden Nordwestflügel der Äugsten-Roterdmulde. Daher liegen die Malmschichten an der Schiltwand, mit der das Gipfelplateau gegen S abbricht, fast horizontal, beginnen aber im westlichen Teil mit sanfter Biegung gegen NW zu fallen. Im obersten Teil dieser Wand bemerkt man eine kleine, gegen NW geneigte Falte, wahrscheinlich eine Schubwirkung der nahe darüber folgenden Mürtschendecke. Der östliche Teil der Schiltwand wird von mehreren fast senkrechten, gegen NW streichenden Querbrüchen durchschnitten, die zur Folge haben, dass der am Fusse der Wand noch aufgeschlossene Schiltkalk westwärts staffelförmig zur Tiefe sinkt (Tafel 21, Figur 6).

Der Malm des Schiltgipfelplateaus endigt im NW an einer Bruchfläche, die etwa 30° steil nach SE ins Gebirge hineinsinkt. Ihr Ausgehendes verläuft als schon aus der Ferne auffällige Linie vom oberen Rand der «Stockblanke» am Westende der Schiltwand über das obere Ende der Rässegg

hinweg in die Lücke zwischen dem Grossen Schlafstein (2063 m) und dem Schildgipfelplateau hinein und streicht dann dem oberen Rand der Heubodenalp entlang fast horizontal und geradlinig nach NE. Unter dieser Bruchfläche fallen in der Schlafsteinlücke Globigerinenmergel und Nummulitenkalk und südlich davon die Schichten der gesamten Kreide mit welligen Verbiegungen steil nach NW und werden oben durch den Malm des Scheitelplateaus abgeschnitten. Dieser Malm ist um etwa 500 m über Kreide und Eocän hinweg gegen NW vorgeschoben, so dass z. B. der Schiltkalk der Schiltwand in gleicher Höhe liegt mit dem Korallenkalk des unter dem Bruch liegenden Gebirges (Tafel 21, Figuren 2, 3 und 5).

Entsprechend seiner grossen Sprungweite schneidet dieser obere Rässeggbruch tief in den Gebirgskörper hinein. Zur südlichen Fortsetzung der Bruchfläche gehört der etwa 40 m hohe Ostabhang der «Holzfluh», des Malmrückens, der das Bergsturztrümmerfeld von Alp Beglingen im W begrenzt. Die Schichtköpfe seiner steil nordwestfallenden Malmschichten sind auf seiner ganzen

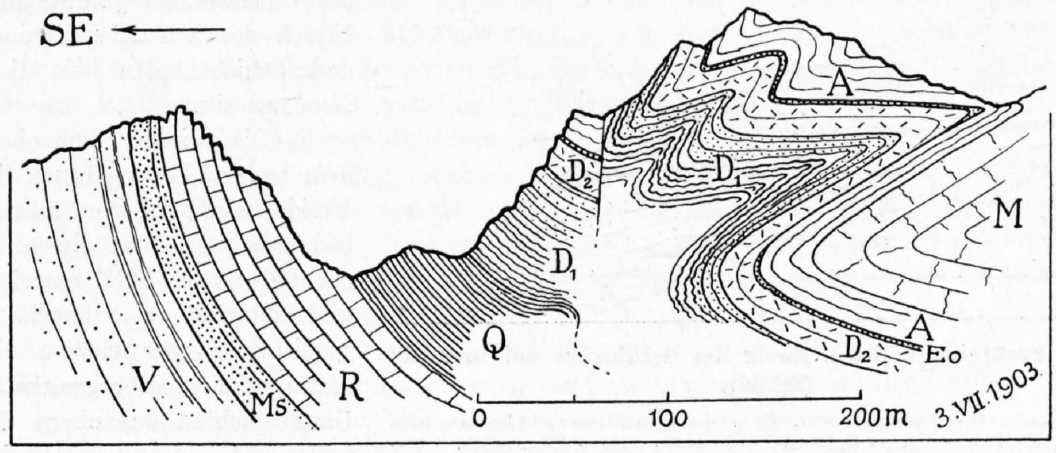


Fig. 13. **Profil durch den mittleren Teil des Tälchens zwischen Roterd und Mürtschenfurkel.**

V = Verrucano. Ms = Melsersandstein. R = Rötidolomit. Q = Quartenschiefer. D_1 = Schiefer- und Eisensandsteine des Dogger. D_2 = Dogger-Echinodermenbreccie. Eo = Eisenoolith. A = Schiltkalk. M = Quintnerkalk.

Länge in eine feinsplitterige Reibungsbreccie verwandelt und an einigen Stellen diskordant von zerrütteten Fetzen von Schiltkalk und Dogger bedeckt. Die Bruchfläche verschwindet gegen S unter Bergsturzschutt. Dafür treten nun vom Südende der Holzfluh an Schiltkalk und Dogger, bei Äugsten auch noch Quartenschiefer als verkehrter, steil südostfallender Schenkel einer gegen WNW geöffneten Mulde auf, deren Kern durch den Malm von Schwamm gebildet wird. Die Muldenumbiegung im Malm ist deutlich an der Bergkante nördlich von der Hütte von Brand (1247 m) sichtbar. Der Verkehrtschenkel der Mulde mündet offenbar oben in den oberen Rässeggbruch ein, und die Dogger und Schiltkalkfetzen auf den Malmschichtköpfen der Holzfluh sind als seine letzten Reste zu betrachten. Der obere Rässeggbruch scheint also seiner Entstehung nach eine Faltenverwerfung zu sein. Bei Äugsten und Brand ist denn auch die Bruchfläche nicht mehr bemerkbar. Immerhin ist zu erwähnen, dass in der Umgebung der Hütte von Brand der Dogger in eine tektonische Breccie verwandelt ist.

Am Westabhang des Schild erblickt man noch einen zweiten auffälligen Bruch, der etwa 250 m unter dem obern Rässeggbruch und annähernd parallel zu ihm Malm und Kreide der Glarnerdecke durchschneidet (Tafel 21, Figur 3, und Tafel 22, Figur 1). Vom Scheitel des «Kleinen Schlafsteins» (Felsköpfchen beim S des Wortes Schlafstein) verläuft er unter dem Fuss der kühn aus dem Steilhang herausragenden Schrattenkalkplatte der Rässegg durch und kann daher der untere Rässeggbruch genannt werden. Das darunterliegende Gebirge ist gegenüber dem Rässegg-Gebiet um etwa 150—200 m nordwärts vorgeschoben, so dass z. B. der Schrattenkalk der Rässegg auf den Zementsteinschichten ruht, die über dem mächtigen Korallenkalk der «Laubenwand» durchstreichen.

Vom Kleinen Schlafstein aus zieht sich der Bruch nach NE in die Heubodenalp hinein. Er schneidet dort zunächst die etwa 25° NW fallende untere Kreide des untern Gebirgsteiles schnurgerade ab und bringt sie mit den Flyschmergeln in Berührung, welche den Grossen Schlafstein tragen (Tafel 21, Figur 2). Östlich von der von der Schlafsteinfurkel gegen Mittel-Heuboden absteigenden Schuttrinne ist die gegenseitige Verschiebung der durch den Bruch getrennten Gebirgsteile viel weniger gross. Es liegt hier der Schrattenkalk auf dem untern Teil der Drusbergschichten; allein die oft mehrere Meter dachartig überhängende Kontaktfläche ist eine tischebene Rutschfläche und fällt etwa 10° SE, während die Schichten selbst nach NW fallen. Gegen die Hütte Wildmad hin scheint der Bruch allmählich auszulöschen. Sehr merkwürdig ist die Tatsache, dass östlich von der vorhin erwähnten Schuttrinne eine Strecke weit unter der Rutschfläche zwischen Schrattenkalk und Drusbergschichten eine dünne Lage von stark gequetschtem Seewerkalk und schwache Reste von Assilinengrünsand eingeklemmt sind und dass in der südlichen Fortsetzung des Bruches ein dünner Streifen von Schrattenkalk und Seewerkalk zwischen dem Flysch des Schlafsteinabhangs und den Schichtköpfen des liegenden Neocoms sitzt.

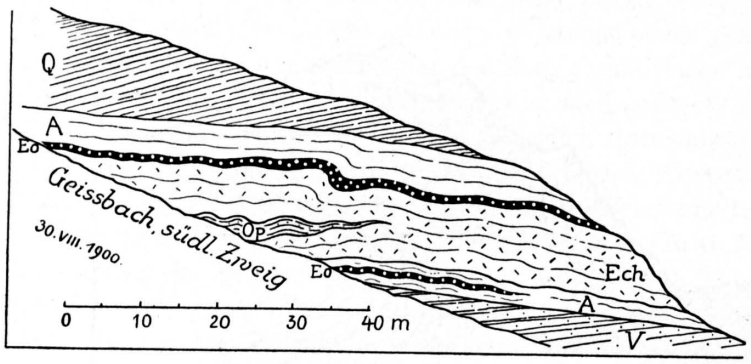


Fig. 14. **Profil im südlichen Zweig des Geissbaches auf Brandalp (Schild).**

V = Verrucano. Q = Quartenschiefer. Op = Opalinusschiefer und Eisensandstein des Dogger. Ech = Dogger-Echinodermenbreccie. Eo = Eisenoolith. A = Schiltkalk.

Die zwischen dem obern und dem untern Rässeggbruch liegende Kreide wird auf der obern Heubodenalp noch von einem dritten, ebenfalls nach NE streichenden und südostfallenden Bruche durchschnitten, längs welchem die steil nordwestfallenden Seewerkalk- und Gaultschichten des obern Gebirgsteiles auf der untern Kreide des untern Gebirgsteiles ruhen. Der Bruch lässt sich in den Globigerinenmergeln unter dem Grossen Schlafstein nicht mehr erkennen und mündet am Westabhang des letztern wahrscheinlich in den untern Rässeggbruch ein. Zu diesen Längsbrüchen gesellen sich noch einige Querbrüche, welche die Kreide östlich von der Wildmadhütte durchschneiden und mithelfen, die Tektonik der obern Heubodenalp sehr kompliziert zu gestalten. Ihre Gleitflächen sind im Schrattenkalk oft ganz bedeckt von nach NW fallenden Rutschstreifen.

Der untere Rässeggbruch lässt sich am Westabhang des Schilt noch weit nach S, bis in den Verrucano am Milchbach, verfolgen, wenn er auch der Vegetationsdecke wegen im Landschaftsbilde nicht mehr auffällt (Tafel 22, Figur 1). Er macht sich am Alpweg Ennenda-Äugsten an der Stelle, wo der Weg nach der «Stockblanke» nach N abzweigt (bei zirka 1230 m), als glatte Rutschfläche bemerkbar, welche den Schiltkalk des untern Gebirgsteiles abschneidet. Der diskordant darüberliegende Quintnerkalk ist in der Nähe der Bruchfläche calcitisiert und stellenweise, z. B. längs des genannten Seitenweges, in eine feinsplitterige Reibungsbreccie verwandelt. Weiter im S, zwischen dem Geissbach und Brand (1247 m), erscheinen Quintnerkalk, Schiltkalk, Dogger und Trias des obern Gebirgsteiles infolge des Bruches stark nach S zurückgeschoben. Besonders merkwürdig und tektonisch schwer verständlich ist aber die Tatsache, dass in diesem Gebiet in einer linksseitigen Nebenrunse des Geissbaches auf der Bruchfläche auf langer Linie ein Klemmpaket zwischen den Verrucano und die über dem Bruche liegenden Quartenschiefer eingeschaltet ist, das von oben nach unten zunächst in normaler Folge etwa 5 m Schiltkalk und 6 m Dogger, darunter verkehrt etwa 5 m Dogger und 3 m Schiltkalk enthält (Figur 14). Als nördliche Fortsetzung dieses Klemmpakets ist wahrscheinlich der schmale Schiltkalkstreifen zu betrachten, der am Alpweg auf Schwamm nördlich vom «Kaltbach» in den Quintnerkalk eingeschaltet ist. Trotz der Waldbedeckung lässt sich vom Tale aus deutlich sehen, dass am Steilhang unter Schwamm der Rötidolomit der «gelben

Wand» und der darunterliegende Verrucano durch die Bruchfläche plötzlich abgeschnitten und diskordant von den grauen Kalkbänken des von Brand heruntersteigenden Malm oder des erwähnten Klemmpakets überlagert werden.

Ein schwieriges tektonisches Rätsel bildet der ebenfalls dem Gebiet der beiden Bruchüberschiebungen angehörende, auf der Nordwestkante des Schild sitzende Grosse Schlafstein (Tafel 21, Figuren 1, 2 und 3). An seinem Westabhang sieht man ein etwa 50 m mächtiges, über dem untern Rässeggbruch liegendes, aber ganz in den Globigerinenmergeln schwimmendes, aus verschiedenen Stufen der untern Kreide bestehendes Schichtpaket [1]). Es muss bei der Entstehung der beiden Bruchüberschiebungen irgendwo von der Kreide abgerissen und in den Flysch eingewickelt worden sein. Als nordöstliche Fortsetzung desselben darf vielleicht ein am Nordabhang des Schlafsteins aus denselben Flyschmergeln herausstechender kleiner Felskopf betrachtet werden, der aus einer normalen Folge von Orbitolinaschichten, Gault und Seewerkalk besteht. Noch rätselhafter aber ist der Gipfelklotz des Grossen Schlafsteins selbst. Er liegt dicht unter dem obern Rässeggbruch und schwimmt auf den Globigerinenmergeln. An seinem Nordabhang findet man über diesen Flyschmergeln von unten nach oben (Tafel 21, Figur 2): $0{,}_2$—2 m stark gequetschten Seewerkalk, dann stellenweise zirka 1 m deformierten Schrattenkalk; darüber mehrere Meter Neocom, teils Drusbergschichten mit Exogyraschalen, teils schiefriggequetschten Kieselkalk; dann 10—40 m Schrattenkalk, das untere der beiden hellen Kalkbänder des Schlafsteins bildend; darüber etwa 5 m Assilinengrünsand, ein dunkles, jene beiden Kalkmassen trennendes Rasenband bildend. Darüber folgen einige Meter gequetschter Seewerkalk und dann als Gipfel des Schlafsteins etwa 70 m dunkelgrauer Quintnerkalk. Die untern Schichten des Schlafsteins keilen gegen S über den Flyschmergeln aus, so dass in der Schlafsteinfurkel der Malm des Gipfels unmittelbar auf dem Eocän ruht. Sicher ist, dass die Schichten des Schlafsteins ursprünglich irgendwo dem normalen Schichtverband der Glarnerdecke angehörten; aber ich kann mir keine Vorstellung von den tektonischen Bewegungen machen, welche die teils verkehrte, teils normale Lagerung der Schichten erzeugt und die Felsmasse in ihre gegenwärtige Lage verschleppt haben.

Unter dem untern Rässeggbruch fallen Malm und Kreide etwa 20° gegen NW und bilden dann eine gegen NW geneigte, etwa 100 m hohe Falte mit leicht überkipptem Mittelschenkel. Ihre Gewölbeumbiegung ist am Nordwestabhang des Schlafsteins, die Muldenumbiegung an der gegen Ennetbühls abstürzenden Kreidewand deutlich sichtbar. Nach der Muldenumbiegung sinkt die Kreide an dieser Wand wieder ziemlich gleichförmig 30° steil gegen NW, biegt dann südlich von Sööli in den «Sööliköpfen» gewölbeförmig um und steigt nun mit Nummulitenkalk und Globigerinenmergeln in senkrechter bis leicht überkippter Stellung fast 600 m tief auf die Sohle des Linthtales hinunter (Tafel 21, Figur 3). Kreide und Eocän dieses senkrechten Faltenschenkels sind gegenüber der Gasfabrik Glarus etwa 50 m über dem Linthufer im «Katzenwäldli» zum letztenmal zusammenhängend aufgeschlossen. Senkrecht unter den Globigerinenschiefern ist dort am Fabrikkanal, der das rechte Linthufer begleitet, auf langer Linie wieder Schrattenkalk anstehend, woraus man schliessen darf, dass hier Kreide und Eocän dicht über der Talsohle eine gegen N geöffnete Synklinale bilden. Die Aufschlüsse am Abhang über der Mühle Alpenbrückli und höher oben im Walde südlich von der Bachseliruns beweisen, dass nördlich von dieser Synklinale Kreide und Nummulitenkalk wieder in die Höhe steigen. Es folgt also auf das Sööligewölbe eine tiefe und breite Mulde, die von den mächtigen Globigerinenmergeln der Ennetberge ausgefüllt ist. Kreide und Nummulitenkalk des Nordschenkels dieser Mulde brechen in der Bachseliruns, vor dem Südrand der verkehrtliegenden Elggisscholle, plötzlich ab.

Das Sööligewölbe verschwindet ostwärts unter den Globigerinenschiefern der Ennetberge; dagegen lässt sich das südlich davon folgende Gewölbe durch die Heubodenalp bis zum Fähristock verfolgen. Es kann daher das Heubodengewölbe genannt werden. Sein steilgestellter bis überkippter Nordschenkel bildet die aus Schrattenkalk, Orbitolinaschichten und Gault bestehende Steilstufe zwischen Heuboden (1454 m) und Wildmad und ist samt der nordwärts sich anschliessenden Muldenumbiegung sehr schön in der «Schweinrunse» zwischen dem Heustöckli und Wildmad aufgeschlossen.

[1]) Diese Kreidescholle ist in der Geologischen Karte (360) nicht dargestellt.

Das Heubodengewölbe verflacht sich im Malm allmählich und macht sich südlich von der Sturmingerrunse noch durch eine wellenförmige Biegung im Quintnerkalk bemerkbar. Als Kern des Sööligewölbes dürfen wahrscheinlich ein in der Sturmingerrunse aufgeschlossenes, nach N überliegendes Dogger-Schiltkalkgewölbe und ein oder zwei darunterliegende, auf dem Nordufer dieser Runse angedeutete ähnliche Falten betrachtet werden, obschon sie auffallend weit von der Gewölbeumbiegung in der Kreide entfernt sind. Eine auffallende Diskordanz zwischen der Faltung von Dogger und Schiltkalk und dem Verlauf der Kreide zeigt sich auch darin, dass jene alten Schichten in der Sturmingerruns gegen S fallen, während die Kreide oberhalb Sööli nordwärts sinkt, ferner darin, dass der Schiltkalk am Scheitel der obersten jener kleinen Falten ganz nahe an den nordwärts fallenden Troskalk heranreicht. Infolge der starken tektonischen Störungen dieses Gebietes ist der Malm auf der Nordseite der Sturmingerruns nach allen Richtungen von Kluft- und Rutschflächen und von Calcitadern durchsetzt. In diese gestörte Malmregion reicht auch ein Bruch, der annähernd parallel zum untern Rässeggbruch 20—30° gegen S fällt und an der Kreidewand oberhalb Sööli, in der Gegend des Hüttenkopfs, den untern Schrattenkalk des hangenden Gebirgsteiles auf Orbitolinaschichten und Gault hinaufgeschoben hat.

Am Schildabhang oberhalb Ennetbühls müssen noch weitere tektonische Störungen vorkommen, die aber der starken Schuttbedeckung wegen nicht klar zu erkennen sind. Sie kommen darin zum Ausdruck, dass östlich vom «Helgenhüsli», wo man Quintnerkalk und Troskalk anzutreffen erwartet, ein umfangreicher Lappen von Kieselkalk, Drusbergschichten und Schrattenkalk auf dem Abhang sitzt und dass, wie man in den Aufschlüssen längs der neuen Ennetbergstrasse sieht, Malm und untere Kreide dieses Gebietes intensiv durchklüftet und von Rutschstreifen und Calcitadern durchzogen sind. Merkwürdig ist ferner, dass am Abhang östlich von Ennenda, südlich von der «Ätzgenrunse», im Niveau von 650—800 m Verrucano, Rötidolomit und Quartenschiefer eine (in der Karte fehlende) steil gegen SE ins Gebirge einsinkende enge Mulde bilden, die höher oben in Jura und Kreide sich nicht mehr bemerkbar macht (Tafel 21, Figur 3 und Tafel 22, Figur 1).

b) Das Kreide-Eocänfenster von Plattenalp.

Den früheren Geologen, die nicht an regionale Überschiebungen dachten, musste das merkwürdige, ringsum von ältern Gesteinen eingerahmte Kreide-Eocänfenster von Plattenalp zwischen Fronalpstock und Mürtschenstock als ein unlösbares tektonisches Rätsel erscheinen (vgl. Mösch, **78,** Tafel III, Figur 1). Heute begreift man leicht, dass auf Plattenalp die zur Glarnerdecke gehörenden Kreide- und Eocänschichten von Heubodenalp wieder zutage treten, nachdem sie 1—2 km weit unter dem Malmplateau von Auf den Karren verborgen geblieben waren. Dieselben Kreideschichten, die am obern Rande von Heubodenalp unter dem infolge des obern Rässeggbruches auf sie hinaufgeschobenen Malm des Schildgipfelplateaus mit steilem Westnordwestfallen hervortreten, tauchen im östlichen Teil von Plattenalp als steil gegen WNW fallende Schichtreihe unter dem Malm von Auf den Karren hervor (Tafel 23, Figur 3). Hier ist die ganze Serie von den eocänen Globigerinenmergeln bis zum Korallenkalk des obern Malm in lückenloser Folge sichtbar. Am Fusse der aus Seewerkalk, Nummulitenkalk und Globigerinenmergeln gebildeten «Mettmenwand», mit der die Schichtreihe zur Sohle des Plattenalpkessels abfällt, taucht die Kreide wieder aus den eocänen Mergeln empor und bildet in der Umgebung der Hütten 1675 m ein flaches Gewölbe, dessen westlicher Schenkel am Fusse des Stelli unter die Mürtschendecke einsinkt. Dieses Gewölbe darf als Fortsetzung des Heubodenalpgewölbes betrachtet werden, das am obern Ende der «Schweinrunse» unter Lochseitenkalk und Trias des Fähristocks untergetaucht ist. Auf Plattenalp sind die Schichten dieses Gewölbes tektonisch stark reduziert und oft völlig verquetscht, offenbar eine Wirkung der Mürtschendecke, deren Überschiebungsfläche dicht über dem Gewölbe lag. In einem Querprofil nordöstlich von der Hütte 1675 m kann man zwar alle Schichten vom Öhrlikalk bis zum Nummulitenkalk erkennen; allein gegen S, W und N keilen manche Schichtglieder aus, so dass das Eocän auf die verschiedensten Kreideschichten zu liegen kommt. Gegen Spannegg hin taucht unter Drusbergschichten mit verkieselten Exogyraschalen der Korallenkalk des obern

Die Kreidemassen östlich «Helgenhüsli» (siehe oben, Al. 2) können wohl am ehesten als im Schichtverband abgesackte Pakete der darüberliegenden normalen Serie erklärt werden (siehe Tafel 21, Fig. 3).

Malms in Form einer fast bis zum Spanneggsee reichenden Hügelmasse auf. Darauf sitzt als Erosionsrelikt der Mürtschendecke eine etwa 200 m lange und 100 m breite Masse von brecciösem Rötidolomit.

Die steil gegen W sinkende Kreideserie des östlichen Teiles von Plattenalp und das flache Kreidegewölbe der Talsohle sind wahrscheinlich nicht durch eine normal gebaute Synklinale miteinander verbunden, sondern durch eine gegen SE einfallende Bruchfläche getrennt; denn dem Westfuss der Mettmenwand entlang keilen ihre obern und mittleren Kreideschichten der Reihe nach aus, und im Bachbett südlich von der Hütte von Spannegg sieht man ihren steil westsüdwestfallenden Schrattenkalk direkt auf dem flach SE einsinkenden Korallenkalk der westlichen Serie aufruhen.

Besonders interessant, aber zum Teil nicht leicht verständlich sind die tektonischen Erscheinungen am Südrande des Kreidefensters. Unter dem Erosionsrande, mit dem dort das grosse Malmplateau Auf den Karren endigt, liegt auf seiner ganzen Länge eine stark gequetschte, meistens auf wenige Meter Mächtigkeit reduzierte verkehrte Schichtreihe, bestehend aus Seewerkalk, einigen schwachen Resten älterer Kreide und einigen Metern Flyschmergelschiefer. Diese verkehrten Schichten liegen diskordant auf den abgeschnittenen Schichtköpfen der steil westnordwestfallenden Kreideserie von Plattenalp. Da die Basis des über der verkehrten Serie liegenden Malms am Ostfusse des Fähristocks, ähnlich wie am Ostrande von Heubodenalp, direkt in die Basis des Lochseitenkalks der Mürtschendecke einmündet, könnte man versucht sein, diesen Malm als Fortsetzung des Lochseitenkalks und somit die Kontaktfläche der normalliegenden Kreide von Plattenalp mit den darübergeschobenen verkehrten Eocän- und Kreidefetzen als Überschiebungsfläche der Mürtschendecke zu betrachten. Diese Annahme ist jedoch unmöglich, da der Malm von Auf den Karren zweifellos zum normalliegenden Malm der Glarnerdecke gehört. Wir müssen in Übereinstimmung mit G. Freuler (**324,** p. 162—164) jenen Erosionsrand des Malms wie auf Heubodenalp als das Ausgehende der grossen oberen Rässeggbruchüberschiebung betrachten. Wie auf Ober-Heubodenalp, so biegt auch hier die Bruchüberschiebungsfläche nordwärts zu flacher Lage um, weshalb jener Erosionsrand südlich von Plattenalp den Erosionsformen der Oberfläche entsprechend starke Aus- und Einbuchtungen zeigt. Im E, am «Schwarzkopf», sieht man die Bruchfläche wieder etwa 20° steil gegen SE fallen und dann als Grenzlinie zwischen dem Korallenkalk von Plattenalp und dem daraufgeschobenen Quintnerkalk geradlinig nordwärts gegen den Westfuss des Mürtschenstocks verlaufen. Eine Strecke weit ist dort auf der Bruchfläche noch ein schmaler Streifen von unterer Kreide eingeklemmt.

Nicht leicht zu verstehen sind die zwischen die normale Kreide-Eocänserie von Plattenalp und den daraufgeschobenen Malm eingeschalteten verkehrten Kreide- und Eocänreste. G. Freuler (**324,** p. 163) nimmt an, es handle sich um bei der Entstehung des obern Rässeggbruches vom Kreidemantel der Glarnerdecke abgerissene, nordwärts verschleppte und dabei ausgewalzte Schichtfetzen. Auf diese Weise liessen sich wohl die im südwestlichen Teil des Plattenalpfensters auf seinen Flyschmergeln liegenden verkehrten Kreidereste erklären; allein weniger begreiflich ist, wie am Südostrande des Fensters durch Nordwärtstransport die jungen Flysch- und Kreidefetzen auf die ältern Kreideschichten zu liegen kamen. Vielleicht liesse sich die gegenwärtige Lage dieser Schichtfetzen durch die Annahme erklären, es habe nach Entstehung des obern Rässeggbruches, wobei unter dem nordwärts vorgeschobenen Malm Kreide- und Eocänfetzen in verkehrter Lage liegen blieben, die darunterliegende normale Malm-Kreideserie sich wieder um einen gewissen Betrag nordwärts bewegt, wobei jene verkehrten Schichtfetzen im S zurückblieben und so zum Teil auf ältere Kreideschichten zu liegen kamen.

Die Bruchüberschiebungen des Schildgebietes bleiben ganz auf die Glarnerdecke beschränkt und haben keine Verstellung der Schichten der Mürtschendecke bewirkt. Sie müssen also älter als die Überschiebung der Mürtschendecke sein.

3. Besondere tektonische Erscheinungen der Mürtschendecke.

a) Die Mürtschenstockfalten.

Die grössten tektonischen Formen der Mürtschendecke sind die beiden längst bekannten grossen, nordwärts geneigten Falten, welche den Mürtschenstock aufbauen (Tafel 3, Profil 7).

Sie sind an seinen Wänden prachtvoll entblösst. Von der südlichen Falte ist bloss noch der Mittelschenkel erhalten geblieben. Seine steil aufgerichteten Malmplatten bauen den südlichsten der drei Mürtschengipfel, den Ruchen Mürtschen, auf. Sie beginnen an seinem obersten Kamme zum Gewölbe umzubiegen und gehen nach unten in flachem Bogen in überkippte Stellung über, so dass am untern Teil des Südgrates Malm, Schiltkalk, Dogger und Rötidolomit eine nach S fallende verkehrte Schichtfolge bilden, bevor sie mit scharfer Muldenumbiegung wieder in normale Lage zurückkehren. Der mittlere Gipfel, der Faulen, sitzt in der Mulde zwischen den beiden Falten, und der nördliche Gipfel, der Stock, ist aus dem sanft nordwärts ansteigenden Gewölbeschenkel der nördlichen Falte modelliert. Unter dem Nordgrate liegt ihr prachtvoll gerundetes Malmgewölbe. Der Mittelschenkel der Falte ist in Trias, Dogger und Schiltkalk stark überkippt, während seine jüngern Schichten, der obere Malm und der Öhrlikalk, in der Einsenkung zwischen Mürtschenstock und Hochmatt annähernd senkrecht stehen, bevor sie zur Mulde umbiegen. Zu kleinen sekundären Falten sind der obere Malm und die Zementsteinschichten in der Mulde zwischen der südlichen und der nördlichen Mürtschenfalte und Schiltkalk, Dogger und Trias im Gewölbekern der nördlichen Falte zusammengeschoben. Letztere sind besonders schön an dem zur Meerenalp absteigenden Ostgrat des Stocks aufgeschlossen. Von der Hochmatt an sinkt der Muldenschenkel der nördlichen Mürtschenfalte ohne stärkere Faltung mit einzelnen flachwelligen Verbiegungen allmählich gegen den Walensee (vgl. G. Freuler, **324,** p. 149—155, und **325,** p. 20—23).

Die südliche Mürtschenfalte besitzt gegen W keine Fortsetzung mehr, abgesehen davon, dass die drei über der Überschiebungsfläche liegenden Schildgipfel und der Fähristockgipfel als Reste ihres Muldenschenkels betrachtet werden können; dagegen erscheint die nördliche Mürtschenfalte westlich von Spannegg wieder in der S-förmigen Falte des Fronalpstocks. Die steil nordwärts herunterbiegenden Quintnerkalkplatten seiner Nordwand gehören der Gewölbeumbiegung an. Die scharfe kniefömige Umbiegung von unterem Quintnerkalk, Schiltkalk und Dogger zur nordwärts geöffneten liegenden Mulde ist namentlich am Nordostgrat aufgeschlossen und die regelmässige halbkreisförmige Muldenumbiegung in Quintnerkalk und Schiltkalk sieht man aufs schönste am Südwestabhang dicht über den Hütten von Mittel-Fronalp. Am Südabhang bilden Schiltkalk, Dogger und Trias den Gewölbekern der Falte. Am wildzackigen Scheienstock stehen die Malmbänke als Nordschenkel des Fronalpstockgewölbes annähernd senkrecht und biegen an seinem Fusse mit sanfter Rundung zum Muldenschenkel um, der nun, ähnlich wie nördlich vom Mürtschenstock, ohne ausgesprochene Faltung durch den Neuenkamm hindurch mit ziemlich gleichförmigem Gefälle nordwärts gegen die Linthebene und den Walensee sinkt. Einzig am Gipfel des Neuenkamms fallen in der Kreide zwei stärkere wellenförmige Verbiegungen auf. Kurz bevor die Kreideschichten die Linthebene erreichen, nehmen sie nördlich von Mollis fast horizontale Lage an. Auf die so entstandene flache Mulde folgt ein scharf ausgeprägtes Gewölbe; doch ist dasselbe einzig noch am Ofenegg dicht südlich von der Linthmündung erhalten geblieben, wo man die Schichtreihe Öhrlikalk bis Drusbergschichten steil zur Linthebene herunterbiegen sieht.

Die nördliche Mürtschenfalte setzt sich östlich vom Mürtschenstock noch im Alpfirzstock fort. Gewölbeschenkel und Gewölbeumbiegung sind hier jedoch völlig abgetragen. Dogger, Schiltkalk und Quintnerkalk des leicht überkippten Mittelschenkels bilden den Südgrat des Gipfels und biegen rasch zum nordwärts fallenden Muldenschenkel um, der nun die Ost- und Südwestwand, sowie die Nordabdachung des Berges aufbaut und wie an der Hochmatt und am Neuenkamm ohne besondere Faltung ziemlich gleichförmig gegen Mühlehorn hinuntersteigt.

b) Sekundäre Faltung im Gewölbekern der Fronalpstockfalte.

Zwischen Fronalpstock und Fähristock treten innerhalb der Trias, welche den Gewölbekern der nördlichen Mürtschenfalte darstellt, starke, auf den ersten Blick nicht leicht verständliche tektonische Verwicklungen auf [1]). An dem zum Fronalppass absteigenden Südgrat des Fronalpstocks

[1]) Wegen ungenauer Abgrenzung von Rötidolomit und Quartenschiefer sind diese Verwicklungen aus der Geologischen Karte (**360**) nicht ersichtlich.

findet man unter dem Malm des Gewölbeschenkels zunächst in normaler Folge Schiltkalk, Dogger, schwach entwickelte Quartenschiefer, Rötidolomit und Rauhwacke, dann in der Einsenkung zwischen diesem Grate und dem Stelli etwa 30 m mächtige Quartenschiefer. Darunter folgen an der Ostwand des Stelli nochmals wohl 50 m Rötidolomit mit einer südwärts sich einstellenden Einlagerung von Rauhwacke, am Fusse der Wand etwa 15 m Melsersandstein und endlich roter Verrucanosandstein, unterlagert von dem «Lochseitenkalk», der die Basis der Mürtschendecke bildet. Es liegen also hier zwei normale Triasserien übereinander. Der Verrucano und die Schichten der tieferen Triasserie keilen gegen S der Reihe nach aus. Wo der vom Fronalppass nach der Mürtschenfurkel führende Fusspfad die Bachrinne am Ostabhang des Fähristocks schneidet, sind davon nur noch eine dünne Lage Rötidolomit und einige Meter Quartenschiefer übriggeblieben, und wenig südlich von dieser Stelle ruht die Rauhwacke der höheren Triasserie unmittelbar auf dem metamorphen Malm von «Auf den Karren». Ähnliche Erscheinungen beobachtet man auch auf der Westseite des Fronalppasses. Rauhwacke, Rötidolomit und Quartenschiefer des Fähristockgipfels liegen auch hier als normale Schichtfolge auf einem breiten Quartenschieferbande, das vom Südgrat des Fronalpstocks aus durch die Mulde, in der die Hütten von Fronalp Oberstafel stehen, in den Westabhang des Fähristocks hineinstreicht und wieder auf Rötidolomit ruht. Eine neue Komplikation entsteht hier dadurch, dass die tiefere Rötidolomitzone durch ein von N her eindringendes Quartenschieferband in einen schwächeren oberen und einen stärkern untern Zweig zerlegt wird.

Man könnte vermuten, es liegen hier über der Überschiebungsfläche der Mürtschendecke ein oder zwei tektonische Triasschuppen, die mit der normalen Schichtreihe der Decke nicht direkt zusammenhangen. Bei genauer Untersuchung des stark mit Vegetation und Schutt bedeckten Geländes findet man jedoch, dass die verschiedenen Rötidolomitzüge durch Faltung miteinander zusammenhangen, wie Tafel 23, Figur 6, dies darstellt. Im südlichen Winkel des Kessels zwischen Fronalpstock und Stelli, noch besser nördlich über den Hütten von Ober-Fronalp, sieht man Rötidolomit und Rauhwacke der obern Triasserie einen gegen N einsinkenden, auf flachliegender Quartenschiefermulde ruhenden Gewölbekopf bilden, dessen verkehrter Rötidolomit stark reduziert ist und südwärts unter der Rauhwacke rasch auskeilt. Das auf der Westseite des Fronalppasses unter der Quartenschiefermulde aus dem Abhang heraustretende, 10—15 m mächtige Rötidolomitband endigt etwa 150 m nördlich von den Hütten von Ober-Fronalp mit einer infolge Klüftung etwas undeutlichen Gewölbebiegung; dass aber wirklich ein Gewölbe vorhanden ist, beweisen die roten Quartenschiefer- und Sandsteinbänke, die sich deutlich um das Ende des Rötidolomitkeils herumbiegen. Das Quartenschieferband im Liegenden dieses Rötidolomits wird an seinem Südende durch eine im Rötidolomit deutlich sichtbare Muldenumbiegung geschlossen. Unter dieser Mulde bilden der tiefste Rötidolomitzweig und der hangende Quartenschiefer mehrere südlich vom Bache oberhalb Mittel-Fronalp schön aufgeschlossene zickzackförmige Falten.

Aus diesen Beobachtungen geht hervor, dass die Trias im Kern des Fronalpstockgewölbes nicht einfach die grosse Faltenbewegung der Fronalpstockfalte mitmacht, sondern zu einem System von kleinern und grösseren sekundären Falten zusammengeschoben ist, wie man sie in kleinerem Ausmass fast immer in den Gewölbe- und Muldenkernen grosser Falten beobachtet. Dieses Faltensystem liegt unmittelbar über der Lochseitenkalkbank der Mürtschendeckenbasis. Das Südende der Synklinale unter der obersten sekundären Falte wird, wenigstens auf der Ostseite des Fähristocks, durch diese Lochseitenkalkbank tektonisch abgeschnitten.

c) Sekundäre Faltung in der Trias südlich vom Alpfirzstock.

Noch komplizierter und schwieriger verständlich sind die Verwicklungen, die in der Trias östlich vom Mürtschenstock an dem Bergrücken zwischen Bärenboden (Meerenalp) und Alp Biglingen auftreten (vgl. Tafel 23, Figur 2). Am Südende dieses Grates, am Alp-Biglingerstöckli (1961 m) ist eine von Verrucano, Melsersandstein, Rauhwacke, Rötidolomit und Quartenschiefer gebildete, nach N geöffnete Synklinale prachtvoll aufgeschlossen. Ebenso deutlich sieht man in Dogger, Schiltkalk und Quintnerkalk am Nordende des Grates, am Südfusse des Alpfirzstocks die Synklinale der nörd-

lichen Mürtschenstockfalte. Wenn Trias und Jura konkordant gefaltet wären, so müssten die Triasschichten vom Fusse des Biglingerstöcklis aus als Muldenschenkel der südlichen und Gewölbeschenkel der nördlichen Mürtschenstockfalte, ähnlich wie der Malm an der Ostwand des Mürtschenstocks, leicht nach N ansteigen und dann südlich vom Alpfirzstock zum Gewölbekern der nördlichen Mürtschenfalte umbiegen. Statt dessen sieht man, dass Verrucano, Melsersandstein und Rauhwacke der Mürtschendecke vom Ostfusse des Biglingerstöcklis aus mit ziemlich gleichförmiger Neigung durch die Weideflächen von Alp Biglingen und Gäsialp nach NW absteigen und unter den Alpfirzstock einsinken, ohne die nördliche Mürtschenstockfalte mitzumachen. Dafür erscheinen nun am Kamme zwischen Biglingerstöckli und Alpfirzstock sehr komplizierte Faltungen im oberen Teile der Trias. Der Quartenschiefer, der sonst höchstens 50 m mächtig ist, ist hier und am Abhang gegen Meerenalp zu auffallender Mächtigkeit aufgehäuft. In denselben sind zwei Rötidolomitkeile von 15—30 m Mächtigkeit eingewickelt, die vom Grate aus nordwärts absteigen und dabei in hübsche kleine, knieförmige Falten gelegt sind. Ihre unteren Enden erscheinen am Ostabhange des Bergrückens wie tektonisch abgeschert, und die Schichtköpfe des nördlichen Rötidolomitkeils sind an dieser Stelle stark calcitisiert. Die Quartenschiefermasse zwischen den beiden Dolomitzügen wird an diesem Abhange von einer nordwärts absinkenden Rutschfläche durchschnitten, längs welcher ein Fusspfad auf den Grat hinaufführt. Besonders merkwürdig ist, dass wenig nördlich von der scharfen, knieförmigen Synklinalbiegung unter dem Alpfirzstock vom Dogger des Muldenschenkels ein am Ursprung 10—15 m dicker Keil von Opalinusschiefer abzweigt, sich südwärts rasch zuspitzt und längs der erwähnten Rutschfläche als schmaler, in einzelne Fetzen zerrissener Streifen von stellenweise 1—2 m Mächtigkeit bis auf die Höhe des Grates sich verfolgen lässt.

Es ist schwierig, sich eine Vorstellung von den tektonischen Bewegungen zu machen, die diese Verwicklungen erzeugt haben. An Schuppen, die bei der Deckenüberschiebung von der Basis abgeschürft und übereinandergeschleppt worden wären, kann kaum gedacht werden, da ja Verrucano, Melsersandstein, Rauhwacke und Rötidolomit kontinuierlich und ungestört unter der ganzen Verwicklung durchstreichen und nachher am Alpfirzstock mit Quartenschiefer, Dogger und Malm wieder eine einheitliche Schichtfolge bilden. Am ehesten möchte ich die beiden auf Quartenschiefer schwimmenden Rötidolomitmassen als nordwärts abtauchende Antiklinalkerne zweier sekundärer Falten betrachten, deren Wurzel an dem durch Erosion abgetragenen Scheitel des Biglingerstöckligewölbes zu suchen wäre. Die zwischen den drei Rötidolomitzügen liegenden Quartenschiefermassen wären dann als Synklinalkerne zu betrachten, deren Umbiegungen einst über dem Grate des Biglingerstöcklis lagen und deren konvexe Seite gewölbeartig nach oben und nach S gekehrt war. Die relativ grosse Plastizität der Quartenschiefer und Opalinusschiefer mag wesentlich dazu beigetragen haben, dass zwischen den steiferen Massen des hangenden Malms und des liegenden Verrucanos eine solch komplizierte selbständige Faltung entstehen konnte.

Der mächtigen Schuttbildungen wegen, die sich an die Malmwände des Mürtschenstocks anlehnen, kann man leider nicht beobachten, ob und in welcher Weise sich die Störungen in der Trias von Bärenboden und Biglingen im Sockel dieses Gebirgsstockes fortsetzen. Sehr wahrscheinlich sind sie auch dort vorhanden; vielleicht sind sie die östliche Fortsetzung der am Fronalppass beobachteten Triasfaltungen in veränderter und gesteigerter Form.

d) Brüche.

Im Gebiet der Mürtschendecke beobachtet man ziemlich viele Brüche, von denen jedoch nur wenige die Tektonik in erheblichem Masse beeinflussen. Der Südgrat des Mürtschenstocks wird von einem steil nordfallenden Längsbruche durchschnitten, längs welchem der südliche Gebirgsteil um etwa 30 m abgesunken ist, so dass südlich vom Bruch der Schiltkalk plötzlich einsetzt und die abgeschnittenen Schichtköpfe des Quintnerkalks berührt. An der Westwand des Mürtschenstocks beobachtet man nördlich vom Gipfel des Faulen einen steil südfallenden Längsbruch, der den Mittelschenkel einer auf den Öhrlikalk beschränkten kleinen, knieförmigen Falte durchschneidet und sich durch die Zementsteinschichten («schwarze Schnur») hindurch bis in den Quintnerkalk hinunter

verfolgen lässt. Der Bruch hat die Ausbildung einer kräftigen Erosionsrinne veranlasst. Östlich von den Hütten von Talalp wird der Nordgrat der Hochmatt von zwei parallelen, etwa 100 m voneinander entfernten Längsbrüchen durchschnitten, längs welchen das Gebirge treppenförmig nordwärts um etwa 100 m abgesunken ist [1]).

Die Nordwand des Fronalpstocks wird von 2—3 gegen NW streichenden, annähernd parallelen und fast senkrechten Querbrüchen durchsetzt, die jedoch keine erhebliche Dislokation bewirkt haben. Der auffälligste unter ihnen hat Anlass zur Herauswitterung eines kleinen Felsenfensters im Nordostgrat gegeben.

Eine ganze Reihe von meist kleineren Brüchen beobachtet man zwischen Mollis und Obstalden in dem Steilhang, mit dem die Kreide gegen die Linthebene und den Walensee abfällt. Einer der wichtigsten durchschneidet den bewaldeten Steilhang zwischen Mollis und Beglingen in N—S-Richtung und hat zur Folge, dass westlich davon alle Kreidestufen etwa 30—50 m tiefer liegen als auf der Ostseite. Der Bruch greift nicht in die Säntisdecke hinauf. In der gegen den Escherkanal abfallenden Kreidewand sieht man mehrere kleine Querbrüche. Der wichtigste derselben ist ein unterhalb des Britterwaldes liegender Staffelbruch mit drei parallelen, ungefähr senkrechtstehenden Bruchflächen, längs welchen der Schrattenkalk etwa um die Mächtigkeit der Drusbergschichten westwärts abgesunken ist. Die Kreidewand, die zwischen der Linthmündung und dem Sallerentobel zum Walensee abfällt, ist von fünf nordsüdstreichenden, annähernd senkrechten bis steil ostfallenden Brüchen durchschnitten. Sie zeigen meistens zwei parallele, einige Meter voneinander entfernte Bruchflächen, die ein Klemmpaket stark deformierten Gesteins zwischen sich einschliessen. Die Rutschstreifen auf den meistens etwas welligen Bruchflächen beweisen, dass die Verschiebung der beidseitigen Gebirgsteile vorwiegend in horizontaler Richtung stattgefunden hat. Besonders schön zeigt diese Erscheinung die auf einem dieser Brüche ausgebildete Mündungsschlucht des Filzbaches, deren beide Wände an dem über dem Seeufer hinführenden Fusswege mit Rutschstreifen bedeckt sind, die auf der Westseite fast horizontal verlaufen, auf der Ostseite 30° N fallen.

Meiner Beobachtung entgangen ist ein von G. Freuler (**324,** p. 143) beschriebener Längsbruch, der den Steilhang unter der Terrasse von Filzbach im Gebiet von Weisswand und Hirschboden durchschneidet und ein Absinken der nördlich davon liegenden Kreideschichten um etwa 40 m bewirkt hat.

In den geologischen Spezialkarten Nr. 44 und 50 habe ich am Westrande des Sallerntobels westlich von Obstalden einen grossen nordsüdstreichenden Bruch eingetragen, gestützt auf die Beobachtung, dass auf der Ostseite des Tobels dieselben Kreidegesteine in derselben Reihenfolge übereinanderliegen wie auf der Westseite, aber eine etwas andere Schichtlage zeigen und in eine Breccie zerbrochen sind. Seither ist G. Freuler (**324,** 1925, p. 204—207) zur Ansicht gekommen, die Sallernbreccie und das ganze östlich folgende Gebiet bis zum Meerenbach gehöre zum Ablagerungsgebiet eines grossen interglazialen Bergrutsches, und es sei also jener hypothetische Bruch nichts weiter als die orographisch auffällige Grenzlinie zwischen dem anstehenden Fels und der Sackung. Wir werden im Abschnitt über die Bergstürze auf diesen Punkt zurückkommen.

Die wichtigste Bruchstörung der Mürtschengruppe und der Glarneralpen überhaupt ist der schon von Alb. Heim (**121,** p. 192) erwähnte Querbruch, der sich von Ueblital im Mühlebachtal über die Widersteinerfurkel, die Murgseefurkel und die Mürtschenfurkel bis in die Gegend von Spannegg auf eine Länge von fast 8 km verfolgen lässt. Die Bruchspalte ist zwar der Bedeckung durch Schutt und Vegetation wegen fast nirgends deutlich sichtbar; ihre Existenz geht aber mit Sicherheit aus der Tatsache hervor, dass auf jener Linie fast überall Gesteine der Glarnerdecke mit solchen der Mürtschendecke in anormalem Kontakt stehen. So liegt auf der Höhe der Mürtschenfurkel (1848 m) der Verrucano der Glarnerdecke fast unmittelbar neben dem Malm des Muldenschenkels der südlichen Mürtschenfalte. Die östlich von der Furkel sichtbare Muldenumbiegung dieser

[1]) Ausser diesen Brüchen hat G. Freuler an diesem Grate noch etwa 8 weitere Brüche festgestellt und in **324,** p. 150—152, beschrieben.

Falte in Jura und Trias würde also westlich vom Bruche erst in beträchtlich grösserer Höhe folgen. Der Mürtschenstock ist somit, wenigstens in seinem südlichen Teil, gegenüber dem westlich vom Bruch liegenden Gebiet der Glarnerdecke bedeutend, vielleicht um etwa 200, m in die Tiefe gesunken. Deshalb setzt sich denn auch der zur Glarnerdecke gehörende Rötidolomitzug Weisskamm-Kühtäli nicht, wie man beim ersten Blick auf die geologische Karte glauben könnte, in dem Rötidolomit-Rauhwackezug Mürtschenalp Oberstafel-Bärenboden, sondern in dem in der Sohle des Mürtschenalptales auftretenden Rötidolomitband fort, und ebenso ist der über letzterem liegende, östlich von den Hütten von Mürtschenalp Oberstafel beginnende Verrucano nicht die Fortsetzung des westlich von diesen Hütten anstehenden Sernifits, sondern der in viel höherem Niveau liegenden kleinen Verrucanoreste am Ostfusse der Siwelle und des Fronalpstocks. An der Murgseefurkel sieht man die Schichtenköpfe des auf ihrer Westseite anstehenden Sernifit-

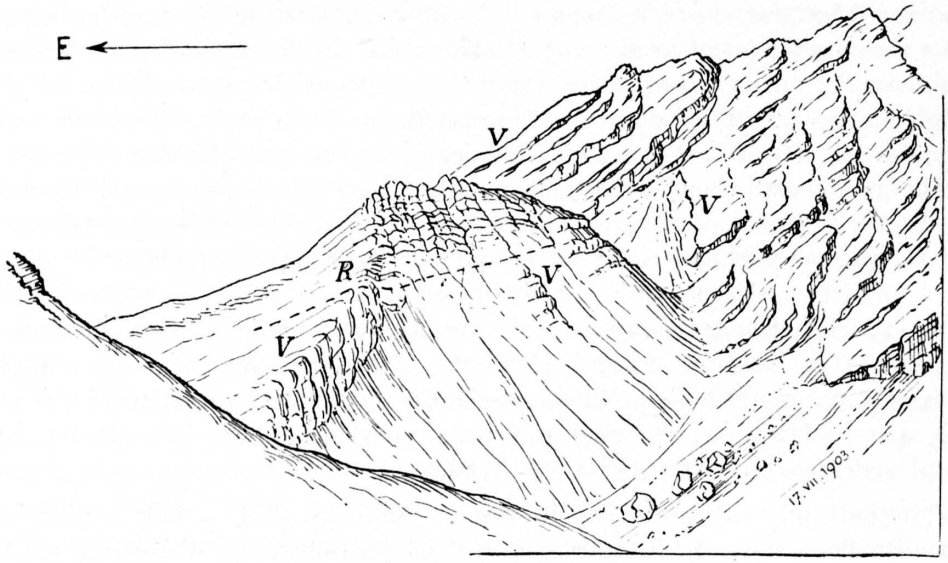


Fig. 15. Der abgesunkene Rötidolomit auf der Murgseefurkel.
V = Verrucano. R = Rötidolomit.

konglomerates der Glarnerdecke mit den auf der Ostseite vorhandenen roten Tonschiefern und schiefrigen Verrucanosandsteinen der Mürtschendecke zusammenstossen (Tafel 22, Figur 2). Aus der Profilzeichnung folgt, dass das Gebirge östlich vom Bruche um etwa 300 m in die Tiefe gesunken ist. In ähnlicher Weise stehen auf der Widersteinerfurkel der grobklastische Verrucano des Gufelstocks mit dem roten Verrucanoschiefer der Rottorkette in anormalem Kontakt. Während hier der Bruch noch eine Sprunghöhe von etwa 400 m besitzt, ist er südlich vom Ueblital nicht mehr bemerkbar. Ebenso scheint er im N in der Gegend des Spanneggsees auszulöschen; denn ohne sichtbare Störung verbindet dort der Mittelschenkel der nördlichen Mürtschenfalte Mürtschenstock und Fronalpstock miteinander.

Auf der Höhe der Murgseefurkel (Figur 15) sitzt westlich von der Bruchspalte ein kleiner Rötidolomithügel diskordant neben dem westlich davon sich erhebenden Sernifitsteilhang als ein abgesunkenes Stück des 150 m höher oben sich fortsetzenden Rötidolomitfeldes von Walenfässis. An der ins Klotal abstürzenden Nordwand des Schwarzstöcklis (Tafel 23, Figur 1) sieht man eine ganze Reihe von ostwärts fallenden Querbrüchen, die jenen Rötidolomit und den darunterliegenden Sernifit so durchschneiden, dass stets der östliche Gebirgsteil gegenüber dem westlichen abgesunken ist. Der Hauptbruch ist also offenbar von einem System von parallelen Nebenbrüchen begleitet, die ein staffelförmiges Einsinken des Gebirges gegen E bewirkt haben. Erosion und Verwitterung fanden in dieser Bruchzone günstige Angriffspunkte und haben die auffällige Folge von Furkeln und Talrinnen zwischen Ueblital und Spannegg geschaffen.

IV. Die Mürtschendecke auf der Westseite des Linthtales.

1. Die Mürtschendecke in der Glärnischkette.

(Profile 9—12; Tafel 16, Figuren 1 und 2; Tafel 17, Figuren 2 und 3.)

Als Fortsetzung der Mürtschendecke in der Glärnischgruppe darf man gewiss die normale Schichtreihe ansehen, die vom Stöckli bis ins Luchsingertobel auf den Globigerinenmergeln der Glarnerdecke ruht. Am Vorderglärnisch baut sie in einer Mächtigkeit von 600 m den auf der Stöckliterrasse beginnenden mittleren Teil der gegen das Linthtal abfallenden Steilwand auf und umfasst Rauhwacke, Rötidolomit, Dogger, Malm und Öhrlikalk. In der Guppenrunse oberhalb Schwändi stellt sich unter der Trias als tiefstes Schichtglied der Decke plötzlich der Verrucano ein. Er nimmt südwärts rasch an Mächtigkeit zu, schwillt über der Leuggelenterrasse westlich von Nidfurn auf 400 m an und nimmt dann ebenso rasch wieder ab, so dass davon im Luchsingertobel nur noch schwache Reste vorhanden sind.

Dass dieser Schichtenkomplex zur Mürtschendecke gehört, wird nicht allein durch seine Lage über der Glarnerdecke, sondern namentlich auch durch seine Faciesverhältnisse bewiesen. Der Verrucano ist wesentlich verschieden von demjenigen der Glarnerdecke des Schildgebietes. Er enthält zwar noch einzelne grobklastische Sernifitbänke; allein seine Hauptmasse ist, ähnlich wie in der Mürtschendecke des Mürtschengebietes, ein roter, schiefriger Sandstein oder sandiger Tonschiefer, der sich durch einen auffallenden Reichtum an weissen Glimmerblättchen auszeichnet und auch in Menge kleine, eckige Quarzkörner enthält. Die Rötistufe gliedert sich in der Guppenrunse und auf der Stöckliterrasse wie am Mürtschenstock in 50—80 m Rauhwacke und etwa 15 m dichten Rötidolomit. Der Lias fehlt hier primär wie in der Mürtschendecke der Schildgruppe (übrigens auch in der Glarnerdecke). Der Dogger eignet sich weniger zur Faciesvergleichung, weil er im Mürtschengebiet nicht so weit nach S reicht wie am Glärnisch; immerhin darf hervorgehoben werden, dass die Echinodermenbreccie (Bajocien) nördlich von der Guppenrunse wie im Mürtschengebiet nur wenige Meter mächtig ist und dass die rote, an Muscheltrümmern reiche Echinodermenbreccie, die von Mittelguppen an unter der südwärts mächtiger werdenden grauen Echinodermenbreccie sich einstellt, sich in der Mürtschengruppe durch einige dünne Lagen einer rötlichen Muschelbreccie ankündigt, die an der Siwelle und auf Robmen am Mürtschenstock im obersten Teil der Dogger-Eisensandsteine und Schiefer auftreten. Der Korallenkalk ist sowohl in der Baumgartenwand am Vorderglärnisch wie am Mürtschenstock weniger mächtig als in der Glarnerdecke. Die Zementsteinschichten, die in der Glarnerdecke noch wenig mächtig und stark kalkig ausgebildet sind, erscheinen am obern Rand der Baumgartenwand, wie in der «schwarzen Schnur» am Mürtschenstock, in ungefähr 60 m Mächtigkeit, und bestehen an beiden Orten vorwiegend aus schwarzen Mergelschiefern, die oben durch einen Wechsel von solchen Schiefern mit Kalkbänken in den Öhrlikalk übergehen.

Auffallend ist die Tatsache, dass in der Mürtschendecke der Glärnischkette überall der Quartenschiefer, südlich von Mittelguppen auch die Rauhwacke fehlt, so dass der Dogger unmittelbar auf den Verrucano zu liegen kommt. Da die stratigraphische Lücke sich über ein grosses Gebiet ausdehnt, ist sie wahrscheinlich eher eine primäre stratigraphische Erscheinung als durch tektonische Ausquetschung bedingt.

Wie im Fronalpstockgebiet, so liegt auch in der Glärnischkette an der Basis der Mürtschendecke eine stark dynamometamorphe, an den Lochseitenkalk der Glarnerdecke erinnernde Kalkbank. Sie ist unter dem Verrucano in den Bachrinnen bei Luchsingen und Leuggelbach und im Tschudiwald westlich von Thon, in der Hetschisrunse am Vorderglärnisch unter der Rauhwacke (Tafel 19, Figur 5) als eine meistens nur 1—2 m dicke Bank mit ausgesprochener Knetstruktur aufgeschlossen. Während sie an letzterem Orte nur etwa 25 cm dick ist, schwillt sie am Stöckli bei Glarus zu einer bis 50 m hohen Felswand an. In ihrem nördlichen Teil besteht sie hier zu unterst aus einer Dislokationsbreccie, zusammengesetzt aus dunkelgrauen Kalksplitterchen, die in eine hellgraue, pulverige

Grundmasse eingebettet sind. Darüber liegt ein dunkelgrauer Kalk von Malmtypus, der nach allen Richtungen von Calcitäderchen, Kluft- und Rutschflächen mit Rutschstreifen durchzogen ist. Der obere Teil der Wand ist in einen weisslichen bis hellgelben Marmor umgewandelt. Reste von verkehrtliegender Kreide sind zwischen der Lochseitenkalkbank und den darunterliegenden Globigerinenmergeln nirgends zu beobachten.

Die Schichtreihe der Mürtschendecke wird oben durch eine Überschiebungsfläche begrenzt, über der eine neue höhere Decke, die Axendecke, folgt. Die Überschiebungsfläche senkt sich vom Nordostgrat des Vorderglärnisch, wo sie in ungefähr 1650 m Höhe liegt, mit flacher Neigung gegen S, wobei sie in immer ältere Schichten der Mürtschendecke hinunterschneidet, so dass eine immer stärkere Reduktion dieser Decke eintritt. Der bis 85 m mächtige Öhrlikalk, mit dem die Decke am Vorderglärnisch abschliesst, wird schon an der Hansliruns durch die Überschiebungsfläche im Hangenden abgeschnitten. Dort keilen auch die Zementsteinschichten unter dem Dogger der Axendecke aus, und der Malmkalk, der an der Baumgartenwand westlich von Mitlödi über 300 m mächtig ist, bildet auf dem linken Ufer der Guppenrunse bloss noch eine etwa 150 m hohe Steilstufe. Über den «Eisenlöchern» oberhalb der Hütte von Mittelguppen sind davon zwischen dem Schiltkalk und dem überschobenen Lias der Axendecke nur noch wenige Meter Quintnerkalk übriggeblieben. Im Kessel von Mittelguppen (Tafel 17, Figur 2) beobachtet man, dass eine Reduktion der Mürtschendecke nicht bloss infolge des Verlaufes der Überschiebungsfläche im Hangenden der Decke, sondern auch infolge tektonischer Quetschung der oberen Deckenteile eintritt. Während der Schiltkalk an dem Felswändchen oberhalb der Hütte von Mittelguppen, an dem die Stolleneingänge des ehemaligen Eisenbergwerkes liegen, noch eine ziemlich normale Mächtigkeit von 20—25 m besitzt, erfährt der darunterliegende Dogger gegen W eine rasche Reduktion. Am Ostende des Wändchens ist seine Echinodermenbreccie noch etwa 20 m mächtig, unter dem «grossen Eisenloch» ist ihre Mächtigkeit schon auf 10—15 m zurückgegangen, und unter dem westlichsten Stolleneingang ist der ganze Dogger auf 3—4 m Mächtigkeit ausgewalzt; denn wenige Meter unter dem Stollen tritt schon der anstehende rote, grobsandige Verrucanoschiefer zutage. Der Eisenoolith ist stellenweise ganz verquetscht, an andern Stellen erscheint er, wahrscheinlich infolge tektonischer Schuppung, in Form von 2—3 übereinanderliegenden, durch 1—2 m Echinodermenbreccie getrennten Lagen, die oben an die scharfe Schiltkalkgrenze anstossen. Im westlichsten Teil von Mittelguppen, wo der Weg nach Sienen die Guppenrunse überschreitet, erscheint am rechten Bachufer nochmals ein interessanter Aufschluss der Mürtschendecke (Figur 16), bestehend aus 5 m zum Teil stark calcitisiertem Rötidolomit, etwa $0{,}_4$ m Opalinusschiefer und 2—3 m stark calcitisiertem Malmkalk.

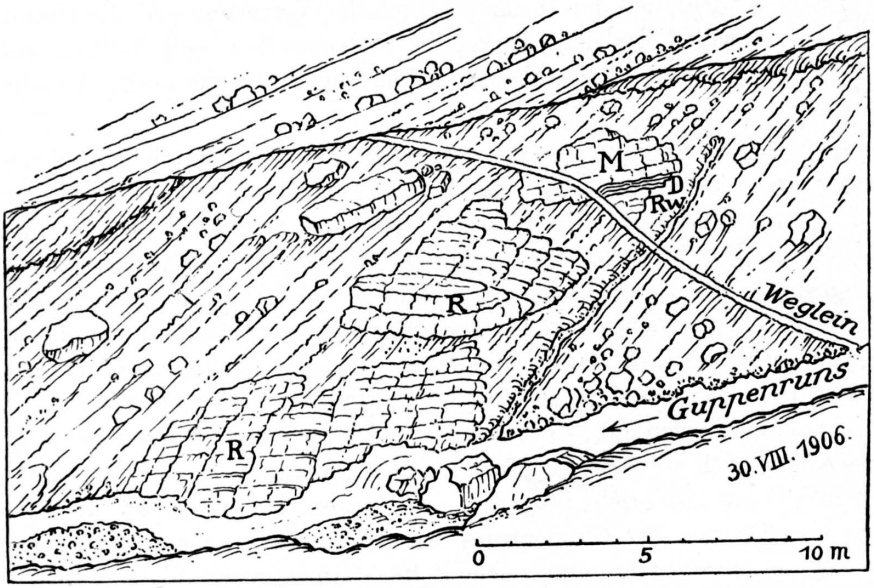


Fig. 16. **Aufschluss in der Mürtschendecke im westlichen Teil von Mittelguppen.**
R = Rötidolomit. Rw = Rauhwacke. D = Doggerschiefer. M = Malm.

Verfolgen wir die Mürtschendecke von Mittelguppen aus nach S, so sehen wir, dass bei den Wildheuhütten von Achsel am Ostabhang des Geisser auch der Schiltkalk, der auf Mittelguppen noch fast normale Mächtigkeit besitzt, im Auskeilen begriffen ist. Die Mürtschendecke besteht hier nur noch aus ziemlich mächtigem Verrucano, etwa 30 m Dogger-Echinodermenbreccie, schwachen

Spuren von Eisenoolith und $1{,}_2$ m Schiltkalk, über dem mit scharfer Rutschfläche der Lias der Axendecke folgt (Figur 17). Am Steinigerbach sinkt die Überschiebungsfläche gegen S rasch, so dass auch der Dogger zum Auskeilen kommt. Gleichzeitig tritt eine starke Reduktion des Verrucanos ein, so dass nördlich von Luchsingen von der Mürtschendecke nur noch ein dünnes Band von infolge Dislokationsmetamorphose grösstenteils grün gewordenem Verrucano übriggeblieben ist.

Aufs schönste lässt sich die in Verquetschung begriffene Mürtschendecke am Alpweg auf dem rechten Ufer des Luchsingerbaches beobachten (Tafel 19, Figur 6). Über den Globigerinenmergeln der ebenfalls intensiv gequetschten Glarnerdecke findet man dort zunächst eine etwa 8 m mächtige, hellgraue Lochseitenkalkbank, darüber eine kaum 30 cm dicke, gelbe Rötidolomitbank, die mit dem Lochseitenkalk als Rest eines verkehrten Mittelschenkels betrachtet werden kann. Darüber liegt eine etwa 25 m mächtige Reibungszone, bestehend aus einem regellosen Gemenge von vielen dünnen

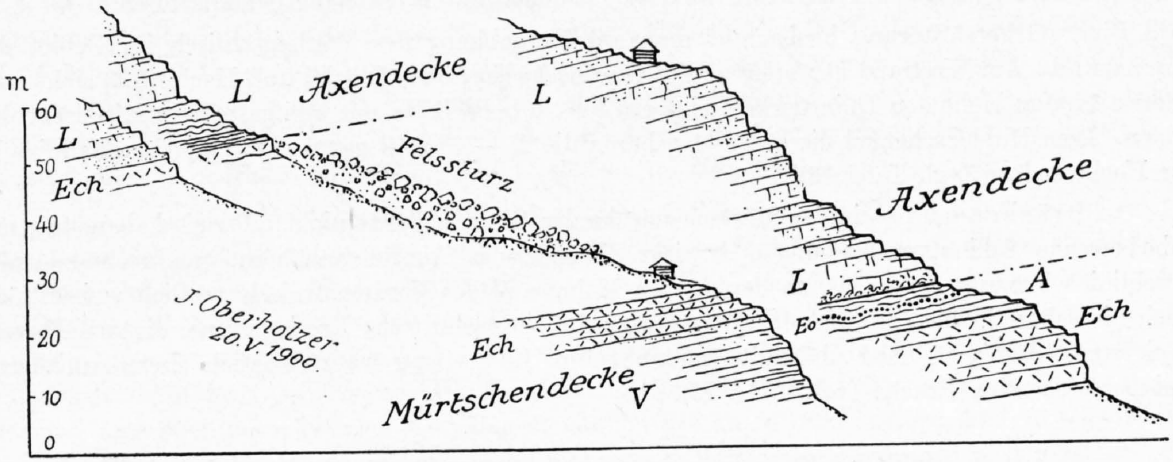


Fig. 17. **Profile durch die Überschiebungszone zwischen Mürtschen- und Axendecke bei den Hütten von Achsel am Ostabhang des Geisser.**

V = Verrucano. L = Lias. Ech = Dogger-Echinodermenbreccie. Eo = Blegi-Oolith. A = Schiltkalk.

Linsen und unbeständigen Lagen von metamorphem grünem oder rötlichem Verrucano mit zerdrückten schwarzen Schiefern und rostigen Sandsteinlagen, die wahrscheinlich zum untern Dogger gehören. Eine scharfe Rutschfläche, über der die Liassandkalke und Schiefer des Axendeckensystems folgen, bildet die obere Grenze der ausgewalzten Mürtschendecke.

Einen weitern Aufschluss der Mürtschendecke beobachtet man am Südrande der Terrasse von Oberschwendeli westlich von Betschwanden (Tafel 19, Figur 7), wo davon einzig noch eine 12—15 m dicke Lage von an der Basis grünem, im oberen Teile rotem, schiefrigem Verrucano vorhanden ist, die auf 3—4 m Lochseitenkalk ruht und von Lias des Axendeckensystems überschoben wird. Etwa 1 km weiter im S, südlich von Erlenberg, liegen an Stelle des Verrucanos zwischen dem Lochseitenkalk, der wahrscheinlich als laminierte Glarnerdecke betrachtet werden kann, und dem Lias des Axendeckengebietes etwa 5 m Rötidolomit und Rauhwacke, die wahrscheinlich zur Mürtschendecke gehören.

Den südlichsten Rest der Mürtschendecke findet man an dem von Linthal nach Braunwald führenden Fussweg aufgeschlossen, wo nach dem auf p. 61 mitgeteilten Profil (Figur 12) zwischen den ausgewalzten Überrest der Glarnerdecke und den Lias der obern Braunwalder Zwischendecke 4—6 m marmorisierter Rötidolomit und 10—15 m ebenfalls metamorpher und reduzierter Dogger eingeschaltet sind. Die Mürtschendecke keilt also mit Erscheinungen intensiver Quetschung schon unter dem südlichen Teil von Braunwald aus.

Von der Nordkante des Vorderglärnisch aus setzt sich die Mürtschendecke im Nordabhang des Glärnisch fort und sinkt dabei infolge des im Glärnisch herrschenden westlichen Axialgefälles mit etwa 12° Neigung gegen W. Trias, Dogger und Schiltkalk verschwinden beim Stöckli rasch unter mächtigen alten Bergsturzmassen und die jüngsten Schichten der Decke, Zementsteinschichten

und Öhrlikalk, tauchen im Güntlenau unter die Sohle des Klöntales (Tafel 15). Da dieses westliche Axialgefälle schon auf der Ostseite des Linthtales herrscht, so erklärt es sich, dass die Mürtschendecke am Vorderglärnisch in mehr als 1000 m tieferem Niveau liegt als im Gipfelgebiet des Schild (vgl. Oberholzer, **290,** 1919, Figur 3, p. 93).

Im Gegensatz zu den Erscheinungen in der Mürtschengruppe zeigt die Mürtschendecke in der Glärnischkette keine Grossfaltung. Sie bildet hier einen im ganzen ruhig liegenden, gegen N allmählich ansteigenden Schichtenkomplex. Hie und da, namentlich in der Nähe der Überschiebungsflächen, sind kleine, auf einzelne Schichtgruppen beschränkte, nordwärts gewendete Stauungsfalten zu beobachten, z. B. im Dogger am Steinigerbach, im Dogger über der Überschiebungsfläche am Leuggelbach, in Dogger und Schiltkalk am Ostabhang des Geisser, im Rötidolomit in der Hanslirunse, in den Zementsteinschichten oberhalb des Forrenstocks am Vorderglärnisch, in Zementsteinschichten und Öhrlikalk im Felsband unter der Terrasse von Tschingel am Nordabhang des Glärnisch.

Eine stärkere Störung beobachtet man am Nordabhang des Vorderglärnisch im Gebiet der Hochwand. Am Westrand der breiten Wustrunsnische (zwischen Stöckli und Hochwand) sieht man in etwa 1200 m Höhe den Quintnerkalk eine etwa 40 m hohe Falte mit steilgestelltem Mittelschenkel bilden. Dem Muldenschenkel dieser Falte gehören die 25—30° steil gegen NW fallenden Malmbänke der Hochwand an (vgl. Tafel 15).

An Brüchen fehlt es in der Mürtschendecke der Glärnischkette nicht; aber sie haben stets nur unbedeutende Schichtverschiebungen bewirkt. Eine ganze Anzahl annähernd senkrechtstehender Bruchlinien bemerkt man z. B. an der grossen Malmwand des Vorderglärnisch westlich von Mitlödi. Auch die scharf in die Ostwand der Wustrunsnische eingeschnittene Erosionsrinne, die den Forrenstock vom Glärnischabhang abtrennt, verdankt ihre Entstehung wahrscheinlich einem annähernd senkrechtstehenden Bruche (vgl. Tafel 15).

2. Die Mürtschendecke in der Wiggisgruppe.

(Profile 8—11.)

Da die Mürtschendecke sowohl am Nordende des Glärnisch als im Fronalpstock-Neuenkammgebiet als mächtige Schichtfolge vorhanden ist, ist es von vornherein wahrscheinlich, dass sie am Rande von Linthtal und Klöntal nicht plötzlich endigt, sondern jenseits dieser Taleinschnitte in der Wiggisgruppe sich fortsetzt. Der tektonische Zusammenhang der letztern mit der Schildgruppe und mit dem Glärnisch lässt sich mit Sicherheit feststellen, wenn man die beidseitigen Wände des Linthtales zwischen Netstal und Mollis miteinander vergleicht.

Man erkennt auf den ersten Blick, dass die Felswände, mit denen Wiggis und Rautispitz gegen das Linthtal abfallen, zur Hauptsache aus zwei normalen, annähernd konkordant verlaufenden und tektonisch völlig getrennten Schichtreihen aufgebaut sind (Tafel 12, Figur 1). Die tiefere der beiden Decken beginnt über dem Felssporn des Grundkopfs bei Riedern mit Dogger, umfasst noch den Malm und die Kreide und endigt an der äusseren Kante der gegen Näfels absteigenden Terrasse von Wiggisalpeli mit Nummulitenkalk. Die obere Decke baut diese Terrasse und das ganze darüberliegende Gebirge auf und stellt die gesamte Kreideserie von den Valangienmergeln bis zu den Senonmergeln dar. Sie sinkt vom Rautispitzgipfel an steil gegen N und bildet unter dem Oberseetal eine $4{,}_5$ km breite, prachtvoll gebogene Mulde. Letztere ist von jeher als die westliche Fortsetzung der klassischen Kreidemulde von Amden betrachtet worden, da beide im gleichen Streichen liegen, dieselbe Form besitzen und aus denselben Schichten aufgebaut sind. Die Schichten der Amdenermulde setzen sich aber in die Gipfelregion der Churfirstenkette und in das Säntisgebirge fort und gehören somit der Säntisdecke an. Ein Stück derselben muss auch der früher (p. 68/69) erwähnte, auf dem Nummulitenkalk der Mürtschendecke liegende Kreidelappen von Neuenalp sein, nicht nur, weil er seiner Lage nach sich genau in den südlichen Schenkel der Oberseetal-Amdenermulde einfügt und genau wie diese mit Valangienmergeln beginnt, sondern namentlich auch, weil seine Kreide in der gleichen Facies ausgebildet ist wie diejenige der Oberseetal-Amdenermulde. Auf Neuenalp wie in der Säntisdecke

des Wiggis und der Churfirsten treten zum erstenmal, zum Teil als Ersatz für den Öhrlikalk, mächtige Valangienmergel mit *Exogyra Couloni* und *Alectryonia rectangularis* auf. Der darüber folgende Valangienkalk ist an allen drei Orten bedeutend mächtiger und viel weniger grobspätig als in den tieferen Decken, und ebenso ist der Hauterivien-Kieselkalk auf Neuenalp in derselben, durch grosse Mächtigkeit ausgezeichneten Facies ausgebildet wie am Rautispitz und in der Amdenermulde. Da nun bewiesen ist, dass die Kreide von Neuenalp, diejenige der Gipfelregion der Wiggisgruppe und die Kreide der Amdenermulde zur gleichen Decke, nämlich zur Säntisdecke gehören, so liegt der Schluss auf der Hand, dass die unter der Terrasse von Wiggisalp liegende Schichtreihe die Mürtschendecke darstellt wie die unter den Valangienmergeln von Neuenalp liegende Jura-Kreideserie des Neuenkamms.

Mit diesem tektonischen Zusammenhang stehen noch einige andere Tatsachen tektonischer Art im besten Einklang. Die Schichtreihe sinkt vom untern Rande der Auernalp ziemlich gleichförmig nordwärts auf die Talsohle bei Näfels hinunter, ähnlich wie vom Gipfel des Neuenkamms gegen die Linthebene. Unter dem Rautispitz wie am Nordabhang des Neuenkamms liegen die Valangienmergel der Säntisdecke unmittelbar auf dem Nummulitenkalk der tiefern Decke. Ebenso beginnt die untere Decke über dem Grundkopf bei Riedern mit Dogger-Echinodermenbreccie wie die Mürtschendecke oberhalb Krähenberg am Westfusse des Fronalpstocks.

Der beste Beweis dafür, dass die Schichtreihe im Sockel des Wiggis identisch ist mit der Mürtschendecke des Fronalpstockgebietes liegt jedoch in der Tatsache, dass die beiden Schichtreihen in bezug auf Gliederung, Mächtigkeit und Gesteinscharakter der gleichalterigen Schichten durchaus miteinander übereinstimmen. Aus der Faciesvergleichung sollen hier bloss folgende Punkte hervorgehoben werden: Der Korallenkalk des obern Malm ist in beiden Gebieten wesentlich schwächer entwickelt als in der Glarnerdecke. Die Zementsteinschichten sind am Südrande des Wiggis ziemlich mächtig und reich an schwarzen Mergellagen, ähnlich wie am Mürtschenstock, und verschwinden in beiden Gebieten gegen N infolge Verkalkung fast ganz. Die meisten Kreidestufen, namentlich Öhrlikalk, Kieselkalk und Seewerkalk, sind deutlich mächtiger als in der Glarnerdecke und nehmen südwärts allmählich an Mächtigkeit zu. Der obere Schrattenkalk ist in beiden Gebieten als 5—25 m mächtige Kalkstufe vorhanden.

Am Südabhang der Wiggiskette (Tafel 11) baut die Mürtschendecke den untern und mittleren Teil der gewaltigen Büttenenwand, die Steilstufe unter der alten Bergsturznische von Blanken und den Südfuss des Deyenstocks bis zur Terrasse von Ober-Herberig (1284 m) auf und verschwindet dann unter dem Schuttkegel von Herberig. Im ganzen Gebiet fallen die Schichten ziemlich stark gegen N, gleichzeitig aber senkt sich die ganze Decke infolge des auch in der Wiggisgruppe herrschenden westlichen Axialgefälles gegen W. Ihr oberer Rand liegt an der Südostkante des Wiggis bei Unter-Auernalp in etwa 1480 m, am untern Rande von Blanken nur noch in etwa 1230 m Höhe und ist bei Herberig auf 1000 m herabgesunken. Westlich von Herberig ist schon am Ufer des Klöntalersees, bei 850 m, der Quintnerkalk einer höheren Decke, der Axendecke, anstehend. Die Mürtschendecke ist hier, vielleicht infolge plötzlich verstärkten Axialgefälles, wahrscheinlich aber infolge eines Querbruches, in die Tiefe gesunken und tritt weiter im W nirgends mehr zutage.

Die am Glärnisch beobachtete gesetzmässige Erscheinung, dass an der Basis der Decke die ältern Schichten nordwärts allmählich auskeilen, während gleichzeitig im Dache immer jüngere Schichten auftreten, zeigt sich auch wieder in der Mürtschendecke der Wiggisgruppe. Während sie am Vorderglärnisch bei Glarus noch bis in die Rauhwacke hinabreicht, beginnt sie über dem Grundkopf bei Riedern erst mit der Dogger-Echinodermenbreccie und 500 m weiter im N, in der «Butziruns» bei Netstal, erst mit dem Schiltkalk. Auch gegen W muss eine starke Reduktion der Decke durch Auskeilen der ältern Schichten eintreten; denn am Südfuss des Deyenstocks liegt ihre Überschiebungsfläche schon an der Basis des Öhrlikalks. Während am Nordende des Glärnisch die Mürtschendecke oben schon mit dem Öhrlikalk endigt, hat sich in der Südwand der Wiggiskette die ganze Kreide bis und mit dem Seewerkalk eingestellt, und auf dem Wiggisalpeli unter dem Rautispitzgipfel gesellt sich dazu noch der Assilinengrünsand.

Die Überschiebungsfläche an der Basis der Mürtschendecke ist nur an wenigen Stellen direkt sichtbar. In prachtvoller Weise ist sie am «Vordern Ruostelkopf» am Nordufer des Klöntalersees durch den infolge der Seeaufstauung nötig gewordenen Strassenbau auf etwa 50 m Länge in Form einer tischebenen, etwa 7° NW fallenden Rutschfläche aufgeschlossen worden. Der darüberliegende Öhrlikalk ist, besonders in den untersten 2—3 m, reich an Calcitadern und Kluftflächen, die oft von horizontalen Rutschstreifen bedeckt sind. Unter der Rutschfläche folgen:

1. 15—25 cm Öhrlikalk, durch zahllose, senkrecht zur Rutschfläche verlaufende Klüfte in eine Breccie verwandelt, deren parallelepipedische Bruchstücke von Hand auseinandergebrochen werden können, unten durch eine wellig unebene Fläche begrenzt.
2. 2—3 m dunkelgraue Flyschschiefer, in den obersten 30—40 cm zu kleinen Fältchen zusammengeschoben und reich an Calcitadern.
3. Glaukonitreicher Nummulitenkalk mit *Assilina exponens*, etwa 3 m mächtig aufgeschlossen.
4. Seewerkalk, beim Einlaufstollen des Löntschwerkes 20—30 m mächtig aufgeschlossen.

Die hier unter der Mürtschendecke auftauchende Eocän-Kreideserie ist am ehesten als westliche Fortsetzung der Glarnerdecke zu betrachten.

In der Butziruns westlich von Netstal ist die Überschiebungsfläche durch etwas Schutt verhüllt; etwa $1{,}_5$ m unter dem tiefsten Schiltkalkaufschluss erscheint dunkelgrauer Malm einer tieferen tektonischen Einheit, in den obersten 2—3 m in eine feinsplitterige Dislokationsbreccie umgewandelt. Südlich von dieser Stelle ist im gleichen Niveau Dogger-Echinodermenbreccie der Mürtschendecke anstehend. Ihre starke Durchklüftung und Fetzen von Eisenoolith und gequetschtem Schiltkalk, die südlich vom Weg nach Auernalp bis 20 m tief unter die normale obere Doggergrenze hinuntersteigen, beweisen, dass Dogger und Schiltkalk bei der Überschiebung hier starke Zerrüttung erfahren haben (Figur 18).

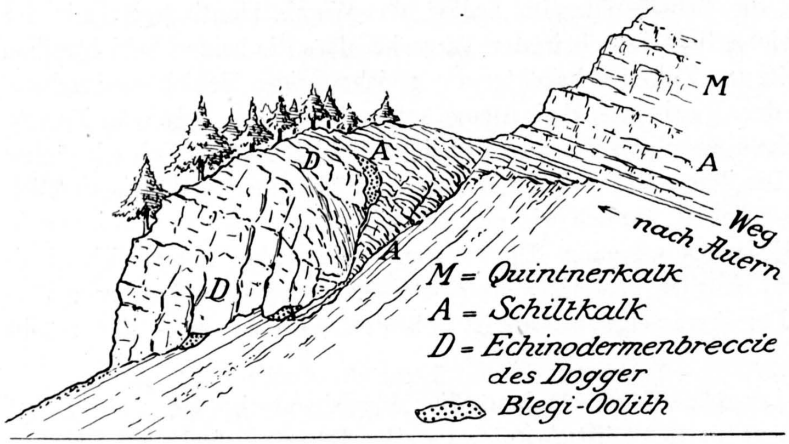


Fig. 18. Dogger und Schiltkalk der Mürtschendecke südlich von der Butziruns am Wiggisfuss bei Netstal.

Unsicher ist die tektonische Stellung des Troskalks, der am Grundkopf die Unterlage der Mürtschendecke bildet, und des damit zusammenhangenden, meistens stark metamorphen Quintnerkalks, der an der Strasse östlich und westlich von Staldengarten und im Löntschtobel anstehend ist. Er gehört wahrscheinlich nicht zur Glarnerdecke, da diese bei Glarus und am Klöntalersee überall bis ins Eocän hinaufreicht. Eher ist jener Malm als die westliche Fortsetzung der verkehrt zwischen Glarner- und Mürtschendecke liegenden Elggisscholle zu betrachten (vgl. p. 67/68).

An der Ostwand der Wiggiskette (Tafel 12, Figur 1), sind mehrere ziemlich auffällige tektonische Störungen des nordwärts fallenden Schichtensystems der Mürtschendecke aufgeschlossen. An der glatten Kreidewand im Einzugsgebiet der Plattenrunse westlich von Netstal sieht man die Orbitolinaschichten, den obern Schrattenkalk und den Gault plötzlich an einer flach südfallenden Bruchlinie abbrechen und nördlich davon in etwa 15 m tieferem Niveau sich wieder fortsetzen. Merkwürdigerweise spielt sich diese an eine Faltenverwerfung erinnernde kleine Störung ganz innerhalb der genannten Schichten ab; im untern Schrattenkalk und im Seewerkalk ist nichts mehr davon zu bemerken. Nördlich von der Altigerruns bildet die Kreide eine etwa 100 m hohe Falte mit leicht gegen N überkipptem Mittelschenkel. Sie ist im obern Teil des Öhrlikalks noch deutlich ausgebildet, aber schon an seiner untern Grenze nicht mehr bemerkbar. Etwa 500 m nördlich davon folgt eine ausgesprochene Faltenverwerfung mit einer etwa 30° S fallenden Bruchfläche, die jedoch nur bis zur

obern Grenze des Kieselkalks hinunterreicht. Seewerkalk und Gault brechen im hangenden Gebirgsteil mit flach gewölbeförmiger, im liegenden Flügel mit muldenförmiger Biegung an der Bruchfläche ab. Das tektonische Bild der Faltenverwerfung wird noch durch mehrere, meistens steil südfallende Brüche kompliziert, welche ihren südlichen Teil durchkreuzen. Neben der Ziegelhütte südlich von Näfels, kurz bevor die Mürtschendecke unter die Talsohle taucht, bilden Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk nochmals eine etwa 60 m hohe, nordwärts geneigte Falte. Die oberen Bänke des Seewerkalks sind zu einem schmalen, nordwärts tauchenden Gewölbe ausgezogen, das mit einer von nordfallenden Rutschstreifen bedeckten Rutschfläche über eine schmale Eocänmulde hinübergeschoben ist. Letztere enthält in normaler Lagerung 8—10 m Assilinengrünsand und 8—10 m Globigerinenmergel, die beide von steil südfallendem Clivage durchsetzt sind. Zwei solche ganz auf Seewerkalk und Nummulitenkalk beschränkte kleine liegende Falten beobachtet man auch auf der Terrasse von Wiggisalpeli in der Höhe von 1200—1300 m.

Die besprochenen tektonischen Störungen sind, abgesehen von der ersten, auf den mittlern und obern Teil der Kreide beschränkt und erfahren nach oben eine Steigerung. Wahrscheinlich sind sie eine Wirkung des Zuges, den die vorrückende Säntisdecke auf den obern Teil der Mürtschendecke ausgeübt hat.

An der Büttenenwand bemerkt man eine grosse Zahl von annähernd senkrechten Querbrüchen, welche schnurgerade den Fels durchschneiden und manchmal spitzwinklig nach unten sich vereinigen. In der geologischen Karte sind nur die sieben auffälligsten angegeben. Sie sind in der Kreide der Mürtschendecke am deutlichsten sichtbar, werden unten im Malm undeutlich und greifen oben noch in Valangien und Kieselkalk der Säntisdecke hinauf, sind also jünger als die Überschiebung der letztern. Meistens haben sie die Ausbildung einer Erosionsrinne veranlasst. Sie beeinflussen die Tektonik des Gebirges nur wenig. Stets ist der westliche Gebirgsteil gegenüber dem östlichen um etwa 1—5 m abgesunken. Wahrscheinlich geschah aber auch hier die tektonische Bewegung mehr in horizontaler als in vertikaler Richtung.

V. Die Wagetenkette.

(Profile 8—10.)

Betrachtet man von den Abhängen oberhalb Mollis aus die von der Säntisdecke gebildete prachtvolle Oberseetalmulde, so vermutet man, die Mürtschendecke des Wiggissockels mache diese Muldenbiegung mit und tauche, nachdem sie eine Strecke weit unter der Talsohle und den Schutthalden von Niederberg verborgen war, in der aus Malm, Kreide und Eocän aufgebauten Wagetenkette wieder empor, die zwischen Oberurnen und dem Trebsental den Nordrand der helvetischen Kalkalpen bildet (vgl. Tafel 10, Figur 1). Ernst Blumer (**180,** 1906, p. 476) und Arnold Heim (**205,** 1908, p. 66 und 67, und **228,** p. 646) haben bereits gestützt auf die Faciesverhältnisse diesen tektonischen Zusammenhang bezweifelt und die Vermutung ausgesprochen, die Wagetenkette gehöre zur Glarnerdecke oder stamme vielleicht sogar aus dem Gebiet der parautochthonen Decken. Dagegen hat später Hans Meyer (**305,** 1922) den Standpunkt vertreten, die Wagetenkette stelle die an der Molasse aufbrandende Stirn der Mürtschendecke dar. Seine Faciesvergleiche einerseits mit dem Kammerstock bei Linthal, andererseits mit der Mürtschendecke bei Mollis vermochten jedoch meine früher (**290,** p. 85—87) geäusserte und eingehend begründete Ansicht, die Wagetenkette gehöre nicht zur Mürtschendecke, nicht zu erschüttern. Ich wiederhole hier die wichtigsten der für meine Ansicht sprechenden Gründe:

1. Die Nummulitenschichten (Bürgenschichten) sind durch die ganze Glarnerdecke und die Mürtschendecke hindurch als ein 5—7 m mächtiger, glaukonitreicher Kalk ausgebildet, dessen Nummulitenfauna zum grössten Teil aus *Assilina exponens* besteht. In der Wagetenkette dagegen sind sie etwa 15 m mächtig und gliedern sich in einen untern Glaukonitsandkalk mit massenhaften *Assilinen* und einen obern, von Glaukonitlinsen durchzogenen blaugrauen Kalk, reich an *Nummulina complanata*, Lam., *N. helvetica*, Kaufm., und *Orthophragminen*. Die Facies weicht also nach Gesteins-

charakter und Fauna sehr stark von derjenigen der Mürtschendecke bei Näfels ab, stimmt dagegen nach lithologischer Gliederung und Fauna ziemlich gut mit derjenigen der verschürften Nummulitenschichten der Claridenkette, z. B. von Alp Gemsfayer, überein. Würden wir die Wagetenkette als Nordstirn der Mürtschendecke auffassen, so würden nach Abwicklung des Deckensystems von N nach S zuerst die neritische Nummulitenfacies des Autochthonen und der parautochthonen Decken, dann auf einer breiten Zone die Assilinengrünsandfacies der Glarnerdecke, dann auf einer ganz schmalen Zone (Wagetenkette) wieder eine fast ganz mit der nördlichsten Zone übereinstimmende neritische Facies, endlich wieder auf grosse Breite die Assilinengrünsandfacies der Mürtschendecke folgen. Ein solcher Facieswechsel ist jedoch sehr unwahrscheinlich.

2. In der Wagetenkette fehlen nicht nur der obere Schrattenkalk, sondern auch die Orbitulinaschichten. An wenigen Stellen, z. B. in der Nähe von Oberurnen, sind über dem untern Schrattenkalk einige gelblich anwitternde, mergelige Kalkbänke zu bemerken, die wahrscheinlich zum Aptien gehören. Auch in der Claridenkette, z. B. am Kammerstock, sind stellenweise noch schwach entwickelte Orbitolinamergel vorhanden. Dagegen sind sie vom nördlichen Teil der Glarnerdecke an, abgesehen vom Glärnischsockel, wo sie verquetscht sind, in einer Mächtigkeit von 15—20 m entwickelt. In ihrem südlichen Teil, an der Klausenstrasse, stellt sich darüber der obere Schrattenkalk ein und nimmt dann durch die Mürtschendecke hindurch von N nach S an Mächtigkeit allmählich zu. Hinsichtlich der Stratigraphie des Schrattenkalks steht also die Wagetenkette viel eher zwischen dem Autochthonen und der Glarnerdecke als am Nordende der Mürtschendecke.

3. Die Altmannschichten sind in der Glarnerdecke und im nördlichen Teil der Mürtschendecke bei Mollis lithologisch bloss dadurch angedeutet, dass der Echinodermenkalk im Dache des Kieselkalks von glaukonitischen Schlieren durchzogen wird. An der Wageten dagegen liegen über dem Kieselkalk zunächst $1{,}_5$ m Echinodermenbreccie mit Glaukonitschlieren und darüber eine etwa 10 m mächtige, an die Altmannschichten erinnernde Folge von glaukonitreichen Kalkbänken. Auch in der verschürften Kreide am Nordwestabhang des Kammerstocks in der Claridenkette liegt zwischen Kieselkalk und austernreichen Drusbergschichten eine Serie von Glaukonitkalkbänken.

4. Die eocänen Globigerinenmergel der Wagetenkette werden von typischem Taveyannazsandstein bedeckt, wie dies in den autochthonen Falten der Hausstock- und Claridenkette, nach W. Staub und Arnold Heim (**247**, p. 47) auch in der parautochthonen Hohfaulendecke des Windgällengebietes, nach W. Staub (**247**, p. 51) auch in der Griesstockdecke bei Heitmannsegg der Fall ist. Dagegen fehlen die Taveyannazsandsteine in der Glarner- und Mürtschendecke völlig.

Diese Tatsachen sprechen lebhaft dafür, dass die Wagetenkette aus einem Faciesgebiet stammt, das nördlich von demjenigen der Mürtschendecke lag. Man könnte sie vielleicht als Nordstirn der Glarnerdecke auffassen; doch widersprechen die meisten der oben angeführten Gründe auch dieser Annahme. Dass sie eine ungewöhnlich hoch aus dem Autochthonen aufgepresste Falte sei, darf auch kaum angenommen werden, weil sie bereits alle Kreidestufen bis zum Seewerkalk enthält, während noch in den bei Linthal auftauchenden autochthonen Falten die Bürgenschichten auf dem Öhrlikalk ruhen und die obere Kreide erst gegen den Kistenpass hin sich einstellt. Die stratigraphischen Erscheinungen berechtigen am ehesten zu der Annahme, die Schichten der Wagetenkette haben ursprünglich der Griesstockdecke angehört und seien beim Vordringen der höheren Decken von ihrer Wurzel abgequetscht und bis an den Nordrand der Alpen hinausgeschoben worden.

Die Malm- und Kreideschichten der Wagetenkette fallen an ihrem Ostende über der Talsohle etwa 30° nach S und richten sich westwärts in den höheren Teilen des Bergzuges steiler auf. Am Wagetengipfel stehen sie beinahe senkrecht, und am Köpfler (Tafel 9, Figur 2) fallen sie 60—65° nach S. Der Kontakt mit dem Wildflysch, der in einer Mächtigkeit von 200—300 m zwischen den Malm der Wagetenkette und das Nagelfluhgebirge eingeschaltet ist, ist leider fast überall durch Bergsturz- und Gehängeschutt verhüllt; einzig südöstlich von Morgenholz treten die obersten Wildflyschaufschlüsse eine Strecke weit nahe an die Malmbasis heran. In diesem östlichen Teil der Kette gehören die tiefsten sichtbaren Malmbänke bereits zum Quintnerkalk, während sonst überall die über die Schutthalden emporragende Malmwand aus Troskalk besteht.

Die Wagetenkette ist von vielen Querbrüchen und einigen Längsbrüchen durchsetzt als Folge der wechselnden Widerstände, welche die Schubmasse beim Aufbranden am Nagelfluhgebirge fand. Durch den wichtigsten unter den Querbrüchen ist das Ostende der Kette, der Hornkopf, von der übrigen Kette abgetrennt und um etwa 200 m nach N vorgeschoben worden. Wageten und Brückler, namentlich aber der Köpfler, werden von vielen oft serienweise parallel verlaufenden Querbrüchen durchschnitten, die jedoch meistens nur eine geringe Verstellung der Schichten bewirkt haben. Am Brückler fallen sie etwa 40° nach W, am Köpfler dagegen 40°—60° nach E und durchkreuzen zum Teil die westfallenden Brüche des Brücklers. Die auffälligsten unter ihnen bewirken am Südabhang des Köpflers ein staffelförmiges Absinken des Gault und Seewerkalkbandes gegen W. Am Süd- und Westabhang des Köpflers bemerkt man ein ganzes System von annähernd parallelen Längsbrüchen (Tafel 9, Figur 2). Der auffälligste unter ihnen liegt zwischen 1500 und 1670 m Höhe und fällt 20—30° gegen N. Der unter der Bruchfläche liegende Gebirgsteil ist um etwa 30 m nordwärts vorgeschoben. Daraus erklärt sich, dass am Südabhang des Köpflers, am obern Rand von Köpfenalp, der sichtbare Teil des unter der Bruchfläche liegenden und von ihr quer durchschnittenen Schrattenkalks sich ost-

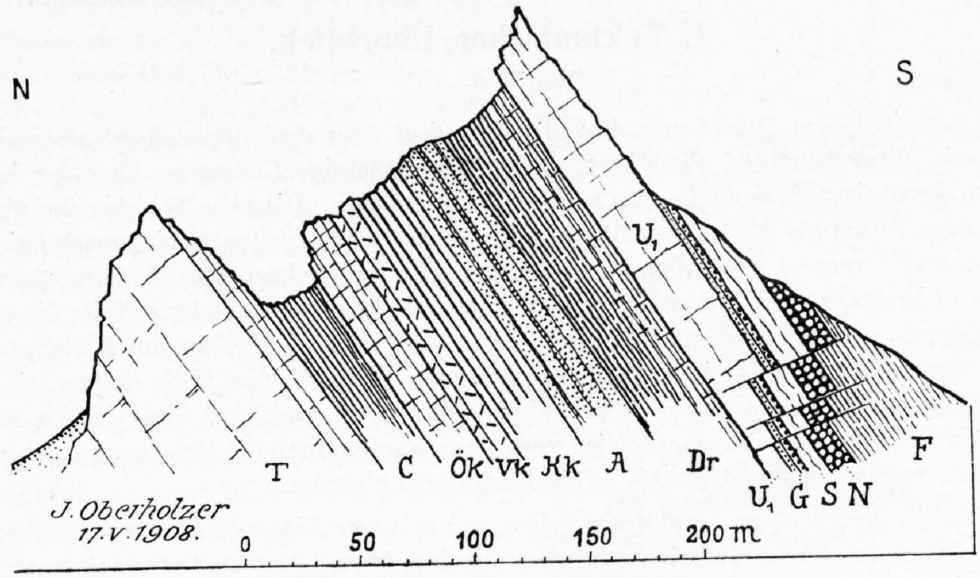


Fig. 19. **Profil durch das Westende des Köpflers oberhalb Ramseli.**

T = Troskalk (oberer Malm). C = Zementsteinschichten. Ök = Öhrlikalk. Vk = Valangienkalk. Kk = Kieselkalk. A = Altmannschichten. Dr = Drusbergschichten. U_1 = Unterer Schrattenkalk. G = Gault. S = Seewerkalk. N = Nummulitenkalk. F = Globigerinenmergel.

wärts dünn ausspitzt, östlich davon aber der über dem Bruche liegende, steil südfallende Schrattenkalk fast den ganzen Südabhang des Berges bildet [1]). In dieser Schrattenkalkplatte sieht man bei zirka 1680 und 1780 m noch zwei fast horizontale Längsbrüche. Über dem obern ist der Schrattenkalk um 10—15 m, über dem untern um nur 3—4 m nordwärts vorgeschoben. Am Westfusse des Gipfels, bei zirka 1150 m, werden die oberen Kreideschichten und das Eocän von flach nordwärtsfallenden Bruchflächen mit in derselben Richtung verlaufenden Rutschstreifen durchschnitten, durch welche die unter den Brüchen liegenden Felsmassen je um einige Meter staffelförmig gegen N vorgeschoben worden sind (Figur 19). Im Gebiet dieser Brüche sind Gault und Seewerkalk auffallend stark reduziert. Oberhalb Köpfenalp ist der Gault stellenweise nur $0{,}_3$—$0{,}_6$ m mächtig, und der sonst im Maximum etwa 25 m mächtige Seewerkalk ist hier wie auch am Westfusse des Köpflers auf 2—4 m reduziert.

In sehr auffälliger Weise bricht die Wagetenkette bei Ramseli im Trebsentale plötzlich ab. Es ist kaum anzunehmen, dass sie westlich von diesem Tale in der Tiefe unter dem Flysche sich noch

[1]) Infolge Verkennung dieser Verhältnisse ist in der Geologischen Karte der Glarneralpen östlich vom Köpflergipfel ein Querbruch eingetragen, der in Wirklichkeit nicht existiert. Die auffallende Kante, mit der dort die den Südabhang bildende Schrattenkalkplatte abbricht, ist lediglich eine Erosionskante.

fortsetzt. Das Abbrechen der Kette am Rande des Trebsentales und die Verquetschung nach unten stehen im Einklang mit der Ansicht, die Wagetenkette sei eine tektonisch verschleppte Gebirgsscholle.

Als östliche Fortsetzung der Wagetenkette darf, wie schon Ernst Blumer (**180**) und Arnold Heim (**205,** p. 65, und **228,** p. 20) bemerkt haben, ohne Zweifel der Kapfenberg bei Weesen angesehen werden, der wie die Wagetenkette aus mächtigem Troskalk und schwach entwickelter Kreide besteht und auch von grünem Flyschsandstein begleitet wird. Die östlich vom Kapfenberg aus seiner Flyschumhüllung auftauchende, von Arnold Heim (**228,** p. 626—631) eingehend beschriebene Flifalte gehört zweifellos nicht zur gleichen Decke wie der Kapfenberg. Sie ist wahrscheinlich das tektonisch stark gestörte Stirnende der Mürtschendecke. Darin erblicke ich einen neuen Grund dafür, dass die Wagetenkette nicht das Stirnende der Mürtschendecke darstellt.

VI. Die Axendecke auf der Westseite des Linthtales.

1. Tektonischer Überblick.

(Profile 9—18.)

Auf Guppenalp am Ostabhange des Glärnisch liegt über dem dünn ausgewalzten Malm, mit dem dort die Mürtschendecke abschliesst, eine 200 m mächtige Liasmasse, über der in normaler Reihenfolge die übrigen Juraabteilungen und die Kreide folgen. Die neue Schichtreihe nimmt einen hervorragenden Anteil am Aufbau der 35 km langen und 14 km breiten Gebirgsmasse, die sich vom Linthtal bis zum Urnersee, vom Klausenpass, Urnerboden und Schächental bis zum Riemenstaldental, Muotatal, Pragelpass und Klöntal ausdehnt. Im westlichen und mittleren Teile dieses Gebietes baut sie, abgesehen vom Schächentaler Flysch, das ganze sichtbare Gebirge, im E den ganzen mittleren und oberen Teil der Glärnisch-Ortstockgruppe auf. Im nördlichen Teile umfasst sie Jura und Kreide und am Nordrande noch die Nummulitenschichten; im südlichen Teile jedoch sind Kreide und Eocän, wenn sie überhaupt ursprünglich vorhanden waren, durch die Erosion gänzlich abgetragen worden; dafür reicht hier ihre Basis bis in die Rauhwacke hinunter.

Im S bricht die gewaltige Juratafel auf einer 25 km langen Linie plötzlich mit einer hohen Steilmauer ab. Unter ihre Lias- und Triasbasis sehen wir dort überall jüngere Gesteine untertauchen: im Schächental den Flysch, der das autochthone Gebirge bedeckt, am Klausenpass und auf dem Urnerboden den Flysch der von der Claridenkette heruntersteigenden Griesstockdecke. An den im E gegen das Linthtal, im N ins Klöntal abstürzenden Steilwänden erscheinen Glarnerdecke und Mürtschendecke als ihre Unterlage. Nirgends sehen wir einen tektonischen Zusammenhang zwischen ihren Schichten und den tiefern Teilen des Gebirges. Die ganze gewaltige Gebirgsmasse ist über die tiefern Decken flach hinweggeschoben worden. Nach dem Axenberg am Urnersee hat die neue Decke von Buxtorf den Namen Axendecke erhalten.

Dass jener Schub nur von S hergekommen sein kann, wird nicht nur durch die zahlreichen Falten der Glärnisch-Ortstockgruppe bewiesen, die alle ihre Gewölbebiegungen nach N wenden, sondern ganz besonders durch die Tatsache, dass die Decke am Nordrande mit einem nordwärts gerichteten Stirngewölbe endigt. Im Rossmattertal sehen wir die Malm- und Kreideschichten der Axendecke vom Westende des Glärnisch her ohne Unterbruch in den Gebirgskörper der Silbern eintreten und zwischen Richisau und Vorauen mit deutlicher Gewölbebiegung nach N untertauchen. Sie verschwinden zwar östlich von Richisau für eine kurze Strecke unter Schuttbildungen; aber bald erscheinen dieselben Kreideschichten, noch von Nummulitengrünsand begleitet, nördlich von Vorauen wieder und bauen die Deyenkette auf der Nordseite des Klöntales auf. Wie bei Richisau am Nordrande der Silbern, so sinken auch hier die Schichten mit konvexer Wölbung steil nach N ein. Östlich vom Deyenstock endigt die Bergkette plötzlich an der breiten Nische von Blanken. Der grosse postglaziale Bergsturz, der hier ins Klöntal hinuntergeglitten ist, hat ihre östliche Fortsetzung bis auf einige merkwürdige Felstürme, die bei Mittelauern am Ostrande der Abrissnische stehengeblieben

sind, zerstört, dafür aber an der Ostwand des Deyenstocks die Aufschlüsse geschaffen, die uns einen klaren Einblick in die Tektonik der Kette gestatten (Tafel 12, Figur 2). Von Blanken aus sehen wir die Schichten vom Deyenstockgipfel zuerst steil nach N fallen, dann in senkrechte Stellung übergehen und hierauf steil nach S einsinken, wobei die oberen Kreideschichten, Nummulitenkalk und Globigerinenmergel, nach unten hin mehr und mehr verquetscht werden. An der Ostwand des Deyenstocks wie auch in der Lücke zwischen Deyenstock und Mättlistock kann man ferner leicht feststellen, dass der Deyenstock nicht, wie BURCKHARDT (**134,** 1895) annahm, von einem nordwärts überliegenden Kreidegewölbe mit normalem und verkehrtem Schenkel gebildet wird, sondern eine einfache, von den Zementsteinschichten bis zu den eocänen Globigerinenmergeln reichende, nordwärts überkippte Schichtreihe, also den Gewölbescheitel und den überkippten Nordschenkel eines grossen Gewölbes darstellt [1]). Oberhalb Herberig am Südfusse des Mättlistocks und auf der Terrasse von Ober-Herberig (Rinderband) stossen die steil südfallenden Zementsteinschichten, zwischen Ober-Herberig und Blanken ebenso Öhrlikalk und Zementsteinschichten des Deyenstocks diskordant auf die bergeinwärts gegen NW fallenden Seewerschichten der Mürtschendecke, die den Südfuss des Deyenstocks bildet. Es lässt sich hier also mit Sicherheit feststellen, dass die Schichten des Deyenstockgewölbes nicht, wie BURCKHARDT annahm, in diejenigen der Mürtschendecke im Sockel der Wiggiskette übergehen, sondern durch eine Überschiebungsfläche davon getrennt sind. Die Axendecke reicht also nordwärts nicht mehr über die Deyenkette hinaus; das Deyengewölbe ist das Stirngewölbe der Axendecke. Durch den tiefen Einschnitt des Klöntales ist die Deyenkette von der im Glärnisch liegenden Hauptmasse der Axendecke abgetrennt worden und erscheint nun orographisch mit der Wiggiskette vereinigt, mit der sie tektonisch nicht zusammenhängt.

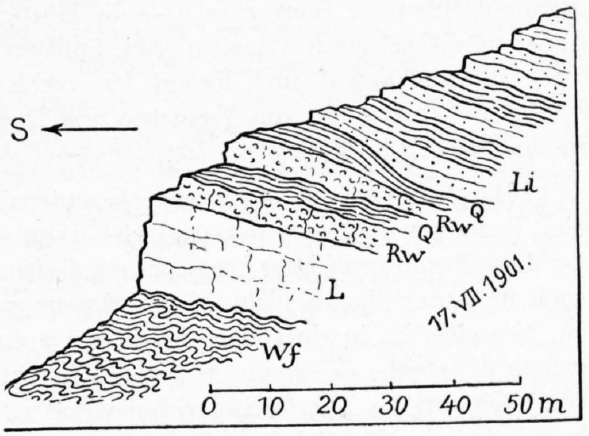


Fig. 20. **Profil durch die Basis der Axendecke westlich von Heitmannsegg (Schächental).**

Wf = Wildflysch. L = Lochseitenkalk. Rw = Rauhwacke. Q = Quartenschiefer. Li = Liassandkalke und -schiefer.

Da die Axendecke auf beiden Seiten des Klöntales mit starkem Axialgefälle nach W einsinkt, ist ihr Stirngewölbe bloss im E, am Deyenstock, so hoch gehoben, dass auch seine Unterlage noch sichtbar wird. Westwärts taucht es immer tiefer; bei Vorauen und bei Richisau am Nordrande der Silbern sind nur noch die Scheitelpartien des Gewölbes an der Oberfläche sichtbar.

Schon im Abschnitt über die Claridenkette ist erwähnt worden, dass unter dem südlichen Teil der Axendecke im Klausenpassgebiet eine Kalkbank liegt, die genau wie der Lochseitenkalk unter der Glarnerdecke die Wirkungen intensivster Auswalzung in Form von Marmorisierung, Kleinfältelung und Knetstruktur zeigt. Diese Lochseitenkalkbank kann vom Westabhang der Schächentaler Windgälle über Heitmannsegg und die Klausenpasshöhe bis nach Vorfrutt verfolgt werden und ist in diesem Gebiete meistens nur $0{,}_5$—6 m, in dem Erosionszirkus westlich von Heitmannsegg aber bis 20 m mächtig (Figur 20). Sie wird stets von Rauhwacke der Axendecke von wechselnder Mächtigkeit, stellenweise auch von den Quartenschiefern überlagert. Südlich von der Klausenpasshöhe ist von der Axendecke nur noch ein 50—100 m hoch an den Abhang der Claridenkette hinaufreichender Lappen von Rauhwacke erhalten geblieben. Der darunterliegende Lochseitenkalk aber setzt sich, in viele kleinere und grössere Erosionsrelikte aufgelöst, an diesem Abhang noch in grosser vertikaler und horizontaler Ausdehnung fort (vgl. hierüber p. 57).

[1]) Der Irrtum BURCKHARDTS wurde vor allem dadurch verursacht, dass er den mächtigen Öhrlikalk am Südabhang der Deyenkette und sogar die dunkeln, tonigen Zementsteinschichten dieses Gebietes als Schrattenkalk betrachtete.

Östlich von Vorfrutt bleibt der Lochseitenkalk unter den Schutthalden verborgen, die nördlich vom Urnerboden die Basis der Axendecke verhüllen. Als ihre östliche Fortsetzung darf wahrscheinlich die dünne Lochseitenkalkbank betrachtet werden, die zwischen Oberfritternalp Unterstafel und der Nussbühlterrasse die Flyschmergel der Glarnerdecke von Liasschichten trennt, die zum System der Axendecke gehören.

Auf der Ostseite des Glärnisch finden wir am Grunde der Axendecke keine Lochseitenkalkbank mehr, wohl aber mancherlei andere Erscheinungen des mechanischen Kontaktes. Am Ostabhang des Geisser (westlich von Schwanden) sind der Lias im Hangenden und besonders auch Malm und Schiltkalk im Liegenden der Überschiebungsfläche intensiv kleingefältelt (vgl. Figur 17). Am Nordfuss des Glärnisch, in der Runse, die aus der Nische zwischen Vrenelisgärtli und Rucher Glärnisch herunterkommt, ist der Dogger der Axendecke in der Nähe der Rutschfläche intensiv zerknittert und der darunterliegende Öhrlikalk der Mürtschendecke calcitisiert und gefältelt. Die stärksten Reibungserscheinungen jedoch beobachten wir im Luchsingertobel. Auf dem linken Ufer des Baches ist zwischen den Lias der Axendecke und die diskordant darunterliegenden Kreide- und Eocänschichten der Glarnerdecke — die Mürtschendecke ist hier lokal verquetscht — eine mehrere Meter mächtige, aus fest zementierten Splittern und Brocken von Liaskalk bestehende Reibungsbreccie eingeklemmt, und die auf dem rechten Ufer am Wege aufgeschlossene, früher (p. 83) beschriebene Verknetung von Verrucano und Dogger der Mürtschendecke ist ebenfalls eine Folge der mechanischen Einwirkung der Axendecke auf ihre Unterlage.

Die Sedimentreihe der Axendecke unterscheidet sich von derjenigen der tiefern Decken durch eine Reihe von Facieseigentümlichkeiten (vgl. Tafel 7). Die auffälligste Erscheinung ist, dass der Lias, der in den bisher besprochenen Teilen der Glarner- und Mürtschendecke gänzlich fehlt und auch im Autochthonen nicht oder höchstens als Bank von wenigen Metern Mächtigkeit entwickelt ist, hier plötzlich in einer Mächtigkeit von mehreren hundert Metern auftritt. Der Dogger zeigt im ganzen die gleiche Gliederung wie in den tiefern Decken; allein seine Mächtigkeit ist, wenigstens am Glärnisch, auf das Mehrfache derjenigen der tiefern Decken gestiegen. Besonders die Echinodermenbreccie hat an Mächtigkeit bedeutend gewonnen, so dass sie oft Steilwände von über 100 m Höhe bildet, während sie im nördlichen Teil der Mürtschendecke bloss wenige Meter mächtig ist. Besonders charakteristisch für die Axendecke ist ein dunkelroter, feinkörniger Eisensandstein, der in Form von Bänken und dünnen Streifen in den untern, meist rötlich gefärbten Teil der Echinodermenbreccie eingelagert ist. Im obern Malm vermisst man den hellgrauen, massigen Troskalk der tiefern Decken und des Autochthonen; dafür gewinnt hier die Stufe der Zementsteinschichten ausserordentlich an Mächtigkeit. Sie schwillt am Glärnisch zu einer 200—300 m, westlich vom Bisistal sogar über 500 m mächtigen Folge von dunkelgrauen Mergeln und tonigen Kalkbänken an. Die Kreide ist im ganzen gleich gegliedert wie in den tieferen Decken; doch hat ihre Mächtigkeit beträchtlich zugenommen. Besonders auffallend ist das Anwachsen des Öhrlikalks, der in der Nordwand des Glärnisch mit zirka 200 m seine maximale Mächtigkeit erreicht. Ein neuer Zug in der Kreidestratigraphie ist die Stufe der Valangienmergel, die in den tieferen Decken entweder ganz fehlen oder nur als dünnes, petrefaktenleeres Mergelbändchen auftreten, am Glärnisch aber über 50 m Mächtigkeit erreichen und durch einen enormen Reichtum an Petrefakten (namentlich *Exogyra Couloni*, d'Orb.) sich auszeichnen.

Wie die Mürtschendecke, so zeigt auch die Axendecke die Erscheinung, dass die ältern Schichten gegen N allmählich auskeilen. Die Trias reicht nordwärts nicht über das Luchsingertobel hinaus. Der Lias keilt südlich von der Guppenrunse sehr rasch aus und sitzt infolgedessen oberhalb Mittelguppen auffallend diskordant auf dem Malm der Mürtschendecke. Der Dogger erreicht noch die Nordwand des Glärnisch, ist jedoch im Gewölbekern der Decke auf der Nordseite des Klöntales nicht mehr vorhanden.

2. Faltung und Brüche.

a) Ortstock-Märenbergkette.

(Profile 14—18.)

Die Aufschlüsse an den Felswänden, mit denen die Ortstock-Märenbergkette gegen E, S und W abfällt, beweisen, dass sie aus einer ganzen Schar von zum Teil komplizierten Falten aufgebaut ist. Man erkennt auch leicht, dass der Malm in der Gipfelregion der Kette am intensivsten und nicht konkordant mit Dogger und Lias im untern Teil der Decke gefaltet ist.

An der düstern Liaswand, die zwischen dem Klausenpass und dem Riedstöckli über dem Urnerboden sich erhebt und auf der Ostseite der Bergkette die breiten Terrassen von Braunwald und Brächalp voneinander trennt, sind vier nordwärts geneigte, regelmässig gebaute Falten aufgeschlossen. Die beiden südlichsten sind an den kahlen Liaswänden über dem westlichen Teil des Urnerbodens mit Gewölbe- und Muldenumbiegungen so vollkommen entblösst, dass sie jedem Klausenpasswanderer auffallen müssen (Tafel 17, Figur 5). Die Gewölbeumbiegung der südlichsten Falte ist an dem Felskopf sichtbar, der die Terrasse von Geissberg (2164 m) trägt. Beim Aufstieg von der Terrasse von Firnen auf den Geissberg überschreitet man den stark überkippten Doggermittelschenkel der Falte und sieht am Eingang zum Firnerloch die scharfe Gewölbeumbiegung in Dogger und Schiltkalk und tiefer unten, westlich von der westlichen Alphüttengruppe, die Muldenumbiegung in den gleichen Schichten. Während der Schiltkalk westlich von den Hütten noch einen ziemlich langen, keilförmig zugespitzten Muldenkern bildet, legt sich der Quintnerkalk am Eingang ins Firnerloch annähernd horizontal ohne stärkere Verbiegung glatt über die Falte hinweg. Lias, Dogger und Schiltkalk steigen als Muldenschenkel der Falte nordwärts etwas an und bilden zwischen den Terrassen von Lecki und Zingel eine zweite Falte mit stark nordwärts überliegendem Liasmittelschenkel. Prachtvoll ist die Gewölbeumbiegung in den Magereuschichten (Mittellias) und den schwarzen Schiefern des obern Lias sichtbar. Dogger und Schiltkalk dringen wahrscheinlich auch noch ein wenig in den Muldenkern ein, sind aber im Bereich desselben ganz mit Gehängeschutt überdeckt. Die Gewölbeumbiegung der Zingelfalte liegt etwa 60 m tiefer als diejenige der Firnenfalte und ist von ihr an der Aussenfläche des Gebirges um $1{,}_6$ km entfernt. Ihr wirklicher Abstand auf der Profilebene ist aber bloss etwa 400 m, da die Falten durch den Taleinschnitt des Urnerbodens unter sehr spitzem Winkel angeschnitten werden.

Von Zingel an streicht das Schichtensystem der Axendecke ohne Faltung dem ganzen Urnerboden entlang fast horizontal nach NE. Erst an der Ostwand des Ortstocks, in der Felswand südlich vom Zillibach, sieht man den Lias plötzlich mit scharf knieförmiger Biegung zur Tiefe steigen und eine etwa 150 m hohe, leicht nordwärts geneigte Falte bilden. Dogger und Schiltkalk sind hier fast ganz durch Schutt verhüllt, scheinen aber nach den vorhandenen Aufschlüssen die Faltung kaum mitzumachen. Zwischen dem Zillibach und dem Brummbach ist der Lias abermals zu einer Falte mit stark überkipptem Mittelschenkel zusammengeschoben und steigt dann in der Felsstufe zwischen Braunwaldalp Unterstafel und Oberstafel sanft gegen N an. Auf einem schmalen Bande, das zwischen zwei südfallenden Sandkalkbänken jenes Mittelschenkels herausgewittert ist, steigt der Alpweg von Brächalp Unterstafel über die Liaswand nach Brächalp Oberstafel hinauf.

Die vier Liasfalten bleiben westwärts im Innern der Ortstockkette verborgen, treten aber wieder in den schönen Falten zutage, die nördlich vom Schächental am Westrande des Glatten und im Hintergrunde des Bisistales am Westende der Märenberge aufgeschlossen sind. Die Falte von Firnen erscheint wieder in der Liasfalte, die oberhalb Balmalp in den Balmer Bändern und am Geissberg sichtbar ist sowie in dem kleinen Dogger-Schiltkalkgewölbe am Ruchstöckli östlich vom Ruosalperkulmpass (Tafel 19, Figur 4). Die schöne liegende Dogger-Schiltkalkfalte, die südlich vom Firnerlochpass am Südostrand der Ruosalp aufgeschlossen ist, stellt einen schiefen und darum lang ausgezogenen Anschnitt der Stirnpartie der Zingelfalte dar (Tafel 17, Figur 4). Nördlich vom Firnerlochpass erscheinen am Westfuss des Märenspitz rasch nacheinander zwei nordwärts geneigte Falten, zunächst eine kleine Schiltkalkfalte und nördlich davon eine bedeutend grössere, stark nordwärts überliegende Falte mit spitz ausgezogenem Schiltkalkgewölbekern und sehr schöner Muldenumbie-

gung in Schiltkalk und Quintnerkalk. Wahrscheinlich sind sie die Fortsetzung der beiden Falten, die wir im Lias am Ostabhang des Ortstocks beobachtet haben.

Für die Tektonik der Gipfelregion der Ortstock-Märenbergkette (Tafel 17, Figur 5) ist die Tatsache besonders wichtig, dass die hohe Malmwand, mit der sie gegen S abstürzt, vom Ostrande des Leckistocks bis zum Ortstock nicht eine einfache Schichtfolge darstellt, sondern aus zwei übereinandergeschobenen normalen Malmserien besteht. Die tiefere Serie ist die normale Fortsetzung von Lias und Dogger in der Basis der Axendecke und endigt oben mit Zementsteinschichten, die über der Mitte der Wand ein annähernd horizontales Schieferband bilden. Die höhere Malmserie beginnt über diesem Bande vom Leckistock bis zum Gipfel 2450 m der Jägernstöcke mit Schiltkalk [1]), östlich davon erst mit dem untern Quintnerkalk und endigt am Nordabhang des Ortstocks mit mächtigen Zementsteinschichten, die am Ostabhang um den Quintnerkalk herum mit dem Schieferbande der tieferen Malmserie zusammenhangen. Schon vom Urnerboden aus sieht man, dass oberhalb Zingel der obere Teil der sonst nordfallenden tieferen Quintnerkalkserie sich plötzlich steil aufrichtet und zu nordwärts überkippter Stellung umbiegt. In dem Malmwändchen unter dem östlichen Teil des Leckistocks beginnen auch die untern Quintnerkalkbänke und der Schiltkalk muldenförmig umzubiegen. Unter der über diesem Felswändchen liegenden Schutthalde hängt offenbar der Schiltkalk dieser Mulde mit dem normalliegenden Schiltkalk zusammen, der unter dem Quintnerkalk des Leckistocks an der Nordostecke dieses Gipfels aufgeschlossen ist. Am Nordrande der Nische, welche nördlich vom Leckistock in die Gipfelmauer eingeschnitten ist, sieht man diskordant über den abgeschnittenen Schichtköpfen der überkippten untern Quintnerkalkserie zunächst eine gequälte Kalkbank, wahrscheinlich als Rest eines ausgewalzten Mittelschenkels, und darüber die leicht nordwärts fallenden Schiltschichten der oberen Malmserie liegen.

Die Malmmulde taucht unter dem Leckistock westwärts ins Innere des Gebirges. Deshalb ist von hier an gegen W, am Glatten, am Südabhang der Kette nur noch die obere Malmserie vorhanden. Der Malm der Gipfelregion der Märenberg-Ortstockkette stellt also den Gewölbeschenkel, die tiefere Malmserie den Muldenschenkel einer grossen, liegenden Falte dar. Das Zementsteinschieferband in der Südwand des Ortstocks und der Jägernstöcke ist das dünngequetschte Südende des Muldenkerns, das darüberliegende Schiltkalkband der kurze Gewölbekern dieser Falte. Der Quintnerkalk fehlt im Mittelschenkel, so dass der Quintnerkalk des Gewölbeschenkels deckenartig über die Zementsteinschichten des Muldenschenkels hinweggeschoben ist. Am Ortstock sinken Gewölbeschenkel und Muldenschenkel stark gegen N; die Falte kann also eine Tauchfalte genannt werden. Die Lias-Doggerfalte von Zingel kann nicht einfach als Kernteil dieser grossen Malmfalte betrachtet werden, da der Schiltkalkgewölbekern der letztern nicht die Gewölbespitze der erstern ist, sondern von ihrem Gewölbeschenkel abzweigt, und da das Malmmuldenknie nicht im Muldenkern der Zingelfalte liegt, sondern gerade ihrer Gewölbeumbiegung gegenüberliegt.

Der Gewölbeschenkel der besprochenen Falte ist in der Gipfelregion der Ortstockkette selbst wieder zu sekundären Falten zusammengeschoben. Am Ortstockgipfel bildet der Malmkalk zwei übereinanderliegende, prachtvoll gerundete Gewölbe, die durch eine mässig tiefe Mulde mit Zementsteinschiefern als Muldenkern miteinander verbunden sind. Die Schichtumbiegungen im Quintnerkalk, besonders diejenigen des untern Gewölbes, sind so schön sichtbar, dass sie sogar in der topographischen Karte dargestellt worden sind. Die Malmbänke dieses zweiten Gewölbes biegen über den Schutt- und Schneehalden, die sich an die Nordwand des Ortstockgipfels anlehnen, wieder zur Mulde um und bilden nördlich davon ein dünngequetschtes, fast horizontalliegendes Gewölbe, das vom zweiten Gewölbe durch eine von der Ortstockfurkel her in den Malmkalk eindringende Zementsteinschiefersynklinale getrennt wird. Die mächtigen Zementsteinschiefer der Ortstockfurkel greifen auch um die Nordstirn dieses Gewölbes herum und hangen unter demselben, allerdings eine Strecke weit durch Schnee und Gehängeschutt verhüllt, mit den Zementsteinschiefern zusammen, die unter dem Malmkalk des mittleren Ortstockgewölbes eine auffällige Anschwellung bilden, dann als schmales, im S fast ganz verquetschtes Band zum Ostgrat des Ortstocks emporsteigen und von dort aus in dem

[1]) Dieser Schiltkalk ist leider in der Geologischen Karte (360) nicht angegeben, da er erst nach deren Druck entdeckt wurde.

schmalen Schieferbande sich fortsetzen, das auf dem Südabhang der Bergkette die beiden grossen Malmserien trennt.

Der Muldenschenkel der grossen Ortstockfalte bildet, als Ganzes genommen, eine unter dem ganzen Ortstock und dem Hohen Turm durchgreifende flache Mulde mit ziemlich steilem Südschenkel und sanft nordwärts ansteigendem Nordschenkel. Die obern Schichten des Malmkalks zeigen im Südschenkel dieser Mulde einige flachwellige Verbiegungen und zweigen südlich vom Lauchboden von der ruhig liegenden Hauptmasse des Malm zu einer kleinen Falte ab, die auf einer schmalen Zementsteinschiefermulde ruht.

In dem gegen die Glattalp abfallenden Nordabhang der Ortstock-Märenbergkette ist ihr Faltensystem annähernd parallel zur Streichrichtung angeschnitten (Tafel 18, Figur 5). Das Doppelgewölbe des Ortstockgipfels ist auch an seinem gegen den Hintergrund der Glattalp gekehrten Abhang in prachtvollen Schichtbiegungen aufgeschlossen, und deutlich sieht man, dass die Zementsteinschichten der Ortstockfurkel die Gewölbebiegung konkordant zum Quintnerkalk mitmachen, dann in Form einer liegenden, südwärts aufsteigenden Mulde die Unterlage der mächtigen Malmkalkmasse des Scheienbergs und der Jägernstöcke bilden, hier aber oben durch eine scharf ausgeprägte Rutschfläche begrenzt werden, welche die Bänke des hangenden Quintnerkalks schief abschneidet. Bis westlich vom Glattensee hängt diese Schiefermulde mit den mächtigen Zementsteinschichten der Glattalp zusammen. Von der Brühlkehle an löst sie sich davon als schmales Band ab, das wie auf der Südseite der Ortstockkette zwei übereinanderliegende Quintnerkalkmassen trennt und am Nordabhang des Märenspitz auskeilt. Über dieser Schiefermulde sieht man in allen Erosionseinschnitten, namentlich in der Nische über dem Westende des Glattensees, in der Brühlkehle und in der Urschenkehle am Nordabhang des Leckistocks die untere Gewölbeumbiegung im Quintnerkalk des Ortstockdoppelgewölbes. Die Synklinale zwischen den beiden Gewölben des Ortstockgipfels ist auch am Nordabhang des Scheienstocks und der Jägernstöcke erkennbar; ihr Zementsteinschieferkern ist jedoch hier weggewittert; einzig im westlichen Teil der Jägernstöcke ist er eine Strecke weit als etwa 50 m hohes Schieferband erhalten geblieben. Die Muldenumbiegung im Quintnerkalk, mit der wir den Muldenschenkel der grossen Ortstockfalte auf der Südseite östlich vom Leckistock endigen sahen, erscheint wieder auf der Westseite dieses Gipfels in der Felsrinne, die zwischen Märenspitz und Glatten zum Firnerlochpass hinaufsteigt (Tafel 17, Figur 4). Auf der Nordseite der Rinne sieht man die verkehrtliegenden Quintnerkalkbänke der Synklinale steil nach S fallen und dann in der Felsstufe, über die man in die Talfurche hinaufsteigt, scharf zur nordwärts geöffneten Mulde umbiegen. Südlich vom Eingang in diese Rinne ist der sekundär gefaltete Schiltkalkkern dieser Mulde aufgeschlossen, und der darüber folgende Schiltkalkgewölbekern lässt sich in der Sohle der Felsrinne noch etwa 200 m weit taleinwärts verfolgen. Die zugehörige Gewölbeumbiegung im Quintnerkalk ist auf der Nordseite der Rinne am Gipfel des Märenspitz sichtbar. Auch hier ist der Gewölbeschenkel eine Strecke weit über den Muldenschenkel hinweggeschoben, doch lange nicht mehr so ausgesprochen deckfaltenartig wie auf der Ostseite der Bergkette.

Im Glattalpgebiet am Nordfuss der Märenberge zweigen vom Muldenschenkel der Ortstockfalte zwei kleinere Falten ab. Die obere derselben macht sich zuerst am Westfusse des Scheienbergs durch ein scharf knieförmiges Zementsteinschiefergewölbe bemerkbar, das dicht unter dem überschobenen Quintnerkalk des Ortstockdoppelgewölbes hervortritt. Erst weit im W, unterhalb der Brühlkehle, tritt auch sein Quintnerkalkkern, überwölbt von prächtig umgebogenen Zementsteinschieferplatten, aus dem Gebirge heraus. Etwas tiefer unten erblickt man am Südrande der Terrasse von Brühl in Zementsteinschichten und Quintnerkalk die Muldenumbiegung der unter dieser Falte liegenden Mulde, und darunter erscheint in dem Karrenfeld «Auf den Köpfen» der Quintnerkalkgewölbekern der zweiten kleinen Falte. Sie wird durch einen über dem Blindseeli endigenden, von der grossen Zementsteinschiefermasse der Glattalp abzweigenden, fast horizontalliegenden Muldenkern von etwa 25 m Mächtigkeit von der Hauptmasse des Quintnerkalks abgetrennt. Der Schiltkalkkeil, der östlich von Gwalpeten mit scharfer Gewölbeumbiegung in den Quintnerkalk an der Westwand des Märenspitz eindringt, darf als Gewölbekern der ersten Falte betrachtet werden. Die nördliche der beiden Falten scheint sich im Schiltkalk und Dogger nicht mehr bemerkbar zu machen.

Mit dem Faltensystem der Ortstockkette hängt auch die nördlich von der Ortstockfurkel liegende Kirchbergkette tektonisch zusammen. Der bis 300 m mächtige Quintnerkalk, der die Hauptmasse der Kette bildet, steht im Gipfel des Hohen Turm (Figur 21) annähernd senkrecht, biegt auf seinem Nordabhang mit kleinen, welligen Falten zu flacher Lage um und wird hier normal wieder von Zementsteinschichten bedeckt. Das Ganze ist über die mächtigen Zementsteinschichten der Ortstockfurkel und der Glattalp hinübergeschoben, wobei an der Ostwand des Hohen Turm gegen N hin deutlich ein Auskeilen der tieferen Malmbänke beobachtet werden kann, so dass am Nordende, am Flätstock, der Quintnerkalk zwischen den liegenden und hangenden Zementsteinschichten nur noch etwa 30 m mächtig ist. Die Kirchbergkette ist also aus einer nur aus Quintnerkalk und Zementsteinschichten bestehenden, muldenförmig verbogenen Tauchfalte herausgeschnitten, die über oder südlich vom Kamm der Ortstockkette vom Rücken der Ortstockgipfelfalte abzweigte und deckfaltenartig über diese Falte hinweg etwa 2,5 km weit nach N geschoben worden ist.

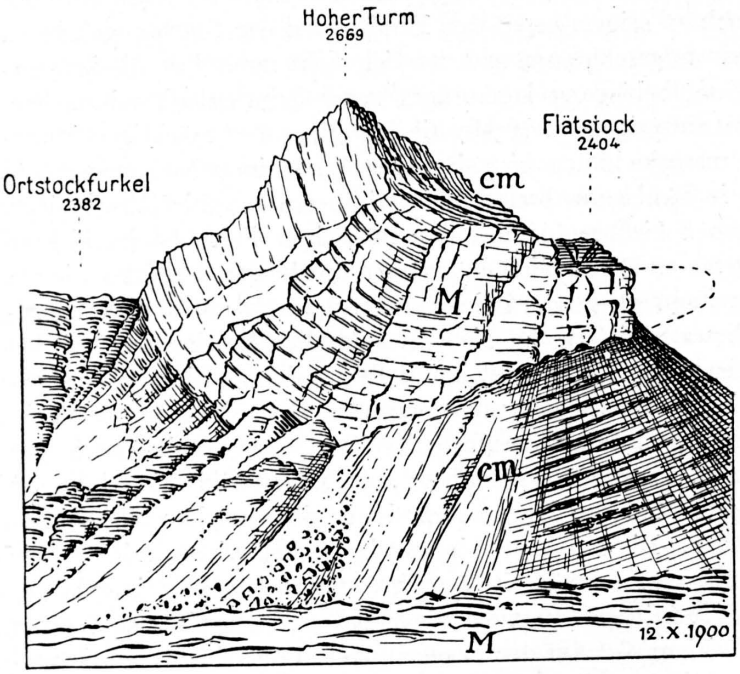


Fig. 21. **Der Hohe Turm, von NO gesehen.**
M = Quintnerkalk. cm = Zementsteinschichten.

Im Malm der Ortstock-Märenbergkette, namentlich in den Märenbergen zwischen dem Gipfel 2463 m und der Urschenkehle, bemerkt man eine ganze Reihe von Querbrüchen, die zwar alle nur eine geringe Verschiebung der Gebirgsteile bewirkt haben, aber doch recht auffällig sind, weil sie schnurgerade die Bergwände durchschneiden und meistens die Entstehung von kräftigen Erosionsrinnen veranlasst haben. So verdanken die Brühlkehle und der auffällige, über dem Westende des Glattensees endigende Erosionseinschnitt solchen Brüchen ihre Entstehung. Die meisten Bruchflächen fallen 70—80° gegen E, einige 60—70° gegen W. Wo die Bruchverschiebung auffällig ist, ist stets der westliche Gebirgsteil gesunken.

Auch die Kirchbergkette wird von einigen Querbrüchen durchschnitten. Ein etwa 40° E fallender Bruch, durch den das westlich davon liegende Gebirge um etwa 15—20 m gehoben wurde, durchschneidet die Malmwand westlich von Punkt 2467 m und lässt sich nordwärts als schnurgerade Furche noch durch das ganze Karrenfeld der Karrenalp hindurch verfolgen.

b) Karrenalp und Faulenkette.

(Profile 13—18.)

Da das grosse Malmplateau der Karrenalp tiefer Erosionseinschnitte entbehrt, ist man für die Beurteilung der Tektonik dieses Gebietes grösstenteils auf die 8 km voneinander entfernten Steilränder angewiesen, mit denen es ostwärts gegen Braunwald und das Linthtal, westwärts gegen das Bisistal abfällt. Aus den Aufschlüssen am östlichen Erosionsrande und den Erscheinungen auf dem Plateau selbst kann man schliessen, dass das ganze Schichtensystem der Axendecke unter dem südlichen Teil der Karrenalp, nördlich von der Liasfalte von Brächalp, zunächst etwa 1—1,5 km weit mit etwa 15—20° Neigung nordwärts ohne Faltung ansteigt. Darauf folgt unter dem nördlichen Teil des Plateaus und in der Faulenkette wieder eine Zone intensiver Faltung. Sie beginnt unter den Eggstöcken mit zwei dicht aneinandergeschobenen, nordwärts geneigten kleineren Falten. Der

Abhang des Vordern Eggstocks gegen Braunwaldalp Oberstafel besteht aus den etwa 25° S fallenden Schichten der südlichen Eggstockfalte. Ihr Liasgewölbekern ist über den Hütten dieses Alpstafels aufgeschlossen, und die Gewölbeumbiegung in Dogger und Schiltkalk mit schönen sekundären Fältchen im Schiltkalk ist an der Südostwand des Eggstocks (beim G des Wortes Gumen) zu sehen. Viel auffälliger ist die nördliche Eggstockfalte. An der gegen den Kneugrat abfallenden Ostwand des Gumen sind der steil nordwärts geneigte, aus Dogger-Eisensandstein bestehende Gewölbekern und die regelmässig gerundeten Gewölbe- und Muldenumbiegungen in der Dogger-Echinodermenbreccie und im Schiltkalk aufs schönste aufgeschlossen (Tafel 18, Figur 4). Der vertikale Abstand von Gewölbe- und Muldenumbiegung in der Echinodermenbreccie beträgt etwa 60 m. Fast unbeeinflusst von diesen Biegungen legt sich der Quintnerkalk der Eggstöcke in steifen, horizontalen Bänken über die beiden Falten hinweg. Einzig an der Südkante des Vordern Eggstocks ist oberhalb Braunwaldalp Oberstafel der Nordschenkel des südlichen Gewölbes in Form einer etwa 50 m hohen, S-förmigen Verbiegung im untern Quintnerkalk zu sehen.

Ein prachtvolles Querprofil durch die Kette des Bösen Faulen ist an der das Bösbächital zirkusförmig abschliessenden Ostwand dieses Gipfels entblösst (Tafel 18, Figur 4). Man sieht zunächst den Schiltkalk des Muldenschenkels der nördlichen Eggstockfalte vom Hintern Eggstock her ziemlich steil in den südlichen Teil jener Wand hinaufsteigen und eine nordwärts übergelegte, etwa 300 m hohe Falte bilden, deren spitzgeklemmtes Gewölbe fast bis auf den Südgrat des Faulen hinaufreicht. Die Gewölbeumbiegung ihres Doggerkerns ist an der Nordwand des Hintern Eggstocks deutlich erkennbar. Im Schiltkalk ihrer Gewölbespitze, namentlich aber im Quintnerkalk der darunterliegenden enggepressten Mulde sieht man zahlreiche sekundäre Fältchen.

Mit dieser Mulde beginnt die imposanteste tektonische Form der ganzen Axendecke, die Faulenfalte. Dogger, Schiltkalk und Quintnerkalk steigen als deren Gewölbeschenkel an der Ostwand des Bösen Faulen empor, biegen unter seinem Gipfel in schön geschwungenem Bogen zum Gewölbe um und beginnen an der Furkel zwischen dem Faulen und dem Rüchigrat als überkippter Nordschenkel des Faulgewölbes wieder steil gegen S zu fallen. Der Rüchigrat ist ganz aus diesem verkehrten Schenkel der Falte herausmodelliert (Tafel 16, Figur 1). Die mit flachwelligen Verbiegungen steil südfallenden Dogger-, Schiltkalk- und Quintnerkalkbänke seines Südabhanges biegen an seinem Südostfusse rasch zum nordfallenden Muldenschenkel der Falte um. Als Erscheinung der tektonischen Reduktion im Mittelschenkel sind zu beiden Seiten der breiten Kehle der «Ruchiruns» (nördlich vom Worte Kamm) eine Strecke weit die steilgestellten Quintnerkalkplatten durch eine südfallende Rutschfläche schief abgeschnitten und über die wellig verbogenen Zementsteinschichten des Mittelschenkels hinaufgeschoben. Ein Rest dieses überschobenen Quintnerkalks ist auch der auffallende Malmklotz, der östlich von jener Kehle unter dem Südrand des Bächifirns diskordant auf den senkrechtstehenden Zementsteinschichten sitzt. Östlich von dieser Stelle ist der überkippte Mittelschenkel der Faulenfalte völlig abgetragen; der First und die Terrasse des Bächifirns gehören bereits dem Muldenschenkel der Falte an; doch lässt sich auf dem Scheitel des First bereits der Beginn der Muldenumbiegung erkennen. Als gemeinsamer Gewölbekern des Faulengewölbes und seiner südlichen Vorfalte ist der im hintern Teil des Bösbächitales unter dem Dogger der Eggstöcke hervortretende Lias zu betrachten. Seine belemnitenreichen Sandkalkbänke liegen bei Punkt 1874 m horizontal und biegen nordwärts in schöner Kurve zu 50—60° Nordfallen um.

Das Faulengewölbe streicht unter dem Nordrande des Karrenalpgebietes geradlinig nach SW und lässt sich westlich vom Bisistal auch im Gebirge südlich vom Wasserberg und Kaiserstock noch weithin verfolgen. Dem Umstande, dass die Schichten seines Nordschenkels steilgestellt sind und um viele hundert Meter nordwärts zur Tiefe sinken, ist es zu verdanken, dass die Kreide, die im südlichen Teil der Axendecke vollständig abgetragen ist, nördlich vom Faulengewölbe im Gipfelgebiet des Glärnisch, an der Silbern und in der Kaiserstockkette nun plötzlich fast das ganze sichtbare Gebirge aufbaut und dass die Grenze zwischen Jura und Kreide auf der 13 km langen Strecke zwischen der Zeinenfurkel und dem Westende des Rätschtales fast schnurgerade verläuft.

In dem Taleinschnitt des Braunalpeli zwischen Faulen und Pfannenstock sind die Doggerkerne des Faulengewölbes und seiner südlichen Vorfalte durch die Erosion noch einmal blossgelegt

worden. Im südlichen der beiden Gewölbekerne reichen die Aufschlüsse bloss bis in die Dogger-Echinodermenbreccie hinunter, während im Kern des Faulengewölbes auch noch die Eisensandsteine zutage treten. Die südliche Vorfalte erscheint an der Ostwand des Pfannenstocks in auffallend veränderter Form (Profil 15); aus der spitz ausgezogenen Falte des Bösbächitales ist ein flach gerundetes Gewölbe geworden, das vom Faulengewölbe des Pfannenstockgipfels durch eine steil nordwärts einsinkende Malmmulde getrennt wird, deren Nordschenkel im Schiltkalk und untern Teil des Quintnerkalks stark reduziert ist. Dogger-Echinodermenbreccie und Schiltkalk tauchen, wahrscheinlich als Gewölbekern der Faulenvorfalte, 3 km weiter im SW in der kleinen Weidefläche von Rohbutzli mitten im Karrenfeld als flacher Gewölberücken, der im S und W durch eine Verwerfung abgeschnitten wird, nochmals empor. Durch das bis auf 900 m hinunter eingeschnittene Bisistal sind östlich von Schwarzenbach die beiden Falten der Faulenkette bis tief in ihren Liaskern hinunter blossgelegt. Im vordern Teil der Talnische von Bärensool erscheint der Liasgewölbekern in prachtvoll umgebogenen Sandkalkplatten als genaues Spiegelbild des Liasgewölbes im Bösbächital. Darüber wölben sich im hintern Teil des Tälchens Dogger, Schiltkalk und Malm in regelmässig geschwungenem Bogen. Der Nordschenkel des Faulengewölbes ist hier nicht mehr überkippt. Seine tiefsten Liasschichten sind noch zu senkrechter Stellung umgebogen, Dogger und Malm dagegen fallen unter dem Geitenberg maximal 60—70° steil gegen N und tauchen dann mit Zementsteinschichten und unterer Kreide nördlich von der Ausmündung des Rätschtales unter die Sohle des Bisistales. Die südliche Vorfalte des Faulengewölbes zeigt sich an der Schossfluh als etwa 50 m hohe, nordwärts geneigte, von Dogger, Schiltkalk und Quintnerkalk gebildete Falte und erscheint lediglich als kleine Verbiegung im flachliegenden Gewölbeschenkel der Faulenfalte.

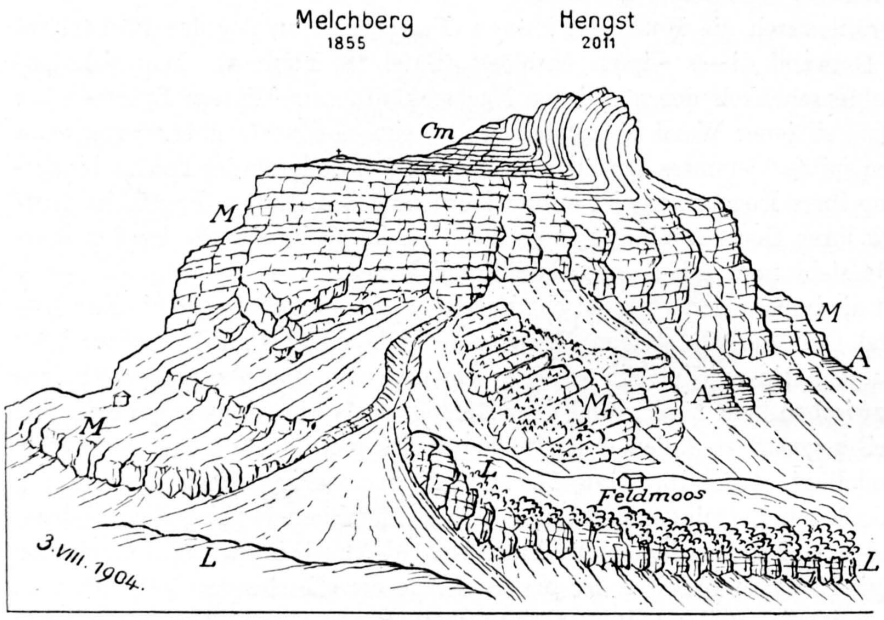


Fig. 22. **Abhang von Hengst und Melchberg gegen das Bisistal.**
L = Lias. A = Schiltkalk. M = Quintnerkalk. M_1 = Malm, abgesackt.
Cm = Zementsteinschichten.

Zwischen dem Faulengewölbe und den Falten der Märenberge verläuft das Schichtensystem der Axendecke auf der Ostseite des Bisistales fast horizontal; an zwei Stellen jedoch ist es zu deutlichen Falten zusammengeschoben. Am Westabhang des Kupferberges bilden Dogger, Schiltkalk und Quintnerkalk eine etwa 100 m hohe, nordwärts geneigte Falte, die im Gewölbescheitel in den tieferen Schichten noch eine kleine, synklinale Einbuchtung zeigt. Sie darf wahrscheinlich als westliche Fortsetzung der Eggstockfalten betrachtet werden. $1{,}_5$ km weiter im S erblickt man am Gipfel des Hengst (Figur 22) im Quintnerkalk die Gewölbeumbiegung und den etwa 100 m hohen, senkrechtgestellten Mittelschenkel und in den Zementsteinschichten den Muldenkern einer zweiten Falte, die im Innern des Pfaff und des First nach NE streicht und dort in den Zementsteinschichten des Gewölbeschenkels schöne, kleine sekundäre Falten zeigt. Ob sie die Fortsetzung der Brächalpfalte oder eine neue selbständige Falte ist, kann ich nicht entscheiden.

Die Falten des Karrenalpgebietes setzen sich auch in dem westlich vom Bisistal liegenden Gebirge fort. Der Lias-Doggerkern des Faulengewölbes ist westlich von Schwarzenbach durch Schutt verhüllt oder bereits unter die Talsohle gesunken. Dagegen ist am Nordostabhang des Langgrates

die westliche Fortsetzung der Kupferberg-Eggstockfalte in Dogger, Schiltkalk und Quintnerkalk als knieförmige Falte mit überkipptem Mittelschenkel und sehr scharfer Muldenumbiegung prächtig sichtbar. Die $1{,}_5$ km weiter im S an der Ostwand des Geissberges aufs schönste entblösste, ebenfalls nordwärts überkippte und von Dogger, Schiltkalk und Quintnerkalk gebildete grosse Falte darf als Fortsetzung der Hengstfalte der östlichen Talseite betrachtet werden. Zwischen Geissberg und Waldistock sieht man dieselben Schichten nochmals eine kleine, nordwärts geneigte Falte bilden.

Aus Profil 18 ergibt sich, dass der Jura des Gebietes zwischen dem Waldistock und dem Wasserberg im ganzen ein weit gespanntes, flaches Gewölbe mit flachem Südschenkel und steiler fallendem Nordschenkel bildet, das durch die vorhin erwähnten Falten wieder in 3—4 Teilgewölbe gegliedert wird. Eine ähnliche Gesamtform besitzt auch das Querprofil durch den östlichen Teil des Karrenalpgebietes und den Bösen Faulen. Während aber dort das Gesamtgewölbe in dem mächtigen Faulengewölbe kulminiert, ist westlich vom Bisistal der Gewölbescheitel weiter nach S in das Geissberggewölbe verlegt, und das Faulengewölbe hat seine dominierende tektonische Rolle eingebüsst und ist zu einer blossen, flachen Ausbuchtung in dem steil nordwärts sinkenden Nordschenkel der grossen tektonischen Gesamtform geworden.

An der Malmmauer, die den Kessel der Ruosalp im W begrenzt (Figur 23), fallen zwei prächtige, nordwärts geneigte, knieförmige Falten auf, eine südliche am Ostfusse der Schächentaler Windgälle als Fortsetzung der Zingelfalte der Ortstockkette und eine nördliche südlich von der Terrasse von Alplen, wahrscheinlich als Fortsetzung der am Westabhang des Märenspitz aufgeschlossenen Falte.

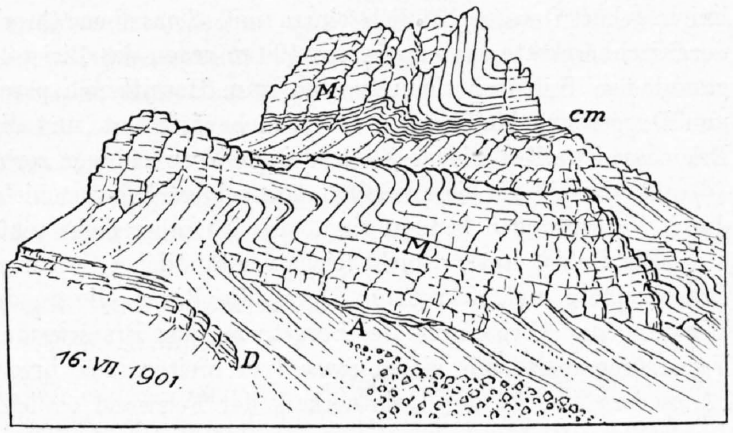


Fig. 23. **Die Schächentaler Windgälle vom Balmergrätli aus gesehen.**
D = Dogger. A = Schiltkalk. M = Quintnerkalk. cm = Zementsteinschichten.

Von der Kirchberg-Deckfalte der Ortstockgruppe sind auf der Westseite des Bisistales die auf den Zementsteinschichten schwimmenden Quintnerkalkschollen des Älplerstocks und des Älplerhorns erhalten geblieben. Wahrscheinlich gehört dazu auch noch der ebenfalls über die Zementsteinschichten hinübergeschobene, aus Quintnerkalk bestehende Gipfelaufsatz der Schächentaler Windgälle (Figur 23).

Die Dogger-Schiltkalkgrenze liegt im Scheitel des Faulengewölbes am Bösen Faulen bei zirka 2400 m, an der Ostwand des Pfannenstocks bei 2200 m, bei Bärensool auf der Ostseite des Bisistales bei 1580 m und am Westrande dieses Tales bei etwa 1200 m. Die Faulenfalte sinkt also auf der 10 km langen Strecke zwischen dem Bösen Faulen und dem Bisistal um 1200 m; sie besitzt also ein westwärts sich verstärkendes Axialgefälle von durchschnittlich 12 %. Auch die übrigen Falten des Karrenalpgebietes und diejenigen der Ortstockkette zeigen ein westliches Axialgefälle; doch ist es hier wesentlich geringer, weil diese Falten sich westwärts nicht in dem Masse verflachen wie das Faulengewölbe. So liegt die Dogger-Schiltkalkgrenze südlich von Milchbühlen im Bisistal nur um etwa 200 m tiefer als am Nordostfusse des Ortstocks, was einem Axialgefälle von nur $2{,}_5$% entspricht.

Von den Brüchen des Karrenalp-Faulengebietes erwähnen wir nur diejenigen, welche die Tektonik erheblich beeinflussen. Die grösste tektonische Störung bewirkt wohl der Querbruch, der zwischen Geitenberg und Auf den Stollen das Faulengewölbe durchschneidet. Er kommt orographisch in einer kräftigen Rinne zum Ausdruck, durch welche der Weg aus dem Rätschtal auf das Karrenalpplateau hinaufführt. Das westlich vom Bruch liegende Gebiet ist erheblich abgesunken und vielleicht auch ein wenig im S zurückgeblieben. Deshalb reichen die Zementsteinschichten auf der Westseite bis auf das Plateau von Geitenberg hinauf, während sie auf der Ostseite erst gegen den Fuss des Steilhanges einsetzen. Aus dem gleichen Grunde fallen am Nordrande des Plateaus die

Schichten östlich vom Bruche steiler gegen N als auf der Westseite. Die Kalkbänke der Ostseite sind deutlich gegen die Bruchfläche herabgebogen. In der bis 3 m breiten Bruchrinne ist der Malmkalk stark brecciös oder calcitisiert. Merkwürdig ist, dass der Bruch am Westrande von Rohbutzli nach E umbiegt und nun als Längsbruch dem Südrande dieser Weidefläche entlang läuft. Das südlich davon liegende Gebiet ist ebenfalls gesunken, so dass die Dogger-Echinodermenbreccie und der Schiltkalk an die calcitisierten Schichtköpfe des obern Malms anstossen.

An der Nordwestwand des Bösen Faulen springt ein Längsbruch in die Augen, der mit etwa 60° Südostfallen im Scheitel des Faulengewölbes Quintnerkalk, Schiltkalk und Dogger durchschneidet (Tafel 19, Figur 3). Die unter der Bruchfläche liegende Felsmasse ist gegenüber dem Hangenden um etwa 50 m abgesunken und wahrscheinlich auch südwärts zurückgeblieben. Eine auffallende Erscheinung ist ein über 10 m mächtiges, hellgraues Klemmpaket von Quintnerkalk, das auf der Bruchfläche aus der düster angewitterten Schiltkalkzone herausleuchtet. Im gleichen Gebiet erblickt man westlich vom Gipfel des Faulen einen senkrechten Querbruch, auf dessen Westseite der Malmkalk um mehr als 50 m abgesunken ist.

Die beiden in der geologischen Karte nördlich und südlich vom Hengst eingetragenen Bruchlinien gehören wahrscheinlich einem und demselben Querbruch an, längs welchem das Westende der Kirchbergkette um mindestens 100 m gegen das Bisistal abgesunken ist. Im N sieht man im abgesunkenen Teil noch einen zweiten, zum Hauptbruch parallelen Bruch, der abermals ein Absinken von Dogger und Malm um etwa 50 m bewirkt hat, und die zwischen den beiden Brüchen liegende Felsmasse ist selbst wieder durch kleinere Verwerfungen zerbrochen (Tafel 18, Figur 2).

Im Anschluss hieran sollen noch einige Felsverschiebungen besprochen werden, die vielleicht durch Verwerfungen bedingt sind, vielleicht aber nicht tektonischer Natur sind.

Ein Gebiet starker, nicht leicht verständlicher Störungen ist die Umgebung des Bützi zwischen Braunwaldalp und Karrenalp. Durch die Rinne, die an der Südwand des Hintern Eggstocks den Westrand der Abrissnische des Bergsturzes von Braunwaldalp bildet, läuft eine etwa 45° W fallende Verwerfungsspalte mit einem etwa 3 m breiten, aus brecciösem Malm bestehenden Klemmpaket. Längs derselben ist der Quintnerkalk der Felswand östlich vom Bützi bis ins Niveau des Doggers des östlichen Gebirgsteiles abgesunken. Südlich vom Bützi liegen vor der Malmwand, mit der das Karrenalpplateau gegen Braunwaldalp und Brächalp abstürzt, zwei unregelmässige Felsmassen, der «Schattenstock» im N und eine kleinere, durch das «Täli» davon getrennte Felsbastion im S, die beide aus einer normalen, am Südostfusse mit Schiltkalk beginnenden und bis in den obern Quintnerkalk hinaufreichenden Schichtfolge bestehen. Die beiden Felsmassen scheinen durch eine ungefähr N—S verlaufende Verwerfungskluft vom Malm des Bützi getrennt zu sein, da der obere Quintnerkalk ihres Scheitels an den untersten Quintnerkalk der Karrenalpwand stösst und ihre Schichtung etwa 25° gegen NW fällt, während der Malm des angrenzenden Karrenalpgebietes nordwärts ansteigt. Die Bruchspalte scheint aber nicht die Fortsetzung derjenigen am Eggstock zu sein, da dort die Verschiebung des Gebirges im entgegengesetzten Sinn erfolgt ist wie beim Schattenstock. An den Schattenstock schliesst sich ostwärts eine grosse, wellige Hügelmasse an, die zwar an der Oberfläche stark trümmerig zerfallen ist, aber in den meisten Aufschlüssen doch eine einheitliche, im allgemeinen 15—25° gegen NW fallende Schichtung zeigt und eine normale Schichtreihe darstellt, die am Ostfusse mit Dogger-Echinodermenbreccie beginnt und oben, unter dem Schiltkalk des Schattenstocks, mit Quintnerkalk endigt. Wenn es sich hier um anstehenden Fels handelt, so muss er abermals an einer Bruchspalte abgesunken sein, die am Südostfusse des Schattenstocks vorbeistreichen würde. Da aber weder im N noch im S an den Malmwänden eine Fortsetzung dieser auffallend starken Störungen vorhanden ist, und da die Schichtstellung der abgesunkenen Massen stark von derjenigen des angrenzenden Karrenalpgebietes abweicht, halte ich es für möglich, dass diese Hügelmasse samt dem Schattenstock erst nach der Durchtalung des Gebirges, vielleicht beim Zurückweichen der diluvialen Eismassen, sich von der Felswand am Ostrand der Karrenalp abgetrennt hat und langsam zur Tiefe geglitten ist, wobei der ursprüngliche Schichtverband nicht verloren ging.

Unterhalb der Steilränder der Juratafel des Ortstock-Karrenalpgebietes liegen noch einige Felsmassen, die uns im Ungewissen lassen, ob sie an Verwerfungsspalten abgesunken oder erst nach

der Durchtalung des Gebirges abgerutscht sind. Das auf dem Südwestabhang des Glatten oberhalb der Klausenstrasse sitzende, aus Dogger, Schiltkalk und Quintnerkalk bestehende Bödmerstöckli scheint mit dem Lias eine zusammenhängende Schichtreihe zu bilden; allein alle Gesteinsstufen liegen im Vergleich zum allgemeinen Schichtverlauf am Glatten um 100—150 m zu tief, und die Schichtung fällt durchschnittlich 30° steil gegen NE, während das darüberliegende sicher Anstehende annähernd horizontal liegt. Da überdies der obere Teil des Bödmerstöckli stark zerrissen und in turmartige Formen aufgelöst ist, scheint mir die Annahme berechtigt, es handle sich hier um eine zusammenhängend abgerutschte Scholle.

Im nördlichen Teil der Ruosalp (Profil 18) schauen umfangreiche Aufschlüsse von Schiltschiefer, oberem Schiltkalk und unterem Quintnerkalk mit deutlicher Schichtung, die im N gegen NW, im westlichen Teil mehr gegen W oder sogar WSW fällt, aus der allgemeinen Moränendecke heraus. Da sie zu tief liegen, um sich in die Falten der Felseinrahmung des Ruosalpzirkus einzuordnen, und da in letzterem auch keine grösseren Verwerfungen bemerkbar sind, so kann man auch hier vermuten, die Felsmasse sei in der Diluvialzeit in den Talraum hinabgeglitten.

Am Westabhang des Hengst (Bisistal) (Figur 22, p. 98) tauchen Dogger und Schiltkalk südlich von der Melchbergverwerfung hinter Quintnerkalk, der mit dem Malm der oberen Teile des Abhangs eine zusammenhängende Schichtfolge zu bilden scheint, unten jedoch bis auf die Liasterrasse von Zügnagel hinunterreicht. Die Malmmasse ist einheitlich geschichtet, im nördlichen Teil jedoch stark zerbrochen und fällt ziemlich steil gegen N, während der Lias von Zügnagel und auch der Malm im oberen Teil des Hengst horizontal liegen oder sogar nordwärts ansteigen. Vielleicht ist auch hier die anormale Lage des Malm nicht durch eine Verwerfung bedingt, sondern die Folge eines allmählichen Abgleitens nach der Durchtalung des Gebirges.

c) Glärnisch und Deyenkette.

(Profile 9—13.)

Der ganzen Südostfront des Glärnisch entlang, den wir nördlich vom Bösbächital und der Zeinenfurkel beginnen lassen, fallen die Schichten der Axendecke mehr oder weniger steil nach N, während sie an den Nordwänden gegen S einsinken. Die Axendecke bildet also im Innern des Glärnisch eine weit gespannte Mulde mit ziemlich steilem Südschenkel und flachliegendem Nordschenkel. Auf diese Mulde folgt nordwärts über dem Klöntal und in der Deyenkette das grosse, liegende Stirngewölbe der Axendecke, südwärts das Faulengewölbe, das jedoch am Glärnisch vollständig abgetragen ist. Der aus ziemlich flacher Lage steil gegen NW herabbiegende Lias am Oberblegisee, am Leuggelstock und am Geisser kann nicht als Kern des Faulengewölbes betrachtet werden, sondern ist, wie das Profil durch First und Bächistock beweist, der Kern einer flachen Aufwölbung, die erst nördlich von der scharfen Muldenumbiegung der Faulenfalte im Südschenkel der grossen Glärnischmulde folgt. Aus den Aufschlüssen bei Mittelguppen darf man schliessen, dass dieses Liasgewölbe nicht mehr tief in den Glärnisch hineinreicht, sondern bald über der Überschiebungsfläche der Axendecke auskeilt. Die Glärnischmulde ist in voller Breite im westlichen Teil des Glärnisch erhalten geblieben; im E dagegen, am Vorderglärnisch, tritt sie nicht mehr auffällig in die Erscheinung, da hier nur noch das flache Mittelstück derselben vorhanden ist (vgl. Profil 9). Einige Störungen im normalen Bau der Mulde treten im Dogger unter der Terrasse des Vordern Schlattalpli auf (Figur 24). In der gegen die Gleiterschlucht abfallenden Felswand bilden die Eisensandsteine ein kleines, scharf umgebogenes, nordwärts geneigtes Gewölbe, das schon Baltzer (**62,** p. 41, Figur 12) aufgefallen ist, und unter dem westlichen Teil der Terrasse sieht man an den Wänden der Bachschlucht faltenförmige Verbiegungen von 10—20 m Höhe. Wahrscheinlich sind diese Faltungen durch die Nähe der unter dem Dogger durchziehenden Überschiebungsfläche bedingt.

An der gegen den Oberblegisee abfallenden Ostwand des First (Tafel 16, Figur 1) ist ein bloss etwa 20° S fallender Bruch aufgeschlossen, der Dogger, Schiltkalk und Quintnerkalk durchschneidet und die auf seiner Nordseite liegenden Schichten um etwa 50 m nach oben verschoben hat. Dicht nördlich davon folgt eine zweite ähnlich verlaufende Verwerfung, deren Sprunghöhe jedoch nur

wenige Meter beträgt. Zum gleichen System von Brüchen gehören zwei an der Ostwand des Vrenelisgärtli oberhalb Mittelguppen zutage gehende Bruchspalten, die ebenfalls Dogger, Schiltkalk und Quintnerkalk mit nur 15—20° Südfallen durchschneiden und eine Hebung des nördlichen Gebirgsteiles um 20—30 m bewirkt haben (Tafel 16, Figur 2). Die zahlreichen, hauptsächlich der Kreideregion angehörenden Brüche in der Nordwand des Glärnisch sollen mit andern tektonischen Verwicklungen in der Axendeckenkreide jenes Gebietes im folgenden Kapitel besprochen werden.

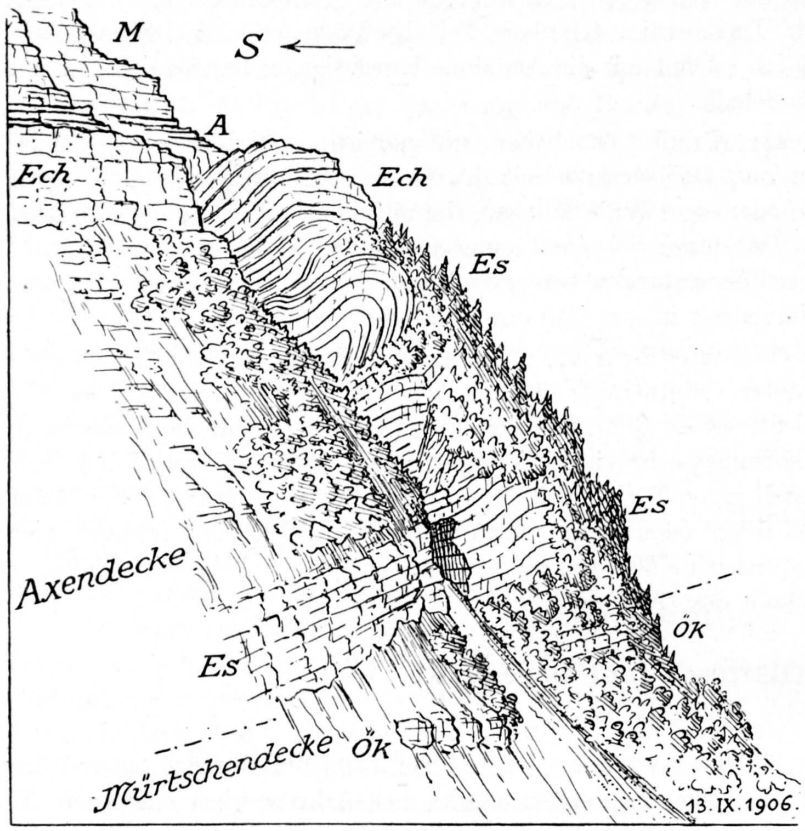


Fig. 24. **Falte im Dogger-Eisensandstein der Axendecke an der Westwand der Gleiterschlucht (Glärnisch).**

Es = Eisensandstein. Ech = Echinodermenbreccie. A = Schiltkalk. M = Quintnerkalk. Ök = Öhrlikalk.

In der Deyenkette sind vom Westende bis zum Mättlistock in dem mit regelmässiger Wölbung gegen das Tälchen von Längenegg und Deyenalp herabbiegenden Nordschenkel des Stirngewölbes der Axendecke alle Kreidestufen und der Assilinengrünsand erhalten. Der Seewerkalk ist jedoch schon am Nordfuss des Mättlistocks infolge tektonischer Quetschung auf 4—6 m Mächtigkeit reduziert. Am Nordfuss des Deyenstocks, wo der Nordschenkel des Gewölbes in überkippte Stellung übergeht, ist er völlig verquetscht, so dass der Assilinengrünsand direkt an den Gaultgrünsand [1]) grenzt. Letzterer keilt tiefer unten ebenfalls aus, so dass am Westrande von Blanken der verkehrtliegende obere Schrattenkalk auf Assilinengrünsand und Globigerinenmergeln ruht (Tafel 12, Figur 2). Dasselbe Profil kehrt an den beiden Felstürmen wieder, die am Ostrande von Blanken unterhalb des nach Mittelauern führenden Fusspfades als letzte Reste der Deyenkette stehengeblieben sind. Sie bestehen aus Orbitolinaschichten, etwa 25 m oberem Schrattenkalk mit Requienien [2]), 6 m Assilinengrünsand und etwa 20 m Globigerinenmergeln, die in verkehrter Lage etwa 50° steil gegen S fallen (Figur 25).

An der Ostwand des Deyenstocks sind nicht nur die obern Kreideschichten ausgequetscht, sondern auch die ältern Schichten stark gequält und gequetscht und von Brüchen durchschnitten, so dass ihre Mächtigkeit stark wechselt und das tektonische Bild der Wand sehr unruhig aussieht (Tafel 12, Figur 2). Zunächst fallen einige nordfallende Längsbrüche auf, von denen jedoch nur die beiden tiefsten, über dem südwestlichen Teil von Blanken zutage gehenden eine stärkere Verschiebung der Schichten bewirkt haben. Bei beiden ist der hangende Gebirgsteil nach N vorgeschoben worden. Beim untern dieser Brüche beträgt die Verschiebung etwa 100 m, so dass der Valangienkalk des hangenden Gebirgsteiles jetzt auf dem obern Teil des untern Schrattenkalks des liegenden Gebirges ruht. Dieser Bruch erklärt, warum über der Südwestecke von Blanken ein inselförmiger Komplex von Kieselkalk und Drusbergschichten auftritt, eingerahmt im Dache und im W von Öhrlikalk, im

[1]) Dieses Gaultvorkommnis fehlt in der Geologischen Karte (**360**), weil es erst nach deren Druck entdeckt wurde.

[2]) In der Geologischen Karte sind hier irrtümlich Öhrlikalk und Zementsteinschichten statt Schrattenkalk und Orbitolinaschichten angegeben.

E von Schrattenkalk. Noch viel merkwürdiger ist ein in der Gipfelregion verlaufender, ungefähr parallel mit dem Südabhang 25—30° S fallender Längsbruch. Längs dieser Bruchfläche ist die Gipfelpartie, eine jetzt noch 30—50 m dicke Tafel, um etwa 60 m nordwärts vorgeschoben worden, so dass jetzt im obersten Felsabsatz der Ostwand die steil nordfallenden Kieselkalkbänke mit ihren abgeschnittenen Schichtköpfen auf den südfallenden Drusbergschichten, der Valangienkalk und der obere Teil des Öhrlikalks auf Kieselkalk aufruhen. Diese Überschiebung von Öhrlikalk auf Kieselkalk macht es verständlich, dass auf dem Südabhang des Deyenstocks in etwa 1850 m Höhe ein kleines, ringsum von Öhrlikalk eingerahmtes Kieselkalkfenster auftritt [1]).

Am Westabhang des Deyenstocks ist von diesen Brüchen nichts mehr zu sehen. Der verkehrte Stirngewölbeschenkel erscheint hier als eine regelmässig gebaute, vom Öhrlikalk bis zum obern Schrattenkalk reichende Schichtfolge, die unter dem Gipfel noch steil gegen N fällt und dann mit sanfter Biegung in südfallende Stellung übergeht.

Die westliche Fortsetzung der Deyenkette weist wieder zahlreiche Brüche auf. Der Gipfelgrat wird namentlich zwischen Mättlistock und Twirren von vielen Querbrüchen durchschnitten, die am Nordabhang kleine Verschiebungen zwischen den nordwärts herabgebogenen Schichten von Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk bewirkt haben.

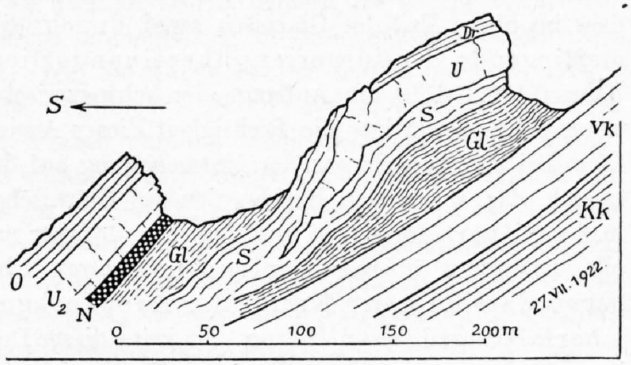


Fig. 25. **Profil durch die Felstürme zwischen Blanken und Mittelauern, von Osten gesehen.**

Vk = Valangienkalk. Kk = Kieselkalk. Dr = Drusbergschichten. U = Schrattenkalk. U_2 = Oberer Schrattenkalk. O = Orbitolinaschichten. S = Seewerkalk. N = Nummulitenkalk. Gl = Globigerinenmergel.

Die grössten Bruchstörungen zeigen sich im Gebiet der Alp Ruoggisboden. Beim Aufstieg von der Hütte 1250 m zur obern Hütte 1572 m durchquert man die ganze normale, nordwärts fallende Kreideserie bis zum Gault, der dicht über der obern Hütte anstehend ist. Darüber aber folgen bis auf den Kamm der Bergkette die stets etwa 20° nordwärts fallenden Schichten des Schrattenkalks und der Orbitolinaschichten noch in dreifacher Wiederholung, so dass hier die Schrattenkalkstufe von 1450 m bis auf 1800 m hinaufreicht und so eine das normale Mass bedeutend übersteigende Mächtigkeit erhält. Wenn ich auch der starken Bedeckung mit Schutt und Vegetation wegen keine Bruchflächen beobachten konnte, so wird man doch annehmen dürfen, dass hier das Gebirge von drei parallelen Längsbrüchen durchschnitten wird, längs welchen dasselbe staffelförmig südwärts abgesunken ist. Die mittlere der drei Bruchlinien muss nordöstlich von Ruoggisboden dem grossen «Heuzug» entlang gegen Herberig herabziehen, da am Südrande dieser Rasenhalde alle Kreidestufen bedeutend tiefer liegen als auf ihrer Nordseite. So liegt am obern Rande des Heuzuges der bergeinwärts fallende obere Schrattenkalk von Ober-Ruoggisboden in gleicher Höhe mit dem obern Öhrlikalk des benachbarten Mättlistockabhangs.

Im Ruoggiswald östlich von Vorauen liegt eine bis zur Klöntalerstrasse herabreichende umfangreiche Masse von Öhrlikalk mit einheitlicher, 15—20° N fallender Schichtung, während wenig östlich davon in gleicher Höhe Quintnerkalk und Zementsteinschichten mit gleicher Schichtstellung anstehend sind. Der Bedeckung des Abhangs mit Wald und Schutt wegen lässt sich kaum feststellen, ob die anormale Lage des Öhrlikalks durch Brüche bedingt ist, oder ob es sich um eine nach der Durchtalung zusammenhängend abgerutschte Felsmasse handelt.

[1]) Dieses Kieselkalkfenster ist schon von Burckhardt in die Geologische Karte (**354**) eingetragen worden, fehlt aber leider in meiner Aufnahme (**360**).

VII. Die obern Zweigdecken der Axendecke.

(Profile 10—18.)

Baltzer hatte bei seiner Glärnischuntersuchung (**62**) festgestellt, dass im Gipfelgebiet dieses Gebirges die untere Kreide zweimal übereinander liegt. Da er die «Austernbänder» im Liegenden des Valangienkalks ihrer massenhaften *Exogyra Couloni* wegen als Drusbergschichten und überdies den Öhrlikalk der oberen Kreideserie als Schrattenkalk betrachtete, nahm er einen wiederholten Wechsel von verkehrt- und normalliegender Kreide an und konstruierte zur Erklärung der merkwürdigen Schichtfolge ein System von liegenden Falten mit südwärts gewendeten Gewölben. Rothpletz (**143,** p. 5/6) erkannte jene Austernbänder richtig als Valangienmergel und stellte damit fest, dass im obern Teil des Glärnisch zwei durch eine Überschiebungsfläche getrennte normalliegende Kreideserien übereinanderliegen. Herr Dr. S. Blumer in Basel, der in den Jahren 1902—1904 im Auftrage der schweizerischen geologischen Kommission dieses Kreidegebiet untersuchte, bestätigte die Richtigkeit dieser Ansicht [1]).

Bei der Ausdehnung der Untersuchung auf das westlich vom Glärnisch liegende Gebiet zeigte es sich, dass die beiden Kreideserien des Glärnischgipfelgebietes sich auch im Kratzerengrat und in der Silbern fortsetzen und dass hier darüber noch drei weitere normale Kreideserien folgen, die alle diskordant übereinanderliegen und durch Überschiebungsflächen getrennt werden. Es folgt daraus, dass über der Kreide der Axendecke noch vier kleinere, aus Kreide bestehende Überfaltungsdecken liegen. Da keine dieser Decken bis in den Jura hinunterreicht und die Facies ihrer Kreidestufen sich von Decke zu Decke nicht stark ändert, kann es sich nicht um Hauptdecken, sondern lediglich um Zweigdecken handeln, die aus dem südlichen Teil der Axendecke stammen. Wahrscheinlich wurde die Kreide, die ursprünglich über dem Malm der heutigen Ortstockkette und südlich davon lag, vielleicht auch noch diejenige des Karrenalp-Faulengebietes, bei der Auffaltung der Juraschichten aus den liegenden Mulden herausgequetscht oder beim Vormarsch der Säntis-Drusbergdecke von den mächtigen Zementsteinmergeln abgeschürft und nordwärts verschleppt, wobei ihre südlichen Teile deckenartig über die nördlichen Teile hinübergeschoben wurden. Infolge des im Glärnisch- und Silberngebiet herrschenden westlichen Axialgefälles ist am Glärnisch nur noch die unterste der vier Kreidezweigdecken, die Bächistockdecke, erhalten geblieben. Die beiden folgenden, die untere und die obere Silberndecke, bauen den grössten Teil des sichtbaren Silberngebirges auf, und die oberste, die Toralpdecke, ist in viele, über das Silbernplateau zerstreute Erosionsrelikte aufgelöst (vgl. auch **210,** Oberholzer, 1908, p. 542—548).

1. Die Bächistockdecke des Glärnisch.

Die Überschiebungsfläche zwischen der eigentlichen Axendecke und der Bächistockdecke schneidet im Glärnisch die Kreide beider Decken schief ab, und zwar in der Weise, dass sowohl im Dache der tiefern wie an der Basis der höhern Decke von S gegen N allmählich jüngere Schichten auftreten. Am Südende des Glärnisch, am Grat zwischen Bächistock und Zeinenfurkel (Tafel 16, Figur 1), endigt die Axendecke mit einem schmalen Bande von Valangienmergeln. Nordwärts stellen sich dann als oberste Schichten der Axendecke über dem Bächifirn und an der Südwand des Rossstocks rasch nacheinander Valangienkalk und Kieselkalk ein. Die Drusbergschichten erscheinen darüber im E zum erstenmal südlich vom Guppenfirn, im W bei den Hütten von Bächi auf der Alp Rossmatt. Der Schrattenkalk tritt nördlich vom Guppenfirn in der imposanten Hochtorwand auf und erscheint im W zum erstenmal am Abhang über Werben (Tafel 17, Figur 1). Erst im nordwestlichsten Teil des Glärnisch, am Nordabhang von Nebelkäppler und Milchblankenstock, stellen sich

[1]) Für meine Darstellung des Glärnisch in Karte und Text, namentlich für die Stratigraphie, wurden einzelne Details aus dem Bericht des Herrn Dr. S. Blumer an die geologische Kommission benutzt; im ganzen aber stützt sich meine Darstellung auf eigene Beobachtung.

als Dach der Axendecke (nach den Beobachtungen von Herrn Dr. S. Blumer) Gault und Seewerkalk ein (Tafel 15).

Dem ganzen Südostrand des Glärnisch entlang, vom Rossstock westlich von der Zeinenfurkel bis zum Guppenfirn, beginnt die Bächistockdecke mit dem Öhrlikalk. Vom Nordrand des Guppenfirns bis zur Vordern Dunkellaui (Bacheinschnitt zwischen Ruchen Glärnisch und Feuerberg) bilden die Valangienmergel ihre Basis (Tafel 15), auf der Westabdachung des Glärnisch aber endigen letztere schon unter dem Westgrat des Bächistocks. Unter dem Nebelkäppler und Milchblankenstock keilen Valangienkalk, Kieselkalk und Drusbergschichten gegen W rasch nacheinander über der Überschiebungsfläche aus, so dass auf der Hintern Schlattalp der Schrattenkalk der Bächistockdecke unmittelbar auf demjenigen der Axendecke ruht. Die Überschiebungsfläche liegt nördlich von der Zeinenfurkel in etwa 2600 m Höhe, sinkt am Südabhang des Nebelkäppler auf 1700 m hinunter und steigt am Milchblankenstock wieder auf 1900 m empor; sie verläuft also im Innern des Glärnisch muldenförmig, und auch die Bächistockdecke selbst ist etwas muldenförmig zusammengebogen, doch nicht so ausgeprägt und regelmässig wie die Axendecke. Wie die Axendecke, so besitzt auch die Bächistockdecke im Glärnisch ein starkes Axialgefälle gegen W. Die Muldenaxe sinkt von 2500 m an der Oberkante der Hochtorwand auf 1700 m bei Werben, auf eine Länge von 6 km also um 800 m, was einem durchschnittlichen Axialgefälle von 13 % entspricht. Dieses Axialgefälles wegen reicht die Bächistockdecke bloss im nordwestlichen Teil des Glärnisch, am Feuerberg, Nebelkäppler und Milchblankenstock, bis in den Seewerkalk hinauf. Im östlichen und südlichen Teil sind keine jüngern Schichten als Drusbergschichten und Schrattenkalk erhalten geblieben; die jüngern Schichten sind entweder durch Erosion verschwunden oder wahrscheinlich, wenigstens im südlichsten Teil, schon durch die Überschiebungsfläche der Silberndecken weggeschnitten worden.

Im nördlichen Muldenschenkel der Bächistockdecke zeigen sich einige durch sekundäre Faltung bedingte Störungen. An der Nordkante des Ruchen Glärnisch, westlich vom «Kalten Täli», schwillt der Valangienkalk an der Basis der Decke zu auffallender Mächtigkeit an und sendet einen langen, im westlichen Teil der Nordwand des Ruchen sich zuspitzenden Keil in den Kieselkalk hinein, offenbar als Gewölbekern einer kleinen, flachgedrückten Falte, die jedoch in den höheren Schichten sich nicht mehr bemerkbar macht (Tafel 15). Ihr Valangienkalkkern sticht weiter im W im Einzugsgebiet der Vordern Dunkellaui wieder aus dem Kieselkalk heraus und zeigt hier noch 1—2 kleine, keilförmige Abzweigungen.

Eine ähnliche Störung tritt an den westlichen Gipfeln des hintern Glärnisch auf (Tafel 17, Figur 1). Baltzer (**62,** p. 29) fand am Gipfel des Steintälistocks (2642 m) über dem Gault einen etwa 50 m mächtigen, hellgrauen Kalk, den er petrographisch nicht von Schrattenkalk unterscheiden konnte, aber wegen seiner Lage über Gault nicht definitiv als solchen zu bestimmen wagte. Herr Dr. S. Blumer stellte durch Fossilfunde (*Requienien, Orbitolinen, Ostrea Minos* Coquand) fest, dass er zum obern Schrattenkalk gehört, ferner dass der darunterliegende, etwa 20 m mächtige Gault auf der Nordseite des Gipfels doppelt liegt und einen keilförmigen Kern von Seewerkalk einschliesst. Diese Lagerung lässt darauf schliessen, dass Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk hier eine kleine, nordwärts überliegende Falte bilden, die über dem heutigen Glärnischfirn vom Rücken der Bächistockdecke abzweigte. Reste dieser Falte sind auch an den westwärts folgenden Gipfeln erhalten geblieben. Am Gipfel des Feuerberges (2605 m) liegen über dem Gault 30—40 m Seewerkalk als Muldenkern, darüber als Reste des verkehrten Schenkels ein dünnes Gaultband und eine kleine Mütze von Schrattenkalk. Am Gipfel des Nebelkäppler sind die über den Seewerkalk hinübergefalteten ältern Kreideschichten weggewittert; dagegen ist auf seinem Westabhang noch eine kleine Mütze von Schrattenkalk erhalten, die jedoch nicht auf Seewerkalk, sondern auf Gault sitzt.

An den Nordwänden von Vrenelisgärtli und Ruchen Glärnisch treten auch in der Kreide der Axendecke starke tektonische Störungen auf, die weder in Baltzers Glärnischmonographie noch im Berichte des Herrn Dr. S. Blumer erwähnt werden. Da sie hoch oben in grösstenteils unzugänglichen Felswänden liegen, konnten sie auch von mir nicht völlig klargelegt werden. Sie stehen wahrscheinlich in genetischem Zusammenhang mit der Überschiebung der Bächistock-

decke und sollen darum hier im Anschluss an die Besprechung der letztern geschildert werden (vgl. Tafel 15).

Am Nordabhang des Vrenelisgärtli zeigt sich eine auffallende Diskordanz zwischen den Zementsteinschichten und dem Öhrlikalk. Der untere Öhrlikalk, der am Grat zwischen Vorderglärnisch und Vrenelisgärtli eine etwa 100 m hohe Wandstufe bildet, keilt gegen NW rasch völlig aus, und an dem gegen das Vordere Schlattalpli absteigenden Grate ist auch der vorher bis 90 m mächtige obere Öhrlikalk auf ein wenige Meter hohes Felsband reduziert. Gegen das «Kalte Täli» hin verschwindet er ganz, und Valangienmergel und Valangienkalk keilen ebenfalls aus, so dass unter dem oberen Teil des dort liegenden Firnfeldes der Kieselkalk auf den Zementsteinschichten ruht. Am Nordabhang des Ruchen Glärnisch stellen sich dann zuerst der Öhrlikalk, nachher auch Valangienmergel und Valangienkalk wieder ein. Auf der Ostseite des «Kalten Täli» erscheint die Grenze zwischen den Zementsteinschichten und dem auskeilenden Öhrlikalk als messerscharfer Schnitt, der die Schichten beider Schichtgruppen schief durchschneidet. Die Störung kann nicht die Folge eines Bruches sein, da keine Fortsetzung in die tieferen Schichten vorhanden ist; es wird sich eher um eine tektonische Verquetschung handeln.

Auch in den höheren Kreideschichten der Axendecke zeigen sich am Nordabhang des Vrenelisgärtli starke Störungen. Vom oberen Rand des Firnfeldes im «Kalten Täli» steigt ein langer Keil von Valangienkalk nordostwärts in den Kieselkalk hinein, so dass in dem vom «Kleinen Vrenelisgärtli» (P. 2707 m) herunterkommenden Runseneinschnitt zwei Valangienkalkzüge, getrennt durch etwa 60 m Kieselkalk, übereinanderliegen. Zur Erklärung dieser Störung wird man eine Faltung oder Schuppung innerhalb Valangien- und Kieselkalk annehmen müssen. Die Drusbergschichten streichen konkordant mit dem Kieselkalk ohne besondere Störung von E her bis ins «Kalte Täli» hinein; dagegen ist der Schrattenkalk stellenweise stark gestört. Am auffälligsten sind diese Störungen westlich vom Verbindungsgrat zwischen Vorderglärnisch und Vrenelisgärtli. Die auf dem Grat sitzende, 150 m hohe, aus unterem Schrattenkalk bestehende «Hochtorwand» ruht mit scharfer, unregelmässiger Grenzfläche diskordant auf dem Neocom, derart, dass ihr Fuss am Grate selbst auf dem mittleren Kieselkalk, am Westende aber auf dem oberen Teil der Drusbergschichten sitzt. Besonders merkwürdig ist, dass an diesem Westende von der Oberkante her ein etwa 50 m breites, aus einer steil nordwestfallenden Wechsellagerung von wellig verbogenen Kalkbänken und Mergellagen bestehendes Band (offenbar die Orbitolinaschichten) durch die ganze Wand bis auf die Drusbergschichten hinuntersteigt. Die durch dieses Mergelband bedingte Bresche in der Schrattenkalkwand wird von den Gemsjägern ihrer auffälligen Schichtbiegungen wegen «in den krummen Würmen» genannt. In der westlich davon folgenden, am Grate zwischen der Gleiterschlucht und dem Kalten Täli stehenden Wand ist der Schrattenkalk mit einem darinliegenden Mergelband zu einer gegen NW geöffneten, oben durch die Überschiebungsfläche der Bächistockdecke abgeschnittenen Synklinale verbogen. Wellige Biegungen im Schrattenkalk mit Nordwestfallen der Schichten zeigen sich auch in der westlichen Fortsetzung der Wand im Kalten Täli. Die starken Biegungen und Verquetschungen innerhalb des Schrattenkalks und der liegenden Drusbergschichten sind wahrscheinlich eine Wirkung des Schubes, den die Bächistockdecke auf ihre Unterlage ausgeübt hat.

Neue, sehr auffallende Verwicklungen treten am Nordabhang des Ruchen Glärnisch auf. Kieselkalk und Drusbergschichten, die über dem Firnfeld im «Kalten Täli» gleichsam als Ersatz für den hier verquetschten Öhrlikalk zu grosser Mächtigkeit angeschwollen sind, gabeln sich am Westrande des Tälchens in zwei horizontal nach W ziehende Bänder. Das tiefere Band besteht nur aus Kieselkalk, ist über dem «Tarliegg» auf ein verbogenes Bändchen von nur 2—5 m Dicke reduziert, eine Strecke weit ganz verquetscht, schwillt westlich von einer Verwerfung wieder zu grösserer Mächtigkeit an und zieht dann von der Vordern Dunkellaui an samt den hier sich wieder einstellenden Drusbergschichten als normales Neocom der Axendecke durch den westlichen Teil des Glärnisch. Der obere Neocomzweig dagegen bildet die Fortsetzung der Drusbergschichten des Vrenelisgärtliabhangs, reicht aber in seiner untern Hälfte wahrscheinlich noch in den Kieselkalk hinunter. Er schwillt unter dem westlichen Teil des Ruchen Glärnisch auf über 100 m Mächtigkeit an und keilt gegen die Vordere Dunkellaui hin als dünngequetschtes Bändchen innerhalb des Schratten-

kalks aus. Mit dieser Gabelung des Neocom ist auch eine Doppelung des Schrattenkalks verbunden. Über jedem der beiden Neocombänder steht eine Schrattenkalkstufe, die durch ein Orbitolinamergelband in untern und obern Schrattenkalk geteilt ist. Der obere der beiden Schrattenkalkzüge hängt im «Kalten Täli» mit dem gequälten Schrattenkalk des Vrenelisgärtliabhanges zusammen, der untere Schrattenkalkzweig dagegen endigt über dem Firnfeld im «Kalten Täli» mit einer scharfen Muldenumbiegung, die oben durch die Drusbergschichten abgeschnitten wird, und setzt sich westlich von der Vordern Dunkellaui als normales Schichtglied der Axendecke fort, während der obere Schrattenkalkzweig in der Vordern Dunkellaui mit dem untern verschmilzt.

Diese Verwicklungen am Nordabhang des Ruchen Glärnisch scheinen sich am besten durch die Annahme zu erklären, dass Neocom und Schrattenkalk hier unter der Überschiebungsfläche der Bächistockdecke eine liegende, stark gequetschte Falte mit zerrissenem Mittelschenkel bilden. Der obere der beiden Neocomzüge wäre als Gewölbekern dieser Falte anzusehen, während die tiefere Schrattenkalkzone und der darunterliegende Kieselkalk ihrem Muldenschenkel angehören.

Die besprochenen Störungen sind das Ergebnis tektonischer Bewegungen, die sich innerhalb der Kreide der Axendecke abgespielt und den darunterliegenden Jura, abgesehen vom obersten Teil der Zementsteinschichten, nicht beeinflusst haben. Die Plastizität der mächtigen Zementsteinschichten gestattete der Kreide, dem Drucke der darüber sich vorschiebenden Bächistockdecke nachzugeben und sich selbständig zu bewegen.

Der Glärnisch wird von einer grossen Zahl von Brüchen durchschnitten (vgl. Tafel 15 und Tafel 17, Figur 1). Im allgemeinen sind sie im W zahlreicher als im E, in der Bächistockdecke häufiger als in der Axendecke; weitaus am häufigsten sind sie im westlichen Teil des Nordflügels der Glärnischmulde, in der Kette westlich vom Ruchen Glärnisch. Ihre grosse Mehrzahl fällt auffallend regelmässig 50—60° steil gegen E, wobei fast ausnahmslos der westliche Gebirgsteil gegenüber dem östlichen gehoben ist. Es kommt darin der Widerstand zum Ausdruck, den das Gebirge dem axialen Einsinken gegen W entgegengesetzt hat. Bei den spärlichen Brüchen, die nach W einfallen, ist umgekehrt meistens der östliche Gebirgsteil gehoben. Die Mehrzahl der Brüche bleibt auf die Bächistockdecke beschränkt, viele machen sich erst in der Axendecke bemerkbar, und die grössten durchkreuzen beide Decken, ein Beweis, dass diese Bruchsysteme erst nach der Deckenüberschiebung entstanden sind. Die Sprunghöhe der Brüche bleibt meistens zwischen 1—10 m; einige wenige, auf den westlichen Glärnisch beschränkte Brüche haben eine vertikale Verschiebung der Schichten um mehr als 50 m bewirkt. Die Brüche beeinflussen deutlich die äussere Architektur des Gebirges, da Erosion und Verwitterung den Bruchflächen entlang gearbeitet haben. Besonders auffallend ist dieser Einfluss an den Malmwänden des Ruchen Glärnisch zwischen dem Vordern Schlattalpli und der Tarliruns.

Der bedeutendste Bruch des Glärnisch, der Doppelbruch in der Hübschlaui (oder Heuzug) (Runse am Nordabhang des Milchblankenstocks). durchschneidet den ganzen Glärnisch vom Scheitel bis auf die Talsohle und fällt etwa 60° gegen E. Am Nordfusse des Berges sind zwei etwa 200 m voneinander entfernte Bruchflächen vorhanden, die sich in der Höhe im Schrattenkalk der Bächistockdecke vereinigen und den westlichen Gebirgsteil treppenförmig im ganzen um etwa 400 m gehoben haben, so dass der Valangienkalk der Westseite in gleicher Höhe liegt mit dem obern Schrattenkalk der Ostseite. Er streicht auf dem Scheitel des Gebirges am Westfusse von Milchblankenstock und Nebelkäppler vorbei und steigt dann südwärts in den Talkessel von Werben hinunter. Merkwürdig ist, dass auf diesem Südabhang der Valangienkalk der Bächistockdecke westlich vom Bruch noch um 150 m höher liegt als auf der Ostseite, während der Valangienkalk der Axendecke oberhalb der Hütte von Werben zu beiden Seiten des Bruches fast gleich hoch liegt, und noch mehr fällt auf, dass am Abhang über Werben westlich von der Bruchfläche über den Drusbergschichten der Axendecke plötzlich 80 m mächtiger unterer Schrattenkalk auftritt, während er östlich davon noch völlig fehlt. Bedenkt man, dass auf der Nordseite des Glärnisch der Schrattenkalk in der Axendecke überall vorhanden ist, so muss man auf den Gedanken kommen, die Bruchverschiebung habe nicht bloss in vertikaler, sondern namentlich in horizontaler Richtung stattgefunden, wobei das westliche Gebirgsstück gegenüber dem östlichen im S zurückblieb, so dass jetzt ein ursprünglich nördliches Gebirgs-

stück mit Schrattenkalk am gleichen Abhang neben einem ursprünglich weiter im S liegenden Gebirgsstück ohne Schrattenkalk liegt.

Neben den massenhaften Querbrüchen lassen sich am Glärnisch auch einige Längsbrüche beobachten. Östlich von Zeinen wird die untere Kreide der Axendecke am Nordwestabhang des Rossstocks von drei annähernd parallel nordoststreichenden Brüchen durchschnitten. Infolge der beiden südlichen Brüche sind Valangienkalk und Kieselkalk um 30—60 m treppenförmig gegen N abgesunken; durch den nördlichsten Bruch dagegen wurden Öhrlikalk und Valangienkalk des nördlichen Gebirgsteiles wieder um etwa 100 m gehoben. Trotz ihrer bedeutenden Sprunghöhe sind die Brüche auf der Westseite des Zeinentälchens nicht mehr bemerkbar.

2. Tektonik des Gassenstockgrates und des Kratzerengrates.

Die tektonischen Erscheinungen der Zeinenfurkel und des Rossstocks am Südrande des Glärnisch wiederholen sich in dem prachtvollen Querprofil des Grates, der vom Gassenstock nordwärts gegen das Rossmattertal absteigt (Tafel 18, Figur 1). Auf die mächtigen überkippten Zementsteinschichten des Faulengewölbes folgen die Öhrlischichten, die hier sich deutlich in den etwa 50 m mächtigen untern Öhrlikalk (= oberer Troskalk der Geologischen Karte), die 75 m mächtigen Öhrlimergel und den über 200 m mächtigen oberen Öhrlikalk gliedern. Daran schliessen sich etwa 50 m fossilreiche Valangienmergel und unter dem nördlichen Teil des Grates Valangienkalk und Kieselkalk. Die Kreideschichten stehen am Grate senkrecht oder leicht nordwärts überkippt und biegen an den Abhängen zu steilem Nordfallen um. Wie am Rossstock, so setzt auch am Nordende des Gassenstockgrates die Bächistockdecke mit Öhrlikalk ein, der in Form eines mächtigen, hellgrauen Felsklotzes über einer etwa 25° N fallenden Überschiebungsfläche diskordant auf Valangienkalk und Kieselkalk der Axendecke sitzt und letztere gegen oben schief abschneidet, so dass der Kieselkalk nicht mehr bis auf den Grat hinaufreicht. Am Westabhang ist zwischen den Öhrlikalk der Bächistockdecke und den nach oben auskeilenden Kieselkalk der Axendecke noch eine etwa 30 m mächtige Zwischenlage von Valangienkalk eingeschaltet, die wahrscheinlich als Rest eines verkehrten Mittelschenkels zwischen den beiden Decken aufzufassen ist. Merkwürdig ist ferner, dass am Ostabhang des Grates tektonisch unter dem Kieselkalk im Innern des Valangienkalks noch ein nach oben sich ausspitzender Keil von Kieselkalk auftritt. Auch auf der Ostseite des Zeinentälchens schaut unter dem Valangienkalk der Axendecke nochmals Kieselkalk hervor. Diese Unregelmässigkeit lässt sich vielleicht durch eine lokale, schuppenförmige Überschiebung innerhalb der Axendecke erklären.

Im Quertälchen von Drecklochalp ist die Bächistockdecke völlig abgetragen; quer durch den südlichen Teil des Talbodens streichen die annähernd senkrechtstehenden Schichten von Öhrlikalk, Valangienmergel und Valangienkalk, während sein mittlerer und nördlicher Teil im nordfallenden Kieselkalk der Axendecke liegen. Das volle Querprofil des Gassenstockgrates setzt sich dann wieder in der schmalen Kette des Kratzerengrates fort, die sich vom Westrande von Drecklochalp bis zum Bisistal schnurgerade nach SW erstreckt (Tafel 13, Figur 4). Auf ihrer ganzen Länge von 8 km ist der südliche Teil der Kette aus den Öhrlischichten (unterer Öhrlikalk, Öhrlimergel und oberer Öhrlikalk), Valangienmergeln und Valangienkalk der Axendecke aufgebaut, während die Nordseite aus dem Öhrlikalk der Bächistockdecke besteht. Infolge der steilen Schichtstellung spiegelt sich die Tektonik der Bergkette aufs schönste in ihren orographischen Formen wieder. Der widerstandsfähige mächtige Öhrlikalk der Bächistockdecke bildet im Verein mit dem meistens südwärts sich anschliessenden Valangienkalk der Axendecke im östlichen und mittleren Teil der Kette ihren zackigen Hauptkamm und die Nordwand, der obere Öhrlikalk der Axendecke die niedrigere südliche Gratlinie und die südliche Steilwand, während in den Mergelzonen sich die beiden Längstalfurchen, welche die Kette im N und S begrenzen, und das über den mittleren Teil der Kette laufende Valangienmergelterrassenband ausgebildet haben.

Als oberstes Schichtglied der Axendecke streicht der Kieselkalk von Drecklochalp her, sich senkrecht aufrichtend, in den Kratzerengrat hinein, keilt aber nach oben wie am Gassenstockgrat unter der Überschiebungsfläche der Bächistockdecke rasch aus und bleibt nun bis zum Bisistal hinaus

im Innern der Kette verborgen. Später zieht sich auch der Valangienkalk ins Innere der Kette zurück, so dass der Öhrlikalk der Bächistockdecke an die Valangienmergel der Axendecke anstösst. Im höchsten Teil des Grates, westlich vom Gemsloch, taucht jedoch der Valangienkalk wieder auf und bildet, bis auf 50 m Mächtigkeit anschwellend, bis zur Grateinsenkung östlich vom Torloch die obere Grenze der Axendecke. Auch südlich von Brust erscheint er nochmals unter der Überschiebungsfläche der Bächistockdecke. Besonders hervorzuheben ist, dass auch am Ostende des Kratzerengrates zwischen den Kieselkalk der Axendecke und den Öhrlikalk der Bächistockdecke eine verkehrte Schichtreihe eingeschaltet ist, bestehend aus etwa 5 m Valangienkalk und ungefähr ebenso mächtigen Valangienmergeln mit massenhaften *Exogyra Couloni* und *Alectryonia rectangularis*. Nach dem Auskeilen des Kieselkalks sticht das Valangienmergelbändchen noch etwa 1 km weit westwärts auf der Grenze der beiden Decken aus dem Grate heraus. Auch östlich vom Torloch liegt auf etwa 1 km Länge ein dünnes Valangienmergelband mit *Exogyra Couloni* zwischen dem Valangienkalk der Axendecke und dem Öhrlikalk der Bächistockdecke.

Der im mittleren Teil des Kratzerengrates sehr mächtige Öhrlikalk ist westlich vom Torloch stark reduziert und scheint zwischen Brust und Nägeliberg ganz verquetscht zu sein, so dass die den Nordfuss der Kette begleitenden, aber meistens von Schutt verhüllten Valangienmergel der Bächistockdecke und diejenigen der Axendecke in der Talfurche von Brust sich wahrscheinlich vereinigen. Am Steilabsturz gegen das Bisistal aber zeigt sich wieder das vollständige Profil wie am Ostende der Kette: über dem Öhrlikalk der Axendecke erscheinen wieder Valangienmergel, Valangienkalk und Kieselkalk, werden aber gegen S rasch nacheinander durch die Überschiebungsfläche der Bächistockdecke keilförmig abgeschnitten, die mit wenig mächtigem Öhrlikalk und darüberliegenden Valangienmergeln beginnt.

Entsprechend der Schichtstellung im Nordschenkel des Faulengewölbes fallen im östlichen und mittleren Teil des Kratzerengrates die Schichten beider Decken in überkippter Lage 70—80° steil gegen S, biegen in der Tiefe zu steilem Nordfallen um und zeigen hie und da in der Nähe der Überschiebungsfläche wellige Verbiegungen oder Kleinfaltung. Da gegen W die Kette stärker abgetragen ist und das Faulengewölbe sich etwas verflacht, fallen westlich vom Torloch die Schichten beider Decken gegen NW, bei Brust z. B. etwa 35° steil.

3. Tektonik des Silberngebietes.

Einen Einblick in die Tektonik der Silbern gewähren vor allem die beiden tiefen Taleinschnitte des Rossmattertales und des Bisistales, welche das plateauförmige Gebirge im E und W begrenzen. Wir betrachten zunächst die Aufschlüsse an den gegen das Rossmattertal abfallenden Ostwänden der Berggruppe (Tafel 13, Figuren 1 und 2).

Von grundlegender Bedeutung für die Deckengliederung des Silberngebietes sind die Erscheinungen an seiner Südostecke, im Winkel zwischen Kalberloch-Drecklochalp und Rossmattertal. In Übereinstimmung mit den Verhältnissen im südöstlichen Glärnischgebiet ist der Öhrlikalk, mit dem die Bächistockdecke am Gassenstockgrat und am Kratzerengrat beginnt, in der Talsohle von Drecklochalp schon ausgekeilt, so dass sie dort bei der Alphütte (1696 m) mit den fossilreichen Valangienmergeln einsetzt. Darüber erhebt sich eine etwa 100 m hohe, rostig angewitterte, von zahlreichen Querbrüchen zerhackte Wand von Valangienkalk, und darüber folgen in der Südostecke des Silbernalpplateaus noch etwa 50 m Kieselkalk. Valangienkalk und Kieselkalk werden jedoch gegen S durch eine Überschiebungsfläche schief abgeschnitten, über der an dem Fusspfade, der von Kaltbrünneli über die Steilwand hinweg nach Silbernalp führt, die untere Silberndecke mit einer wenig mächtigen Folge von Valangienmergeln beginnt und sich in einer neuen Serie von Valangienkalk und Kieselkalk fortsetzt. Aber auch diese Schichtfolge spitzt sich gegen S in der Felswand über Kaltbrünneli aus und wird von einer neuen Decke, der obern Silberndecke, diskordant überlagert. Sie beginnt unter der Schuttdecke der Talrinne von Kalberloch wahrscheinlich ebenfalls mit Valangienmergeln; ihr mächtiger Valangienkalk ruht jedoch schon in der Felswand nördlich von Kalberloch auf Valangienkalk und Kieselkalk der untern Silberndecke. Darüber folgen in normaler

Reihe der mächtige Kieselkalk des westlichen Teils von Silbernalp und dann gegen den Scheitel des Silbernplateaus hin Drusbergschichten, Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk. Zwischen dem Kalberloch und dem Bisistal ist die untere Silberndecke nirgends mehr sichtbar; Valangienkalk und Kieselkalk, die westlich vom Kalberloch den Südrand des Silbernplateaus bilden und stellenweise dicht an die Valangienmergel der Bächistockdecke herantreten, gehören der obern Silberndecke an. Die untere Silberndecke keilt also unter der Talrinne, die den Kratzerengrat im N begleitet, gegen S vollständig aus.

Axendecke und Bächistockdecke sinken von Drecklochalp aus im Rossmattertal und am Ostabhang der Silbern zunächst steil gegen NW, gehen bei Käsern in horizontale Lage über und steigen dann nordwärts wieder an; sie bilden also eine breite, regelmässige Mulde, die westliche Fortsetzung der Glärnischmulde. Da gerade gegen das Rossmattertal hin das westliche Axialgefälle der Kreidezweigdecken sehr stark ist — auf der hintern Schlattalp fallen die Schichten bis 25° steil gegen W —, so liegen alle Schichten am Ostfusse der Silbern viel tiefer als am Westabhang des Glärnisch.

Unter der Terrasse von Zeinen erscheint unter dem gegen N fallenden Kieselkalk der Axendecke nochmals der Öhrlikalk dieser Decke, und zwischen Werben und Klönstalden ist die Sohle des Rossmattertales in ihre Zementsteinschichten eingeschnitten. In der Umgebung der Sennhütte Käsern sind bereits die Übergangsschichten zum Quintnerkalk aufgeschlossen. Auf der Westseite des mittleren und südlichen Rossmattertales ist die untere Kreide der Axendecke infolge des Druckes der Bächistockdecke stark gequetscht. Schon im untern Teil des Abhanges zwischen Dreckloch und Werben zeigen Valangienkalk und Kieselkalk unter der Bächistockdecke nur geringe Mächtigkeit, und westlich und nördlich von Käsern ist die untere Kreide unter der Überschiebungsfläche auf eine etwa 30 m mächtige Schichtfolge reduziert, in der man die Kreidestufen zwischen Öhrlikalk und Drusbergschichten nur unsicher erkennt. Aber schon 1 km südlich von Klönstalden stellt sich im Dache der Axendecke unter dem Kieselkalk, mit dem hier die Bächistockdecke beginnt, der Schrattenkalk ein, zunächst als dünngequetschter, heller Kalkkeil, dann rasch zu normaler Mächtigkeit anwachsend. Bald nachher erscheinen darüber auch Gault und Seewerkalk. Bei Klönstalden haben alle Kreidestufen ihre normale Mächtigkeit zurückgewonnen und beginnen in der Steilstufe nördlich von Klönstalden und im Timmerwald östlich von Richisau zum Stirngewölbe der Axendecke umzubiegen.

Am Abhang südlich von Richisau zweigt vom Rücken dieses Stirngewölbes eine sekundäre, von Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk gebildete, gegen NW absinkende Falte ab. Die Seewerkalkmulde, durch welche sie vom Hauptstirngewölbe getrennt ist, trägt die gegen NW geneigte Terrasse von Roneband, und ihr Schrattenkalkgewölbekern baut über dieser Terrasse eine etwa 100 m hohe Steilstufe auf. An ihrem Fusse findet man über glatter Rutschfläche etwa 6 m obern Schrattenkalk und 10—15 m Orbitolinaschichten als verkehrten Mittelschenkel; der Gault aber fehlt darin und stellt sich erst in der Nähe der Gewölbeumbiegung ein.

Starke Störungen zeigt die südlich von dieser Falte liegende Kreide der Axendecke (Tafel 13, Figur 2). Über der grossen Schutthalde, die südwestlich von Klönstalden den Fuss der Silbern bedeckt, werden Drusbergschichten, Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk von vier 50—60° S fallenden Brüchen durchschnitten, die eine staffelförmige Hebung des nördlichen Gebirgsteiles bewirkt haben. Durch den nördlichsten Bruch sind die Schichten um etwa 50 m gehoben worden, so dass z. B. die Orbitolinaschichten ins Niveau des Seewerkalks hinaufgerückt sind. Schwer verständlich ist aber, dass der Seewerkalk, der eben in diesem Bruchgebiet im Dache der Axendecke sich eingestellt hat, an diesem vierten Bruche plötzlich wieder endigt und dass darüber und über dem nordwärts folgenden Schrattenkalk der Axendecke eine grosse, wohl 50 m mächtige Scholle von Schrattenkalk liegt, die oben mit unregelmässiger Grenze an die Drusbergschichten anstösst, mit denen hier die Bächistockdecke beginnt. Diese Scholle lässt sich in keine der beiden hier sich berührenden Kreidedecken leicht einfügen. Wahrscheinlich handelt es sich um eine Felsmasse, die von der Basis der Bächistockdecke bei ihrem Vormarsche abgeschürft wurde und jetzt in unnatürlicher Lage zwischen die beiden Decken eingeklemmt ist. Ein grosser, auch in die Bächistockdecke hinaufgreifender Bruch begrenzt die Scholle im N. Die Drusbergschichten der Bächistockdecke, die südlich von dem Bruchgebiet wohl

100 m mächtig sind, über der verschürften Schrattenkalkscholle aber fast auskeilen, greifen nördlich von dem Bruche plötzlich wieder bis ins Niveau der Orbitolinaschichten der Axendecke hinunter [1]). Ohne Zweifel steigen sie als Basis der Bächistockdecke in der schuttbedeckten Wildheuplanke oberhalb der Terrasse von Ahornen nordwärts empor und schneiden den Schrattenkalk der Axendecke, vielleicht auch noch Gault und Seewerkalk des Gewölbeschenkels der oben erwähnten sekundären Falte schief ab, erreichen jedoch den Nordabhang der Silbern nicht mehr.

Die Bächistockdecke ist das wichtigste Glied im tektonischen Aufbau der Ostwand der Silbern. Ihre tiefsten Schichtglieder, Valangienmergel und Valangienkalk, bleiben schon über dem südlichen Teil des Rossmattertales zurück; in ihrem Dache aber erscheinen nördlich von Fätschenalpeli unter der hier nordwärts ansteigenden Überschiebungsfläche der untern Silberndecke rasch nacheinander die Drusbergschichten, dann bis 150 m mächtiger Schrattenkalk, der ein 25—30 m mächtiges Band von Orbitolinaschichten einschliesst und die schönste Steilwand im Ostabsturz der Silbern bildet, endlich Gault und Seewerkalk, der nordwärts zu über 100 m Mächtigkeit anschwillt und vom nördlichen Teil des «Steckenbandes» an, über das der Hauptalpweg vom Pragelpass nach Silbernalp führt, noch von $0{,}_5$—2 m Nummulitenkalk (Assilinengrünsand) bedeckt ist.

An die breite Mulde, welche die Bächistockdecke unter der Silbernalp bildet, schliesst sich nordwärts ein ebenso breites, sehr flaches Gewölbe an, dessen Scheitel unter den Silberngipfel hineinstreicht. An seinem Nordende, östlich von Alpeli, biegen Seewerkalk, Gault, oberer Schrattenkalk und Orbitolinaschichten plötzlich scharf knieförmig zur Tiefe und bilden eine etwa 150 m tiefe, leicht nordwärts geneigte Mulde. Im nördlichen Schenkel derselben fehlen an der Basis der Decke kurz nördlich von der Muldenumbiegung bereits die Drusbergschichten, und vom Schrattenkalk ist nur noch ein etwa 20 m hohes Wändchen von stark zerbrochenem, an der Basis calcitisiertem oberem Schrattenkalk vorhanden, das auf dem am Kontakt ebenfalls metamorphen Seewerkalk der Ronebandfalte ruht. Diese Kontaktfläche gehört also der Überschiebungsfläche zwischen Axendecke und Bächistockdecke an. Unterhalb der Hütte von Unteralpeli mündet sie in die obere Grenze des Nummulitenbandes ein, das über Ober-Gampel in die Sohle des Richisauer Tales hinuntersteigt und die obere Grenze der Axendecke darstellt.

Bei Unteralpeli schwillt der Aptien-Schrattenkalk der Bächistockdecke westlich von einer auffallenden Verwerfung plötzlich zu etwa 120 m Mächtigkeit an und steigt als hohe Wandstufe zwischen Gampel und Kellen westwärts ins Richisauertal hinunter. Die Decke schliesst hier oben wieder mit einem Nummulitenbande ab, das die Fortsetzung der Assilinengrünsandbank von «Steckenband»-Oberalpeli bildet. Besonders hervorzuheben ist, dass von Unteralpeli an eine dünngequetschte verkehrte Schichtfolge zwischen das Eocän der Axendecke und den Schrattenkalk der Bächistockdecke eingeschaltet ist (Tafel 14, Figur 3). Schon östlich von der Verwerfung bei Unteralpeli bemerkt man zwischen dem metamorphen Schrattenkalk und dem Seewerkalk der Ronebandfalte eine kieslige glaukonitische Bank von Gaulttypus. Westlich von der Verwerfung liegen bei Unteralpeli über dem hier einsetzenden Nummulitenkalk der Axendecke zunächst einige Meter Seewerkalk, dann ein sehr dünnes, stellenweise nur durch Fetzen der Turrilitenschicht repräsentiertes oder ganz verquetschtes Gaultband [2]) und darüber der normale Schrattenkalk der Bächistockdecke. Gegen W schwillt der verkehrte Seewerkalk zu ziemlicher Mächtigkeit an und bedeckt westlich von Gampel eine breite Fläche. Die Gewölbeumbiegung, in der sich dieser verkehrte Mittelschenkel und die normalliegenden Gault- und Seewerschichten der Bächistockdecke vereinigen, muss in der Gegend von Schwellaui unter den Valangienmergeln der Drusbergdecke verborgen liegen.

Die untere Silberndecke beginnt am Nordrande des Tälchens von Dreckloch als flachliegende, anfänglich nur etwa 100 m mächtige Schichtfolge von Valangienmergeln, Valangienkalk und Kieselkalk, bildet dann eine flache Mulde mit mässig steil nordfallendem Südschenkel und hierauf unter P. 1926 m ein breites, regelmässiges Gewölbe, das in einer über 200 m hohen, gegen Fätschenalpeli abstürzenden Wand prachtvoll aufgeschlossen ist. Seine Kieselkalkbänke biegen im N rasch

[1]) Diese nördliche Fortsetzung der Drusbergschichten fehlt in der Geologischen Karte.

[2]) In der Geologischen Karte (**360**) ist irrtümlich dieser verkehrte Gault um das Südende der darunterliegenden Seewerkalkmulde herum mit dem normalen Gault der Axendecke verbunden.

zu senkrechter bis leicht überkippter Stellung um, werden aber an der Basis durch die nordwärts ansteigende Überschiebungsfläche plötzlich abgeschnitten. Die Diskordanz gegenüber der Bächistockdecke springt am Steilhang über dem Fätschenalpeli auffallend in die Augen. Aufs deutlichste sieht man, dass die muldenförmig verlaufende Überschiebungsfläche auf der $1{,}_5$ km langen Strecke die ganze Schichtreihe der Bächistockdecke vom Valangienkalk bis zum Gault schief abschneidet. In der Sohle dieser Mulde sind zwischen dem durch mehrere steil südfallende Brüche durchschnittenen und verschobenen Valangienkalk der untern Silberndecke einerseits und Drusbergschichten und Schrattenkalk der Bächistockdecke andererseits 20—30 m mächtige, stark zerklüftete Massen von Kieselkalk und Schrattenkalk eingeklemmt, die beim Vormarsche der untern Silberndecke entweder von ihrer Stirne oder vom Rücken der Bächistockdecke abgeschürft worden sind.

In der nördlichen Fortsetzung des vorhin erwähnten, an eine Deckenstirne erinnernden Kieselkalkgewölbes liegt zwischen dem Seewerkalk der Bächistockdecke und dem zur obern Silberndecke gehörenden Kieselkalk von Silbernalp eine Schichtfolge, über deren tektonische Stellung ich mir kein völlig sicheres Urteil bilden konnte. Steigt man von Klönstalden aus durch die tief in die Ostwand der Silbern eingeschnittene, durch eine Verwerfung bedingte Nische nach Brudern hinauf (Tafel 13, Figur 1 und 2), so findet man auf der Südseite der Nische über dem Seewerkalk der Bächistockdecke zunächst eine stark reduzierte verkehrte Schichtfolge, bestehend aus einem dünnen Gaultband (Albien-Grünsand und Brisibreccie) und einigen Metern calcitisiertem Schrattenkalk, darüber eine normale Schichtreihe, bestehend aus etwa 50 m Drusbergschichten (unten Mergelschiefer und schiefrige Mergelkalke, oben mergeliger Kalk mit Kalkknollen) und 25—30 m Schrattenkalk. Auf der Nordseite der Bruchrinne ist dieselbe Schichtfolge vorhanden, jedoch um etwa 50 m nach oben verschoben. Die verkehrte Folge kann längs des von Silbernalp nordwärtsführenden Alpweges bis zum Beginn des «Steckenbandes» aufs beste beobachtet werden. Der Gault ist oft kaum 1 m mächtig, schwillt aber bei der nördlichsten Hütte von Silbernalp lokal auf etwa 10 m an; der Schrattenkalk ist ebenfalls stets nur wenige Meter mächtig und enthält ein Band von Aptienmergeln mit *Orbitolina lenticularis* und *Rhynchonella Gibbsiana*. Auch der Schrattenkalk der normalen Schichtreihe ist hier auf wenige Meter reduziert und bildet ein zwischen den dunkeln Neocomgesteinen im Liegenden und Hangenden lebhaft herausleuchtendes, weissgraues Felsband. Die Grenzschicht gegen die liegenden Drusbergmergel enthält hie und da eine Gruppe von verkieselten Exogyraschalen. Diese 30—50 m mächtigen Drusbergschichten hangen im S mit den Drusbergschichten zusammen, die unter P. 1926 m den Kieselkalk der untern Silberndecke überlagern. Man darf daher die im nördlichen Teil von Silbernalp unter der obern Silberndecke liegende normale Folge von Drusbergschichten und Schrattenkalk wahrscheinlich als zusammengequetschte nördliche Fortsetzung der untern Silberndecke und die darunterliegenden dünngequetschten verkehrten Schrattenkalk- und Gaultschichten als Mittelschenkelrest zwischen der untern Silberndecke und der Bächistockdecke betrachten.

Die obere Silberndecke baut den weitaus grössten Teil des Silbernplateaus auf. Ihre ältern Schichten, Valangienkalk und Kieselkalk, bedecken am Südrande und im östlichen Teil des Plateaus weite Flächen, während in seinem mittleren und nördlichen Teil Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk die herrschenden Gesteine sind. Valangienkalk und Kieselkalk bilden nördlich vom Kalberloch ein flaches Gewölbe, dann annähernd konkordant zur untern Silberndecke eine flache Mulde, deren Nordschenkel mit etwa 15° Neigung gegen den Silberngipfel ansteigt. Die Decke umfasst hier die ganze Kreide vom Valangienkalk bis zum Seewerkalk und bildet nun eine kräftige, liegende Falte. Ihre Gewölbe- und Muldenumbiegungen sind in Drusbergschichten, Schrattenkalk und Orbitolinaschichten etwa 1 km südlich von Oberalpeli an dem vom Silberngipfel nach NE streichenden Felsrücken aufs schönste sichtbar, und die westlich von diesem Felsrücken und am Nordfuss des Silberngipfels liegende schmale Talrinne ist in die Gewölbeumbiegung von Kieselkalk, Altmannschichten und Drusbergschichten eingeschnitten. Auffallenderweise machen Valangienkalk und Kieselkalk die Muldenumbiegung nicht mehr mit. Der Valangienkalk endigt am Ostabhang des Silbernnordostgrates als dünner Gewölbekern; der Kieselkalk umhüllt denselben und streicht dann als verkehrter Mittelschenkel von auffallender Mächtigkeit unter dem Valangienkalk durch den nördlichen und mittleren Teil von Silbernalp $1{,}_5$ km weit südwärts bis unter P. 1926 m. Im nördlichen Teil von Silbern-

alp findet man als Fortsetzung des verkehrten Profils noch Fetzen von Altmannschichten und einige Meter Drusbergschichten mit vielen *Exogyren*. Darunter liegt dann das dünngequetschte Schrattenkalkband, das wir als Bestandteil der untern Silberndecke aufgefasst haben.

An der Basis des Muldenschenkels der Silberngipfelfalte setzen sich die Drusbergschichten als tiefstes Glied der obern Silberndecke nordwärts gegen Oberalpeli fort. Im «Steckenband», über das der Weg von Silbernalp nach Oberalpeli führt, sind sie meistens nur 2—5 m, stellenweise sogar kaum 1 m mächtig; sie schwellen nördlich vom Steckenband lokal auf 15—20 m an und lassen sich dann in Spuren noch bis gegen Oberalpeli verfolgen. Besonders interessant ist, dass zwischen diese Drusbergschichten und das dünne Nummulitenband der Bächistockdecke vom Steckenband bis Oberalpeli eine nur $0{,}_2$—6 m mächtige Lage von gequetschtem Seewerkalk, beim Beginn des Steckenbandes auch noch eine $0{,}_1$—4 m dicke Schrattenkalkbank als Rest eines verkehrten Mittelschenkels eingeschaltet sind. Die Gewölbeumbiegung, die einst diesen Mittelschenkel mit dem Gewölbeschenkel verband, lag nördlich von Oberalpeli, ist aber vollständig abgetragen.

In der westlich vom grossen Alpelibruch im Gebiet von Biet und Butzen liegenden Stirnregion der obern Silberndecke lassen sich drei übereinandergeschobene, flachgedrückte sekun-

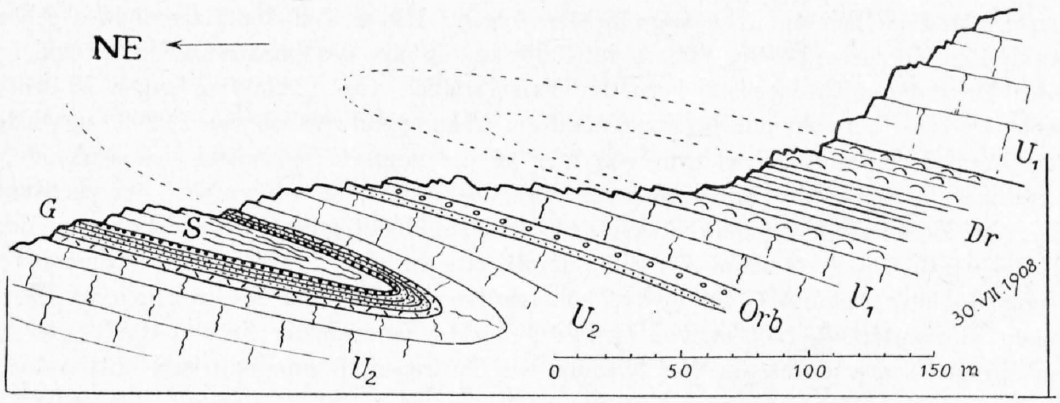


Fig. 26. Profil in der obern Silberndecke am Ostfusse des Bietstocks.

Dr = Drusbergschichten. U_1 = Unterer Schrattenkalk. Orb = Orbitolinaschichten. U_2 = Oberer Schrattenkalk. G = Gault. S = Seewerkalk.

däre Falten erkennen, deren Gewölbeumbiegungen gegen NW in die Tiefe tauchen, also tiefer liegen als die Muldenumbiegungen. Die Drusbergschichten, die wir am Nordfuss des Silberngipfels als Gewölbekern der Silberngipfelfalte aufgeschlossen fanden, tauchen nördlich vom Alpelibruch am Ostfusse des Bietstocks als Gewölbekern der mittleren jener drei Falten wieder aus dem Schrattenkalk auf. Diese Falte bildet den in der geologischen Karte zwischen Biet und Butzen gezeichneten Kreidelappen und kann die Bietstockfalte genannt werden, da ihre normale, bis in den Seewerkalk hinaufreichende Schichtreihe den Bietstock aufbaut. Ihr Drusbergschichtenkern ist deutlich antiklinal gebaut; die «Sinuatabänke» mit Gruppen von grossen Austern sind nicht nur im Hangenden der Mergelschiefer und Knollenkalke, die normal den untern und mittleren Teil der Drusbergschichten bilden, sondern in reduzierter Mächtigkeit auch in ihrem Liegenden vorhanden (Figur 26). Unter diesen Drusbergschichten folgen auf der Nordostseite des Bietstocks als verkehrter Schenkel der Falte etwa 20 m unterer Schrattenkalk, 10 m Orbitolinaschichten, 25 m oberer Schrattenkalk, 6 m Gault mit Brisibreccie und fossilreicher Turrilitenschicht und endlich der Seewerkalk. Die ganze Schichtfolge fällt etwa 15° gegen WSW. Der Seewerkalk ist der gegen SE sich ausspitzende, schmal gedrückte Kern einer Mulde, unter der die tiefste der drei Stirnfalten der obern Silberndecke abzweigt. Ihrem Kern gehört das auf der Karte östlich vom Bietstock angegebene, gegen NW absinkende schmale Schrattenkalkfeld an. Der Gault, der dasselbe umsäumt, liegt auf seiner Südwestseite als 10—15 m mächtige Schichtfolge normal unter Seewerkalk, auf der Ost- und Nordseite, z. B. am Wege zwischen Oberalpeli und Biet, verkehrt über Seewerkalk und ist hier gegen S hin stellenweise völlig ver-

quetscht. Dieser Seewerkalk liegt verkehrt über dem Nummulitenkalkband der Bächistockdecke und ist die zu 30—50 m Mächtigkeit angeschwollene, durch den grossen Alpelibruch stark nach S verschobene Fortsetzung des dünngequetschten Seewerkalkstreifens, den wir südöstlich von Oberalpeli zwischen demselben Nummulitenkalk und dem Schrattenkalk oder den Drusbergschichten der obern Silberndecke getroffen haben.

Der normale Schenkel der Bietstockfalte sinkt mit einer welligen Verbiegung steil westwärts gegen die Nische von Butzen hinunter. An ihrem Südrande bildet ihr Seewerkalk einen gegen NE auskeilenden Streifen, der wieder von dünngequetschtem verkehrtem Gault und dann von mächtigem Schrattenkalk überlagert wird. Es tritt also hier nochmals eine Gabelung der Stirne der obern Silberndecke durch eine gegen NW tauchende Seewerkalksynklinale ein. Dem verkehrten Schenkel dieser dritten Teilfalte gehört auch der Gault an, der südlich von der Pragelpasshöhe am Fusse der Schrattenkalkwand aufgeschlossen ist, die den Nordrand des Silbernplateaus bildet.

Das Schrattenkalkkarrenfeld, das sich vom Südende der Nische von Butzen über dem verkehrten Gault über P. 2090 m hinweg südostwärts bis zum Neocomkern der Silberngipfelfalte ausdehnt, stellt ebenfalls eine verkehrte, 50—60° steil südostfallende Schichtreihe dar, in der von NW nach SE oberer Schrattenkalk, mächtige, aber deutlich verkehrtliegende Orbitolinaschichten, unterer Schrattenkalk und endlich die Drusbergschichten folgen. Dieser Teil des Karrenfeldes gehört also dem überkippten Nordschenkel der Silberngipfelfalte an. Infolge des starken westlichen Axialgefälles taucht der Drusbergschichtengewölbekern der Falte südlich von P. 2090 m gegen W unter den Schrattenkalk; daher herrscht nun im Karrenfeld am Abhang südwestlich von P. 2090 m wieder normale Lagerung. Überhaupt gehört nun von hier an die langsam westwärts sich senkende, rundhöckrig wellige Oberfläche des Silbernplateaus, also das Gebiet der obern und der untern Bödmernalp, des Bödmerwaldes, von Plätsch und Mittelste Weid, grösstenteils dem normalliegenden Schenkel der westlichen Fortsetzung der Silberngipfelfalte an. Der Schrattenkalk nimmt das grösste Areal dieses Gebietes ein und bildet in den höheren Lagen wilde und öde, westlich von der obern Bödmernalp, also unterhalb 1600 m, von Urwald bedeckte Karrenfelder; in den Gault- und Seewerschichten dagegen liegen die besten Weideflächen von Twärenen, Bödmernalp und Mittewald. Westlich und nördlich von Untertwärenen fällt das Schichtensystem 20—25° gegen W oder WNW, auf der obern Bödmernalp nimmt es annähernd horizontale Lage an und westlich davon sinkt es mit durchschnittlich 15° Neigung gegen WNW oder NW. Faltungen sind nicht zu beobachten; dagegen wird die Tektonik durch zahlreiche, vorwiegend quer verlaufende Brüche kompliziert. Die Gewölbeumbiegungen der beiden tiefern sekundären Falten der Stirnregion der obern Silberndecke treten nicht mehr zutage; dagegen lässt sich nordöstlich von der untern Bödmernalp noch die Trennung der Bietstockfalte von der Silberngipfelfalte feststellen.

Nördlich vom Roggenstöckli liegen die gegen NW fallenden Schrattenkalk-, Gault- und Seewerschichten noch normal übereinander; die dort in der Karte angegebene Schrattenkalkinsel dagegen und der westlich davon liegende Schrattenkalk im nördlichen Teil des Bödmernwaldes sind über den Seewerkalk hinübergeschoben. Als Reste eines verkehrten Mittelschenkels bemerkt man am Ost- und Nordrand des überschobenen Schrattenkalks am Kontakt mit dem liegenden Seewerkalk oft dünne Fetzen von Gault. Die Erscheinung darf als westliche Fortsetzung des oben erwähnten Gaultmittelschenkels betrachtet werden, der südlich von der Pragelpasshöhe den Schrattenkalk der Silberngipfelfalte vom Seewerkalk der Bietstockfalte trennt.

Die Überschiebung des Schrattenkalks auf Seewerkalk lässt sich nur bis zum Ostrand der untern Bödmernalp beobachten. Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk dieser Alp und des westlich davon liegenden Gebietes liegen normal übereinander und scheinen gegen SE ohne Faltung in die Kreide des Bödmernwaldes überzugehen. Auch Drusbergschichten und Kieselkalk, die als normale untere Fortsetzung der Schichtreihe am Südrande des Plateaus auf der Terrasse von Ebnematt-Saum und ihrer westlichen Fortsetzung unter dem Schrattenkalk hervortreten, zeigen keine Faltung, sondern sinken mit ziemlich gleichförmigem Gefälle nordwestwärts gegen Muotathal. Es ist somit hier auch das kräftige Neocomgewölbe der Silberngipfelfalte völlig ausgelöscht.

Im Gebiet Plätsch-Mittelste Weid sinken die Schichten 15—20° gegen NW. Nordwärts gegen das Tal des Starzlenbaches nimmt das Schichtgefälle im allgemeinen zu. Westlich vom Gutentalboden sieht man die stark dynamometamorphen Seewerschichten im Bett des Starzlenbaches 60 bis 70° steil nordwärts zur Tiefe sinken.

4. Die Toralpdecke.

Eine merkwürdige Erscheinung des Silberngebietes sind zahlreiche über das Silbernplateau und seine Nordabdachung zerstreute, meistens nur 5—20 m dicke Lappen von stark metamorphen Valangienkalk- und Kieselkalkgesteinen. Sie ruhen auf den verschiedensten Schichten der obern Silberndecke, im N fast ausschliesslich auf dem Seewerkalk, im mittleren Teil meistens auf Schrattenkalk, im S auch auf Drusbergschichten und Kieselkalk. Es sind die von der Abtragung verschont gebliebenen Reste einer neuen, über die obere Silberndecke hinübergeschobenen Kreidedecke. Ich habe sie (**210,** p. 543) die Toralpdecke genannt, weil Reste derselben einen grossen Teil der Toralp am Südrande des Silbernplateaus bedecken. Dass es sich nicht um Relikte der Drusbergdecke handeln kann, geht schon daraus hervor, dass diese Kreidelappen der Valangienmergel, mit denen diese Decke nördlich vom Pragelpass beginnt, völlig entbehren und ihre Valangienkalk- und Kieselkalkgesteine nicht in der Facies der Drusbergdecke ausgebildet sind. Am Südrande des Silbernplateaus kann man deutlich sehen, dass die Toralpdecke mit der obern Silberndecke zusammenhängt und somit zum System der obern Zweigdecken der Axendecke gehört. Beim Aufstieg von Brust nach Ebnematt kann man aufs schönste beobachten, dass Valangienkalk und Kieselkalk der obern Silberndecke, die bei Nägeliberg am Westende des Melchtales noch flach nordwärts fallen, in der Felswand unter P. 1705 m rasch zu senkrechter und nordwärts überkippter Stellung umbiegen. Diese nordwärts geöffnete Synklinale ist längs des von den Hütten von Toralp nordostwärts führenden Weges sehr schön auch in den Drusbergschichten und im Schrattenkalk aufgeschlossen (**210,** Figur 1, p. 544), und man überzeugt sich hier, dass die Valangienkalklappen der Toralpdecke, die hier diskordant auf dem Kieselkalk des überkippten Faltenschenkels sitzen, die nördliche Fortsetzung des normalen Valangienkalks der obern Silberndecke sind. Man darf sich die Toralpdecke wahrscheinlich in der Weise entstanden denken, dass der südliche Teil der obern Silberndecke von der aus dem S vorrückenden Drusbergdecke erfasst, nördlich vom Kratzerngrat muldenförmig umgebogen und dann über den nördlichen Teil der obern Silberndecke weggeschoben und dabei zerdrückt und ausgewalzt wurde.

Im S, im Gebiet Ebnematt-Toralp, bestehen die Toralpdeckenreste ausschliesslich aus Valangienkalk, und zwar zum kleinern Teil aus dem hell bis dunkelbraun anwitternden, sandigen Echinodermenkalk des untern und mittleren Valangienkalks, zum grössten Teil aus dem hellgrauen Kalk, der in der obern Silberndecke den oberen Teil des Valangienkalks bildet. Für beide Gesteine ist der Reichtum an unregelmässigen Kieselkonkretionen charakteristisch. Die Deckenreste im mittleren und nördlichen Silberngebiet bestehen zum Teil aus Valangienkalk, zum Teil aus Neocomkieselkalk. Infolge der tektonischen Quetschung ist das Aussehen der beiden Gesteine oft so stark verändert, dass sie nur schwer zu erkennen sind. Vorwiegend aus bräunlich anwitterndem, spätigem Valangienkalk mit Kieselknauern besteht der Deckenrest, der sich von der Hütte «Roggenloch» am Nordostfusse des Roggenstöcklis aus fast 1 km weit nach NE ausdehnt. Dasselbe Gestein, aber oft stark klüftig zerbrochen, zum Teil auch schiefrig gequetscht, bildet auch die beiden in der Nische von Butzen liegenden Valangienkalklappen und, begleitet vom hellgrauen Valangienkalk, den grossen Toralpdeckenrest, der unterhalb Butzen mit steilem Westfallen unter die Valangienmergel des Pragelpasses einfällt, ebenso einen zweiten, weiter im E auf dem Seewerkalk sitzenden Deckenrest. Stark verändert, zum Teil schiefrig gequetscht und von zahlreichen Calcitadern durchsetzt ist der nur wenige Meter mächtige, sandig-kieslige Valangienkalk auf dem Plateau des Silberngipfels. Der grösste zusammenhangende Rest der Toralpdecke bedeckt bei Kreuz und Hengsthorn südlich vom Starzlenbach ein Gebiet von mehr als 1 km². Er besteht aus einem düstern, sandig-kiesligen, stark durchklüfteten Gestein, das wohl zum Kieselkalk gerechnet werden darf. Kieselkalkartige Gesteine bilden

auch den Deckenrest von Gschwend und einige kleine Relikte der Toralpdecke im Gebiet des Bödmernwaldes.

Es verdient, hervorgehoben zu werden, dass manche Reste der Toralpdecke in muldenförmigen Depressionen der obern Silberndecke liegen. So ist der grosse Valangienkalklappen auf der Nordostseite des Roggenstöcklis in ein flaches Seewerkalk-Wellental eingebettet. Die beiden Valangienkalkreste von Butzen sitzen in einer tektonischen Nische, ebenso die Valangienkalkdecke, die südlich vom Gutentalboden mit steilem Nordfallen unter die Drusbergdecke einfällt. In einer auffallenden tektonischen Depression, die im E, N und W von den Schichten der obern Silberndecke überragt wird, sitzt auch das Neocom von Gschwend.

Merkwürdig ist ferner, dass die obere Silberndecke als Liegendes der Toralpdecke bisweilen auffallend stark reduziert ist. Am auffälligsten ist diese Erscheinung am Gipfel der Silbern, wo unter dem Valangienkalk der Toralpdecke nur einige Meter Seewerkalk liegen und der Gault meistens kaum 1 m mächtig und stellenweise völlig verquetscht ist, obschon wir uns hier nicht im Mittelschenkel, sondern auf dem Gewölbescheitel der Silberngipfelfalte befinden.

Aus der Tatsache, dass längs der Pragelpasslinie nur stellenweise Reste der Toralpdecke zwischen Silbern- und Drusbergdecke sichtbar sind, und namentlich aus der Tatsache, dass unter dem zur Drusbergdecke gehörenden Roggenstöckli die Toralpdecke, abgesehen von dem Valangienkalk beim «Roggenloch», völlig fehlt, muss man schliessen, dass die Zerstückelung dieser Decke nicht allein die Folge der Abtragung ist, sondern dass sie schon primär infolge tektonischer Verquetschung auf grossen Strecken fehlte.

5. Die Erscheinungen am Westrand des Silberngebietes.

Noch fast eindrucksvoller als im Rossmattertal ist der Deckenbau des Silberngebietes an den Felswänden aufgeschlossen, mit denen es im W gegen das Bisistal und die Ausmündung des Rätschtales abstürzt. Von den Abhängen des Wasserberges aus überschaut man an der 700 m hohen Wand zwischen Obersaum und Mettlen mit einem einzigen Blick die Axendecke und ihre vier Kreidezweigdecken (vgl. **210,** Oberholzer, 1908, Figur 2, p. 545). Die nördlich von der Mündung des Rätschtales zur Tiefe sinkende Axendecke endigt bei Mettlen über der Sohle des Bisistales wie im E am Gassenstock und Kratzerengrat mit gegen S keilförmig sich ausspitzendem Kieselkalk. Darüber folgen Öhrlikalk und Valangienmergel der Bächistockdecke und dann an der Felswand über Nägeliberg ein dreimaliger Wechsel von Valangienkalk, Kieselkalk und Drusbergschichten, welche den obern Teil der Bächistockdecke, die untere Silberndecke und den untern Teil der obern Silberndecke darstellen. Aufs schönste zeigt sich auch hier wieder die Erscheinung, dass in jeder Deckenschuppe die tiefern Schichten gegen N allmählich zurückbleiben und dafür oben sich jüngere Schichten einstellen. Gegenüber Laui keilen in einer durch Querbrüche stark gestörten Partie der Felswand südlich von Gschwend Valangienkalk und Kieselkalk der untern und der obern Silberndecke rasch nacheinander aus, und es erscheint dafür der Schrattenkalk der Bächistockdecke und der untern Silberndecke, so dass nun die Felswand aus drei übereinanderliegenden hohen hellgrauen Schrattenkalkstufen besteht, die anfänglich noch durch zwei schmale Zonen von Drusbergschichten getrennt werden. Nach den Untersuchungen von Hauswirth (**262,** 1913, p. 650) schieben sich aus der Stirnregion der Kreidedecken zwei aus Gault und Seewerkalk bestehende, gegen NW sich senkende Mulden zwischen die drei Schrattenkalkzweige ein.

6. Axialgefälle im Silberngebiet.

Das im Glärnisch herrschende westliche Axialgefälle hält auch durch das Silberngebiet hindurch noch an. Es liegt z. B. die Schrattenkalkbasis in der obern Silberndecke östlich vom Silberngipfel bei 2190 m, im gleichen Streichen südlich von Gschwend am Westrand des Silbernplateaus aber in 1350 m; sie sinkt also auf der 8 km langen Strecke um 840 m, besitzt also ein durchschnittliches Axialgefälle von $10{,}_5$ %. In der östlichen Hälfte, bis gegen den Ostrand der obern Bödmernalp, ist

es wesentlich grösser als in der Westhälfte, jedoch geringer als am Westende des Glärnisch. In der westlichen Hälfte, z. B. zwischen dem Ostende der Toralp und Obersaum, sinkt jene Schrattenkalkbasis nur mit $5{,}_7$ % Gefälle gegen W.

7. Die Brüche im Silbern- und Kratzerngratgebiet.

Wie der Glärnisch, so sind auch Silbern und Kratzerngrat von einer grossen Zahl von meistens schwarmweise parallel verlaufenden Brüchen durchsetzt. In der Geologischen Karte sind nur die wichtigsten und im Landschaftsbilde auffälligsten angegeben. Die meisten sind gegen NNW oder auch N—S streichende Querbrüche; nur spärlich kommen reine Längsbrüche vor. Der nordöstliche Teil der Silbern ist durch zahlreiche, zum Teil recht kräftige Brüche ausgezeichnet, die von SSW nach NNE streichen, also eine Mittelstellung zwischen Längs- und Querbrüchen einnehmen. Dazu gehören z. B. die sieben parallelen Brüche, die am Abhang des Bietstocks gegen das Tal von Richisau aufgeschlossen sind. Sie reichen bis in den Seewerkalk der Axendecke hinunter, durchschneiden die Eocänmulde von Gampel, das Stirngewölbe der Bächistockdecke und greifen zum Teil noch in die Bietstockfalte der obern Silberndecke hinauf. Sie sind also jünger als die Bildung der Zweigfalten in der Stirnregion der Axendecke. Stets ist der westliche Gebirgsteil gegenüber dem östlichen gehoben, doch meistens nur um wenige Meter. Der bei der Hütte von Kellen durchstreichende Bruch jedoch besitzt eine Sprunghöhe von 30—50 m. Noch auffallender, einer der wichtigsten Brüche des Silberngebietes, ist der westlich davon durchziehende Biet-Butzenbruch, der die Bächistockdecke, das Stirngewölbe der Bietstockfalte und die Toralpdecke durchschneidet und südlich von der Pragelpasshöhe noch in die Silberngipfelfalte hinaufreicht (Tafel 14, Figur 4). Durch ihn ist der nordwestliche Gebirgsteil um 30—50 m gehoben worden, so dass z. B. bei der Hütte von Butzen der westlich vom Bruch liegende Gault der obern Silberndecke in gleicher Höhe liegt mit der Valangienkalkbasis der Toralpdecke auf der Ostseite. Die Bruchfläche fällt hier 35° steil gegen SE. Der Biet-Butzenbruch setzt sich wahrscheinlich gegen SW in dem nordwestlich von der obern Bödmernalp durchstreichenden Bruche fort. Auch hier ist der nordwestliche Gebirgsteil gehoben, so dass sein Schrattenkalk an den Seewerkalk oder Gault der Ostseite stösst. Im nordöstlichen Teil der Bruchspalte ist da und dort ein dünner Streifen Gault zwischen den Schrattenkalk und die durch Schleppung etwas aufgerichteten Schichtköpfe des Seewerkalks eingeklemmt. Der Bruch streicht unter dem Roggenstöckli durch, ohne jedoch in diese Deckklippe hinaufzugreifen.

Zu diesen schief zum Streichen laufenden Brüchen ist auch der orographisch sehr auffällige Alpelibruch zu zählen. Er macht sich im NE schon im Schrattenkalk der Axendecke bemerkbar, durchschneidet östlich von den Hütten von Unter- und Oberalpeli die Bächistockdecke, folgt dann der Talrinne, die sich von Oberalpeli gegen den Silberngipfel hinaufzieht und löscht dort im überkippten Nordschenkel der Silberngipfelfalte aus. Durch ihn sind südlich von Oberalpeli die Gesteinsgrenzen auf der Westseite stark nach S und in die Höhe geschoben worden. So bricht die Nummulitengrünsandbank der Bächistockdecke auf der Ostseite des Bruches neben der Hütte Oberalpeli in gleicher Höhe mit dem Gault der Westseite bei 1750 m ab und setzt sich auf der Westseite erst 500 m weiter im S und in der Höhe von 1920 m wieder fort. Der westliche Gebirgsteil erscheint also gehoben und nach S verschoben. Die wirkliche Verschiebung ist aber wahrscheinlich weder in vertikaler noch in horizontaler Richtung so gross, wie man aus den Erscheinungen der Oberfläche schliessen möchte.

Eine erhebliche Schichtverschiebung hat auch der ebenfalls zu den schief verlaufenden Brüchen gehörende grosse Silbernalpbruch bewirkt, der in der Sohle des Rossmattertales südlich von Klönstalden beginnt, die ganze Ostwand der Silbern durchschneidet und auf dem Silbernalpplateau sich noch etwa 1 km weit nach S verfolgen lässt (Tafel 13, Figuren 1 und 2). Er hat an jener Wand die Ausbildung eines tiefen Erosionseinschnitts und auf dem Plateau die Entstehung einer flachen Talmulde veranlasst. Der ganzen Bruchrinne entlang liegen auf der Nordseite die Schichtgrenzen um 30—50 m höher als auf der Südseite, so dass z. B. die Seewerkalkbasis der Bächistockdecke auf der Nordseite den obern Teil der südlich vom Bruch liegenden Drusbergschichten der untern Silberndecke berührt. Besonders interessant ist, dass von dieser Stelle aus die Drusbergschichten in Form

eines 3—5 m dicken Klemmpakets in der Bruchspalte noch ein Stück weit zwischen diesem Seewerkalk und dem Schrattenkalk der untern Silberndecke emporsteigen und dass die geglättete Bruchfläche am Schrattenkalk mit 70—80° steil ostfallenden Rutschstreifen bedeckt ist, ein Beweis, dass hier die Bruchverschiebung tatsächlich in vertikaler Richtung stattfand.

Zu dem System schief gegen NNE streichender Brüche gehört endlich auch der Bruch, der zwischen Kalberloch und Kratzern die senkrecht aufgerichteten Kreideschichten von Bächistockdecke und Axendecke durchschneidet und das Ostende des Kratzerengrates um etwa 50 m nach N vorgeschoben hat (Tafel 13, Figur 4).

Von den vielen Querbrüchen des Silberngebietes haben diejenigen am Abhang zwischen Twärenen und Bödmern, diejenigen westlich von der Untern Bödmernalp und die zahlreichen Brüche, welche in den Felswänden südlich von Kalberloch, Saum und Gschwend sichtbar sind, fast ohne Ausnahme eine Hebung des westlichen Gebirgsteiles bewirkt und damit, ähnlich wie im

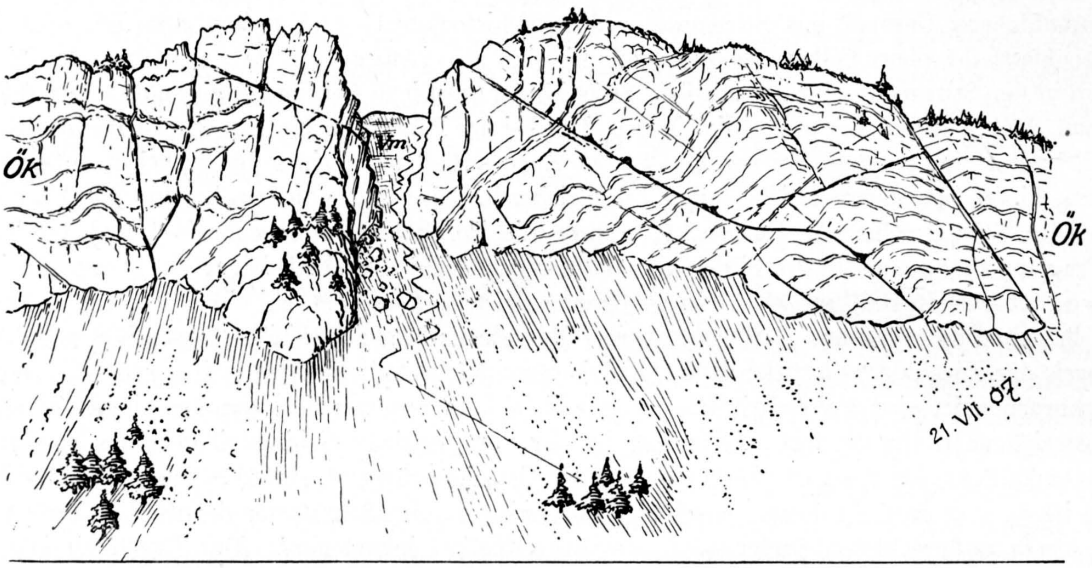


Fig. 27. **Das Torloch im Rätschtal, von Süden gesehen.**
Ök = Öhrlikalk. Vm = Valangienmergel.

Glärnisch, dem westlichen Axialgefälle entgegengearbeitet. Auf dem Silbernplateau machen sie sich orographisch stets dadurch bemerkbar, dass der gehobene Schrattenkalk auf der Westseite der Bruchlinie ein einige Meter hohes Felswändchen bildet, das über Gault oder Seewerkalk der Ostseite emporragt. Die entgegengesetzte Bewegung zeigen die beiden Brüche, die östlich und westlich von Ebnematt gegen die untere Bödmernalp verlaufen, ebenso der grosse Bruch, der aus der Gegend von Schluchbühl bis zu den Hütten von Toralp sich verfolgen lässt, dann den Kratzerengrat durchschneidet und vielleicht noch in dem früher (p. 99/100) erwähnten grossen Rohbutzlibruch des Karrenalpgebietes sich fortsetzt. Diesem Bruche verdankt das Torloch seine Entstehung, eine malerische Bresche in der südlichen Öhrlikalkwand des Kratzerengrates, durch welche man aus dem Melchtal ins Rätschtal hinuntersteigen kann (Figur 27). Auf der Ostseite des Bruches sind die Valangienmergel der Axendecke und der Öhrlikalk der Bächistockdecke um etwa 30 m nordwärts vorgeschoben. Viele andere, zum Teil senkrechte, zum Teil gleichsinnig nach E fallende Klüfte und Bruchflächen durchschneiden den Öhrlikalk in der Umgebung des Hauptbruches.

Eine Verschiebung in horizontaler Richtung fand wahrscheinlich neben der vertikalen Bewegung bei den meisten Querbrüchen statt. So hat der zwischen Ober- und Untertwärenen durchstreichende lange Bruch den westlichen Teil des Drusbergschichtengewölbekerns der Silberngipfelfalte um etwa 30 m gegen N vorgeschoben.

8. Die Bächistockdecke in der Deyenkette.

Östlich von der Hütte von Deyenalp schaut aus dem Trümmerfeld, das sich an den Nordfuss des Deyenstocks anlehnt, ein kleines Felsriff heraus, das aus etwa 10 m Seewerkalk und 4 m glaukonitischem Nummulitenkalk besteht und auf einem schmalen Bande von eocänen Globigerinenmergeln ruht. Die verkehrtliegende, steil südfallende Schichtreihe gehört nicht zum überkippten Nordschenkel des Deyenstockgewölbes, sondern wird von ihm durch über 100 m Globigerinenmergel getrennt. Der Seewerkalk setzt sich, auf beiden Seiten von Globigerinenmergeln begleitet, vom Ostrande jenes Trümmerfeldes aus in den oberen Teil der Bergsturznische von Blanken hinein fort und schwillt hier zu grösserer Mächtigkeit an. Er gabelt sich ostwärts bald in zwei Zweige, die einen aus Schrattenkalk und Drusbergschichten bestehenden dicken Keil zwischen sich einschliessen (Figur 28). Die stets steil südfallende Kreidemasse bildet ein breites Felsband im obern Teil von Blanken und endigt am Ostrande dieser Nische mit dem obersten der drei zwischen Blanken und Mittelauern aufragenden Felstürme (Tafel 11). Von W gesehen, erscheinen die Drusbergschichten als ein zwischen zwei unregelmässig gequetschte Schrattenkalkbänder eingeklemmter Keil; am Ostende des Turmes aber bilden sie lediglich eine auf dem Schrattenkalk sitzende Mütze (Figur 25, p. 103). Die Kreide wird auch hier im N wie im S von einem Globigerinenmergelband begleitet. Am Nordfuss des Turmes findet man auf der Grenze von Seewerkalk und Eocän nur undeutliche Spuren von Assilinengrünsand; dagegen ist über dem mittleren Teil von Blanken am untern Rand des Kreidebandes stellenweise eine Nummulitenbank mit massenhaften Assilinen vorhanden, und im westlichen Teil von Blanken findet man in einer Bachrinne westlich von den Wildheuhütten 1492 m zwischen den Globigerinenmergeln und dem darunter hervorschauenden Seewerkalk dünngequetschte Fetzen von Assilinengrünsand.

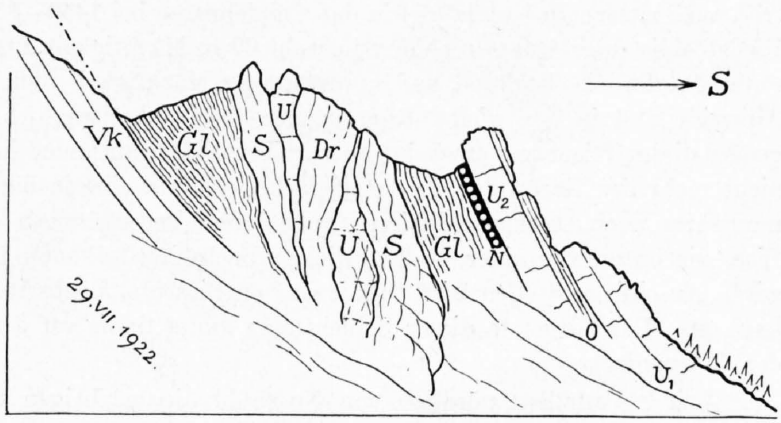


Fig. 28. **Profilansicht der Felstürme am Ostrande von Blanken, von Westen gesehen.**

Vk = Valangienkalk. Dr = Drusbergschichten. U_1 = Unterer Schrattenkalk. O = Orbitolinaschichten. U_2 = Oberer Schrattenkalk. S = Seewerkalk. N = Nummulitenkalk. Gl = Globigerinenmergel.

Am Südabhang des erwähnten Felsturmes sieht man in der steilen Rinne, welche die beiden südlichen, zur Axendecke gehörenden Türme voneinander trennt, den Schrattenkalk im Innern des Seewerkalks gegen unten spitz auskeilen, und auch der Seewerkalk erfährt gegen unten eine rasche Reduktion, so dass am Ostrande des östlichsten Felsturmes zwischen dem steil südfallenden Valangienkalk der Säntisdecke und dem Nordschenkel des Deyengewölbes von unserer Kreidemasse nur noch ein wenige Meter breiter Seewerkalkstreifen, vielleicht von etwas Globigerinenmergel begleitet, übriggeblieben ist (Figur 25, p. 103).

Die Kreideschuppe von Blanken ist nach ihrem tektonischen Bau ein auf den Kopf gestelltes, spitzgequetschtes Gewölbe. Wahrscheinlich darf es als das nach unten umgedrehte Stirnende der Bächistockdecke betrachtet werden.

VIII. Die Braunwalder Zwischendecken.

(Profile 13—15.)

Am Ostabhang der Ortstockgruppe liegt an der Basis der Axendecke und über Glarner- und Mürtschendecke ein merkwürdiger Schichtenkomplex, über dessen tektonische Stellung ich in meiner Arbeit vom Jahre 1908 (**210,** p. 537) keine befriedigende Auskunft geben konnte. Seither haben sich meine Anschauungen über jenes Gebiet infolge neuer Beobachtungen besser abgeklärt, ohne jedoch in allen Teilen völlig sichere geworden zu sein (Tafel 18, Figur 3). Am Klausenpass fanden wir als tiefste Schichten der Axendecke Quartenschiefer und Rauhwacke direkt auf dem Eocän der Griesstockdecke sitzen. Östlich von Vorfrutt bleiben diese Triasschichten auf langer Linie unter den mächtigen Schutthalden auf der Nordseite des Urnerbodens verdeckt, und erst östlich vom Urnerboden, auf Fritternalp, schauen wieder kleine Rauhwackeaufschlüsse unter Moränen hervor. Dann aber tritt auf Fritternalp Unterstafel in der Staldenrunse bei 1450—1500 m unter dem mächtigen Lias des Riedstöcklis roter Quartenschiefer in wohl 60 m Mächtigkeit zutage und bleibt nun, hie und da von etwas Rauhwacke begleitet und nordwärts an Mächtigkeit abnehmend, auf fast 2 km Länge in der Alpweide und in den vielen Runsenzügen über der Nussbühlterrasse aufgeschlossen. Als Liegendes dieses Triaszuges erscheint aber in der Staldenrunse und in den nördlich folgenden Aufschlüssen nicht mehr das Eocän der Griesstockdecke, sondern eine in der Staldenrunse etwa 50 m mächtige, nordwärts noch stärker reduzierte Folge von eisenschüssigen Sandkalkbänken und Schiefern des Lias, die unten von einer 1—2 m dicken Lochseitenkalkbank mit typischer Knetstruktur begrenzt wird. An einigen Stellen trifft man zwischen Lias und Lochseitenkalk noch eine dünne Rötidolomitbank an. Das Liegende dieser Schichtfolge bildet dann auf der Terrasse von Nussbühl das Eocän der Glarnerdecke.

Leider verhüllen nördlich von Nussbühl die mächtigen Schuttmassen von Braunwald das Anstehende grösstenteils; immerhin tritt die Fortsetzung des Triaszuges Klausenpass-Fritternalp noch an einigen Stellen zutage. Nördlich von Nussbühl (südlich vom «i» des Wortes Schleimenwald der Karte) sind durch eine neue Weganlage Quartenschiefer und Rauhwacke blossgelegt worden [1]); östlich vom Sanatorium Braunwald ist in der Haslenruns Quartenschiefer anstehend [2]), und östlich vom Grand Hotel Braunwald erscheinen in der Liegenschaft Grantenboden als Unterlage einer Moränenrutschung Rauhwacke und Quartenschiefer in ziemlicher Mächtigkeit. Als nördlichste Spur dieser Trias findet man endlich am innern Rande der Terrasse von Ohren nordwestlich von der Häusergruppe dieses Namens an einigen Stellen viele aus dem Rasen herausschauende Trümmer von rotem Quartenschiefer. Als tiefstes Glied der normalen Schichtfolge der Axendecke lässt sich also die Trias von der Klausenpasshöhe über Fritternalp und Riedalp bis an das Nordende der Terrasse von Braunwald verfolgen.

Wie auf Fritternalp, so ruht auch unter der Terrasse von Braunwald die Trias wieder auf Lias. Im S, unterhalb des Sanatoriums, bildet er bloss eine Felsstufe von wenigen Metern Mächtigkeit; nordwärts aber schwillt er zu einer 350 m hohen Wand an, die gegen Erlenberg und die Terrasse von Oberschwendeli abstürzt und dort auf dem südlichsten Verrucanorest der Mürtschendecke sitzt (vgl. Tafel 19, Figur 7). An der Bergkante zwischen Braunwald und Bösbächital scheint dieser Liaszug unmittelbar unter dem Axendeckenlias des Kneugrates zu liegen, da die trennende Trias nördlich von Ohren nicht mehr sichtbar ist (vgl. Tafel 19, Figur 2).

Eine weitere Komplikation entsteht dadurch, dass unter dem tieferen Liaszuge, den wir von der Staldenrunse unter Braunwald durch bis zum Bösbächital verfolgt haben, am Abhang zwischen Ohren-Braunwald und Luchsingen nochmals Trias und Lias auftreten. Zunächst finden wir etwas

[1]) Die Triasaufschlüsse am Wege nördlich von Nussbühl und auf Ohren fehlen leider auf der Karte, da sie erst nach deren Druck entdeckt wurden.

[2]) Die hier auf der Karte verzeichneten Quartenschiefer traten im Jahre 1896 infolge einer Moränenrutschung zutage. Gegenwärtig sind sie nicht mehr zu sehen.

unterhalb des Weges Luchsingen-Ohren, im Bett des Runsenbaches und im benachbarten Waldabhange (Figur 29) unter der Liasunterlage der Baumwaldterrasse etwa 60 m Rauhwacke mit eingeschalteten Quartenschieferbändern und darunter abermals eine 200—250 m mächtige Folge von Liassandkalken und Liasschiefern, die dann auf der intensiv gequetschten Kreide der Glarnerdecke, im Luchsingertobel auf zerrissenen Verrucanofetzen der Mürtschendecke aufruht. Die nordwärts ansteigende Trias erscheint 1 km weiter nördlich auf der Südseite des Luchsingerbaches in der Höhe von 1200—1250 m wieder als eine etwa 30 m mächtige Folge von roten und gelbgrünen Quartenschiefern (Tafel 19, Figur 2), verschwindet dann aber unter Moränen und ist im Luchsingertobel und nördlich davon ebensowenig mehr zu finden wie der Triaszug Fritternalp-Braunwald. Südlich vom Runsenbach tauchen die Trias und der darunterliegende Lias bald unter die Schuttbildungen der Terrasse von Oberschwendeli und keilen hier offenbar völlig aus, denn am Südende der Terrasse

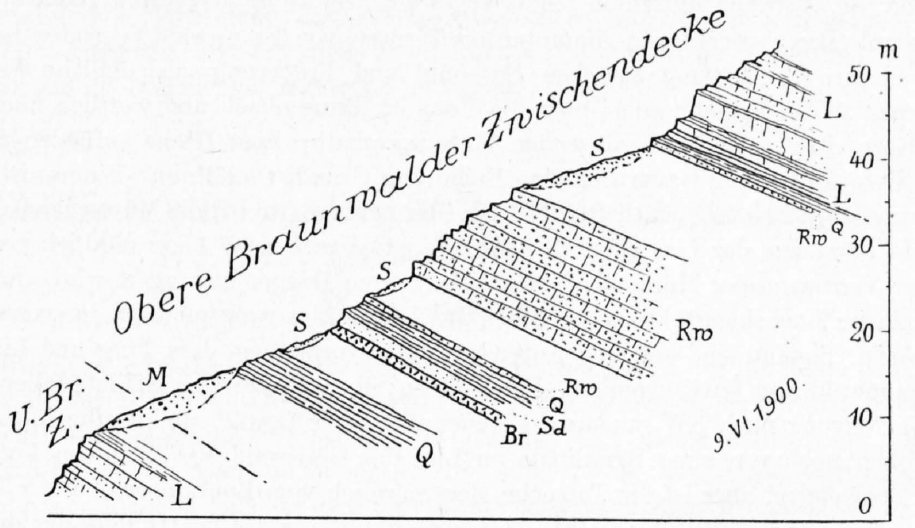


Fig. 29. **Profil im Glattwald südlich von Schlattberge-Luchsingen.**

U. Br. Z. = Untere Braunwalder Zwischendecke. L = Lias. Q = Quartenschiefer. Br, Sd = Breccien und Sandsteine im Quartenschiefer. Rw = Rauhwacke. M = Moräne. S = Gehängeschutt.

sehen wir den hangenden Lias (Nussbühl-Braunwald-Ohren) direkt auf dem Verrucanorest der Mürtschendecke ruhen (Tafel 19, Figur 7).

Während wir den Triaszug Fritternalp-Nussbühl-Braunwald als normales Schichtglied der Axendecke betrachten dürfen, ist es von vornherein klar, dass der darunterliegende Lias nicht mehr dazu gerechnet werden kann. Man könnte ihn vielleicht als verkehrtliegenden Mittelschenkelrest an der Basis der Axendecke auffassen wollen und zugunsten dieser Anschauung die Tatsache anführen, dass er am Südende unter Fritternalp deutliche Anzeichen der mechanischen Reduktion zeigt und von einer Lochseitenkalkbank unterlagert wird, ferner dass im Grantenboden-Braunwald Rauhwacke verkehrt über Quartenschiefer liegt. Allein die Rötidolomitbank, die südlich von Nussbühl eine Strecke weit zwischen Lochseitenkalk und Lias eingeschaltet ist, die grosse, nach N geöffnete, liegende Synklinale in der Liaswand zwischen Erlenberg und Braunwald (Profil 13) und der Umstand, dass dieser Lias unter dem nördlichen Teil von Braunwald auf über 200 m Mächtigkeit anschwillt, sprechen eher dafür, dass er einer normalen Schichtfolge angehört, die mit dem normalen Lias der Axendecke nicht direkt zusammenhängt.

Dass die beiden durch den Triaszug von Braunwald getrennten Liasmassen nicht normaler und verkehrter Schenkel einer liegenden Falte sind, wird endgültig durch ihre stratigraphischen Verhältnisse entschieden. Die Liaswand unter Braunwald und ihre nördliche Fortsetzung durch den Runenwald [1]) bis nach Bösbächialp-Mittelstafel besteht nicht aus den ältesten Liasschichten, wie dies der Fall sein müsste, wenn die Trias von Braunwald der Gewölbekern einer Falte wäre, son-

[1]) Der Name Runsenwald der topographischen Karte sollte durch Runenwald oder Rohnenwald ersetzt werden.

dern im Gegenteil aus den durch Reichtum an grossen Quarzkörnern, durch gelbe Kalksplitter und grosse Belemniten charakterisierten Sandkalken, wie sie überall im Gebiet der Axendecke den mittlern oder obern Teil des Lias bilden (Magereuschichten Escher's). Darüber liegt über dem Südufer des Bösbächibaches, längs des nach Braunwald hinüberführenden Weges, eine über 30 m mächtige Folge der blauschwarzen Mergelschiefer des obersten Lias. Über der Schutthalde, die ihre obere Grenze verhüllt, folgen dann am Kneugratabhang die rostigen Sandsteine, Kalke und Schiefer des untern Lias (Tafel 19, Figur 2). Wir müssen aus diesen Tatsachen schliessen, dass der unter der Terrasse von Braunwald liegende Lias eine normale Schichtfolge darstellt und von der darüberliegenden Axendecke durch eine Überschiebungsfläche getrennt wird. Mit dieser Auffassung stimmt auch die Tatsache überein, dass die untersten Liasschichten des Kneugrates oberhalb des Weges Bösbächi-Braunwald intensive und verworrene Faltung zeigen, wie sie oft über einer Überschiebungsfläche auftritt, während die Liaswand unterhalb jenes Weges aus sehr ruhig gelagerten Bänken aufgebaut ist.

Man könnte nun versucht sein, die unter der Terrasse von Braunwald liegenden Lias- und Triasschichten und ihre Fortsetzung zwischen Nussbühl und Fritternalp als südliche Fortsetzung der Mürtschendecke zu betrachten, wobei man die Trias im Runsenbach und westlich über den Schlattbergen als Kern einer nach N überliegenden Falte innerhalb dieser Decke auffassen müsste. Allein auch gegen diese Auffassung lassen sich eine Reihe von Gründen anführen. Einmal ist zu bedenken, dass überall im nördlichen und westlichen Teil der Glarneralpen, wo wir die Mürtschendecke mit Sicherheit als solche erkennen, der Lias gänzlich fehlt. So ist es auch noch 1 km nördlich vom Luchsingertobel, wo der Verrucano der Mürtschendecke sogleich vom Dogger überlagert wird. Es wäre sonderbar, wenn nun im Luchsingertobel in derselben Decke der Lias ganz plötzlich in grosser Mächtigkeit auftreten würde. Sodann sind keinerlei Anzeichen dafür vorhanden, dass Trias und Lias am Abhang zwischen Braunwald und Luchsingen eine Falte bilden; überall in diesem Gebiete fallen die Schichten mit mässiger Neigung nach SW, und es ist weder von einer Gewölbeumbiegung in der Gegend des Luchsingertobels noch von einer Synklinale im Lias des Glattwaldes südlich von Luchsingen etwas zu sehen. Entscheidend aber ist die Tatsache, dass nördlich vom Luchsingertobel der Lias, der, nach der Schichtstellung zu urteilen, die direkte Fortsetzung des Lias des Glattwaldes auf der Südseite des Tobels ist, diskordant über den Dogger der Mürtschendecke hinübergreift.

Nach meiner Ansicht können also die unter dem Triaszug Fritternalp-Braunwald liegenden Lias- und Triasschichten weder als Mittelschenkel an der Basis der Axendecke noch als Mürtschendecke aufgefasst werden. Eine bessere Lösung vorbehalten, muss ich vorläufig annehmen, dass in diesem Gebiete zwischen die verquetschten Reste der Mürtschendecke und die Basis der Axendecke zwei schuppenartig übereinandergeschobene Schichtmassen eingeschaltet sind, von denen die untere den tiefsten Lias im Luchsingertobel und im Glattwald, die obere den Triaszug des Runsenbaches und den darüberliegenden Lias umfasst, der auf Fritternalp beginnt und die Steilwand unter dem mittleren und nördlichen Teil von Braunwald bildet [1]).

Ich bezeichne diese beiden neuen tektonischen Einheiten als untere und obere Braunwalder Zwischendecke. Sie stehen jedenfalls zur Axendecke in enger tektonischer Beziehung. Es sind vielleicht Schichtmassen, die sich von der Unterseite dieser Hauptdecke während ihrer Bewegung abgetrennt haben und schuppenartig übereinandergeschleppt worden sind.

Es ist nicht zu verkennen, dass mit dieser Erklärung noch nicht alle tektonischen Rätsel des Gebietes Braunwald-Luchsingertobel gelöst sind. So bleibt die verkehrte Lagerung der Trias von

[1]) Rothpletz hat in seinem Geotektonischen Problem der Glarneralpen (**149**) der Region Nussbühl-Braunwald-Luchsingertobel ebenfalls einen längern Abschnitt gewidmet. Er geht darin jedoch den Schwierigkeiten, die uns hier beschäftigt haben, dadurch aus dem Wege, dass er den Lias unter dem Quartenschiefer von Fritternalp sowie denjenigen im Glattwald bei Luchsingen als oligocänen Flysch erklärt und die Liaswand unter der Terrasse von Braunwald längs einer Bruchspalte, die zur Konstruktion seiner Linthal-Grabenversenkung dient, in die Tiefe sinken lässt. Jener angebliche Flysch stimmt jedoch petrographisch völlig überein mit dem unzweifelhaften Lias anderer Teile der Glarneralpen, und seine eisenschüssigen Sandkalkbänke habe ich nirgends im echten Flysch angetroffen. Auch von jener Verwerfung ist keine Spur zu entdecken. In der Bresche nördlich von Ohren, durch welche der Fussweg Luchsingen-Braunwald aufsteigt, und wo nach Rothpletz die Bruchspalte durchziehen soll, sieht man im Gegenteil die Liasbänke von der Felswand unter Ohren her ohne irgendwelche Unterbrechung in den Steilhang des Runenwaldes auf der Nordwestseite der Nische hineinstreichen.

Grantenboden eine merkwürdige Erscheinung, ebenso die grosse liegende Synklinale an der Liaswand über Erlenberg, deren zugehörige Gewölbeumbiegung nicht zu sehen ist. Auffallend ist ferner die Tatsache, dass über der Trias der obern Braunwalder Zwischendecke im Runenwald und über dem Südufer des Luchsingerbaches nicht die ältesten Liasschichten, sondern sogleich die Belemniten führenden Sandkalke des mittlern Lias (Magereuschichten) folgen. Man kann ferner gegen die neue tektonische Auffassung den Einwand erheben, dass nördlich vom Luchsingerbach, wo die trennenden Triaszüge fehlen, der Lias eine einheitliche Masse darstelle und keine Überschiebungsfläche in seinem Innern zu sehen sei. Letztere sind aber wahrscheinlich dennoch vorhanden; sie entziehen sich jedoch der Beobachtung teils wegen der starken Bedeckung des Abhanges mit Moräne, teils wegen der Gleichförmigkeit des Gesteins. Die untern Liasschichten fehlen hier gänzlich, alle Liasaufschlüsse vom Kontakt mit der Mürtschendecke im Luchsingertobel bei zirka 850 m bis hinauf zum Oberblegisee bei zirka 1450 m zeigen die Sandkalke des mittlern Lias (Magereuschichten). Für die scheinbare abnorme Mächtigkeit dieser Magereuschichten scheint mir nun gerade in der Annahme, dass hier dieselben Liasschichten in dreifacher Wiederholung deckenartig übereinandergeschoben seien, eine befriedigende Erklärung zu liegen.

IX. Die Säntis-Drusbergdecke in der Wiggisgruppe.

(Profile 8—17.)

1. Allgemeines.

Der Nordrand der Axendecke und ihrer obern Zweigdecken wird auf der Linie Sisikon-Riemenstalden-Muotathal-Pragel-Richisau-Deyenalp von einer neuen normalen Kreideserie überlagert. Die mächtig entwickelten Valangienmergel, welche das tiefste Glied dieser Schichtreihe bilden, ruhen zwischen Muotathal und Richisau am Nordrand der Silbern bald auf Hauterivien-Kieselkalk oder Valangienkalk der Toralpdecke, bald auf dem Seewerkalk oder Nummulitengrünsand der obern Silberndecke, der Bächistockdecke oder der Axendecke, dem Nordrand der Deyenkette entlang auf den Nummulitenschichten oder Flyschmergeln der Axendecke. Vom Nordfuss des Deyenstocks bis zum Ostrand von Blanken fehlen die Valangienmergel, und es steht hier der Valangienkalk im Kontakt mit den Globigerinenmergeln der überkippten Bächistockdecke. Da das Axendeckensystem mit der Deyenkette endigt, so ruht die neue Serie vom Ostrande von Blanken an in der Wiggiskette auf der Mürtschendecke. Sie beginnt hier wieder mit den Valangienmergeln und liegt am Süd- und Ostabhang des Wiggis auf dem Seewerkalk, am Ostabhang des Rautispitz unter der Terrasse von Wiggisalp streckenweise auf dem Assilinengrünsand der Mürtschendecke. Im N ist sie auf die Flyschzone von Oberurnen und den Wildflysch des Wäggitalgebietes hinaufgeschoben. Die Schichtreihe ruht also nicht nur auf Schichten verschiedenen Alters, sondern auch verschiedener tektonischer Einheiten. Der anormale Kontakt, das Fehlen eines tektonischen Zusammenhanges mit der Unterlage springt hier noch fast mehr in die Augen als bei den bisher besprochenen Decken. Wir haben eine neue grosse Überfaltungsdecke vor uns, die Säntis-Drusbergdecke.

Die neue Decke baut im Kreidegebirge nördlich von Klöntal und Pragelpass drei auffällige von SSW nach NNE streichende Bergzüge, die Wiggiskette, die Rädertenkette und die Fluhbrig-Drusbergkette auf. Schon seit Arnold Escher war bekannt, dass die drei Ketten tektonisch übereinanderliegen, da jede aus einer normalen, gegen W sinkenden Kreideserie besteht. Burckhardt (**134**) suchte die Erscheinung durch Annahme einer N—S streichenden, die ursprünglichen W—E streichenden Falten durchkreuzenden Querfaltung zu erklären. Lugeon (**165**) hat diese Auffassung schon im Jahre 1902 widerlegt und gezeigt, dass die drei Ketten drei dachziegelartig übereinanderliegende, normalstreichende Deckenlappen einer grossen Überfaltungsdecke darstellen. Durch meine neue geologische Aufnahme der Berggruppe ist diese Anschauung bestätigt worden. Die neue geologische Karte lässt deutlich erkennen, dass die ostwärts sich öffnenden Flyschsynklinalen, die Burckhardt im Oberseetal und Wäggital infolge Verwechslung der Valangienmergel mit eocänem Flysch

annahm, nicht existieren, ferner dass die drei Deckenlappen auf 5—6 km Breite von S nach N übereinandergreifen und an ihrem Südrande durch E—W streichende Mulden, im N durch Gewölbeumbiegungen miteinander verbunden sind.

Die unterste der drei Teildecken, die Säntisdecke (vgl. p. 68/69 und 84/85), stellt den ursprünglich nördlichsten Teil der ganzen Decke dar und baut den über dem Eocänband Näfels-Deyenalp liegenden obern Teil der Wiggiskette und die nördlich vom Oberseetal auftauchende Risetenkette auf. Die mittlere Deckfalte, die Rädertendecke, bildet die zwischen Oberseetal und Wäggital liegende Rädertenkette, und aus der obersten Zweigdecke, der Drusbergdecke, sind die Fluhbrig-Drusbergkette und die westwärts sich anschliessenden Berge modelliert.

Die neue Kreideserie ist nicht bloss durch ihre scharfe tektonische Abgrenzung gegen ihre Unterlage, sondern ebensosehr auch durch ihre Faciesverhältnisse als eine besondere tektonische Einheit charakterisiert. Hier sollen nur die auffallendsten neuen Züge im Faciesbild der Säntis-Drusbergdecke zusammengestellt werden. Die Valangienmergel, die in der Mürtschendecke und in der Nordstirn der Axendecke noch völlig fehlen, sind infolge völliger Vermergelung des Öhrlikalks bedeutend mächtiger als im südlichen Teil der Axendecke und in ihren Zweigdecken; dafür haben sie an Fossilreichtum eingebüsst. Der Valangienkalk ist in der Säntisdecke zu einem ziemlich feinspätigen, kiesligen Kalk geworden und geht in der Rädertendecke in den plattig-schiefrigen Diphyoideskalk über. Der Kieselkalk, der schon in den Zweigdecken der Axendecke an Mächtigkeit bedeutend zugenommen hat, schwillt durch die Säntis-Drusbergdecke hindurch von N nach S immer mehr an und erreicht in der Fluhbrigkette über 500 m Mächtigkeit. Auch die Drusbergschichten werden immer mächtiger, zeigen aber nicht mehr den grossen Reichtum an *Exogyra sinuata* (= *E. aquila*), durch den sie in der Mürtschendecke noch ausgezeichnet sind. Der Schrattenkalk erreicht in der Säntisdecke seine maximale Mächtigkeit, schwindet aber dann im westlichen und südlichen Teil der Drusbergdecke infolge Vermergelung seiner Basis wieder auf ein dünnes Felsband zusammen. Der Gault, der in der Mürtschendecke des Wiggis höchstens 10 m mächtig ist und nur das Albien und das untere Cenomanien umfasst, erreicht schon in der Säntisdecke am Rautispitz 50 m Mächtigkeit und reicht bis ins Gargasien hinunter. In der Drusbergdecke schwillt er bis auf 80 m an. Der Seewerkalk hat ebenfalls an Mächtigkeit gewonnen und enthält im untern Teil eine rote Bank. Während vom Autochthonen bis in die Axendecke hinein die mitteleocänen Bürgenschichten (Nummulitenkalk) transgressiv auf dem Seewerkalk (hie und da auf Seewerschiefer) sitzen, ist in der Säntis-Drusbergdecke über dem Seewerkalk noch eine mächtige Mergelbildung der obern Kreide (Seewerschiefer und Amdenerschichten, in der Drusbergdecke auch Wangschichten) erhalten geblieben.

Die grossen Faciesunterschiede zwischen Mürtschendecke und Säntis-Drusbergdecke, die namentlich an der Ostwand von Wiggis und Rautispitz (Tafel 12, Figur 1) in die Augen springen, werden grösstenteils durch die Facies der obern Zweigdecken der Axendecke überbrückt; ein Beweis dafür, dass vor der Alpenfaltung das Schichtensystem der Säntis-Drusbergdecke südlich von demjenigen der Axendecke lag.

Wie alle Decken der Glärnisch-Silberngruppe und wie die tiefern Decken der Wiggiskette, so sinken auch die drei Zweige der Säntis-Drusbergdecke in auffälliger Weise gegen W. Dieses westliche Axialgefälle ist von grösstem Einfluss auf die orographischen und tektonischen Erscheinungen der Gebirge auf der Nordseite von Klöntal und Pragelpass. Es ist die Ursache dafür, dass im E in der Wiggiskette bloss die tiefste der drei Teildecken erhalten geblieben ist, westlich vom Oberseetal die mittlere Decke das sichtbare Gebirge aufbaut und westlich vom Wäggital die beiden tieferen Decken ganz unter der Drusbergdecke verborgen bleiben, dass also die von der Erosion verschont gebliebenen Reste der drei tektonisch übereinanderliegenden Zweigdecken jetzt drei nebeneinander liegende, S—N verlaufende Ketten bilden, ferner dass jede der drei Ketten auf der Ostseite mit einer steilen Mauer abbricht und mit sanfterer Böschung gegen W sich abdacht.

2. Die Säntisdecke.

(Profile 8—11.)

Die grossen tektonischen Formen der Säntisdecke sind an den gegen das Linthtal abfallenden Wänden der Wiggisgruppe aufs schönste zu überblicken (Tafel 12, Figur 1). Ihr Schichtensystem sinkt vom Südrand der Auernalp aus leicht gegen N, steigt dann flach nordwärts an und bildet ein gegen N geneigtes, breites Gewölbe, dessen Scheitel etwas nördlich vom Rautispitzgipfel liegt. Daran schliesst sich die prachtvoll gebogene, 5 km breite und 1400 m tiefe Oberseetalmulde. Ihr Nordflügel brandet in dem Schrattenkalkkamm der Risetenkette an der Wagetenkette empor und bildet das Nordende der Decke (Tafel 10, Figur 1).

Der Scheitel des Rautispitzgewölbes sinkt auf der $3{,}_5$ km langen Strecke zwischen dem Rautispitzgipfel und dem Westrand der Rautialp um volle 800 m, fällt also mit zirka 12° Axialgefälle gegen W. Im Westabhang von Rautialp steigert sich dieses Gefälle rasch auf 25°, so dass auf Sulzalp das ganze Gewölbe bis und mit dem Seewerkalk unter der Sohle des Oberseetales verschwunden ist.

Da die Basis der Säntisdecke von der Büttenenwand bis zum Nordfuss der Riseten überall von derselben Schichtgruppe, den Valangienmergeln, gebildet wird, verläuft die Überschiebungsfläche annähernd konkordant zur Faltung. Ihrer tektonischen Begrenzung wegen sind die Valangienmergel wohl nicht in ihrer vollen ursprünglichen Mächtigkeit vorhanden und nicht überall gleich mächtig. In der Büttenenwand erscheinen sie als ein bloss 25 m hohes Band; unter dem Scheitel des Rautispitzgewölbes aber schwellen sie in der Wiggisalpeliterrasse auf wohl 80 m an. Auf der schmalen Terrasse zwischen Wiggisalpeli und Näfels beobachtet man längs des Weges auf langer Linie zwischen den Valangienmergeln und dem hangenden Valangienkalk eine tischebene, steil nordwestfallende Rutschfläche. In ihrer Nähe fallen die Mergel diskordant dazu mit welligen Verbiegungen 20—60° steil südlich. Eine Strecke weit zeigt sich die Rutschfläche auch im Innern der Mergel. Bei der grossen Plastizität der Mergelmasse ist es begreiflich, dass die Gleitbewegung der ganzen Decke sich nicht einzig auf ihrer untern Grenzfläche vollzog, sondern dass auch im Innern der Mergel und auf ihrer Grenze gegen den steifen Valangienkalk Verschiebungen stattfanden.

In der auffallend anormal von WNW nach ESE streichenden Risetenkette bricht die Säntisdecke im N eckig ab, ohne ein Stirngewölbe zu bilden. Wenn ursprünglich ein solches vorhanden war, kann es nicht so vollkommen ausgebildet gewesen sein wie diejenigen der Räderten- und der Drusbergdecke. Als Rest eines verkehrten Mittelschenkels darf jedenfalls der etwa 6 m dicke Seewerkalkkeil betrachtet werden, der auf der Passhöhe südlich von Mittel-Lochegg in fast senkrechter Stellung zwischen die noch etwa 25 m mächtigen Valangienmergel der Säntisdecke und die mächtigen Senonmergel [1]) der Oberurner Flyschzone eingeschaltet ist. Der Seewerkalkfetzen keilt am Ostabhang des Passgrates nach unten rasch aus, lässt sich aber auf der Westseite als schmales, aus dem Rasenhang herausstechendes Felsriff, das auf der Südseite wieder von einem schmalen Streifen Valangienmergel begleitet ist, bis auf 1380 m hinunter verfolgen. In den tiefsten Aufschlüssen ist das Gestein stark calcitisiert und reich an glänzend schwarzen Tonhäuten. Wenig südlich von diesem Aufschluss, nur durch eine Bachrinne davon getrennt, erscheint bereits der ebenfalls stark metamorphe Seewerkalk der normalen Serie. Der darunterliegende Gault ist auf ein dünnes Bändchen reduziert, stellenweise auch ganz verquetscht, während er nördlich von Stein noch normale Mächtigkeit zeigt. Wenn auch der mangelhaften Aufschlüsse wegen die tektonischen Verhältnisse nicht völlig klar sich erkennen lassen, so scheint doch festzustehen, dass Schrattenkalk und Neocom, die schon am Bergkamm südlich von Mittel-Lochegg ziemlich stark reduziert sind, am Westende der Kette gegen unten zwischen normalem und verkehrtem Seewerkalk ganz auskeilen. Das plötzliche Verschwinden der Risetenkette östlich von Vorderschwändi ist offenbar nicht eine Folge des Axialgefälles, sondern, wie auch Arnold Heim (**186**) annimmt, durch eine völlige Verquetschung der Säntisdecke

[1]) Diese Mergel sind in die Geologische Karte als Blattengratschichten eingetragen. Vgl. hierzu den Abschnitt Amdenerschichten im stratigraphischen Teil.

in der Längsrichtung und wahrscheinlich auch nach der Tiefe bedingt. Die $5{,}_5$ km weiter im W im Calvarienberg ebenfalls mit allen Erscheinungen der Längszerreissung beginnende Aubrigkette ist, wie Ernst Blumer (**180**) gestützt auf die Faciesverhältnisse zuerst erkannt hat, die westliche Fortsetzung der Säntisdecke.

Am Gipfel des Wiggis biegen Seewerkalk, Gault und Schrattenkalk des Südschenkels des Rautispitzgewölbes mit scharfer Krümmung zu einer prächtigen, nordwärts geöffneten Mulde um. In der Scharte zwischen Wiggis und Rautispitz sind noch die Senonmergel als Muldenkern erhalten geblieben, und aus der verkehrten Schichtfolge Seewerkalk bis Kieselkalk ist der mit einer Steilwand gegen die Rautialp abstürzende Hauptkamm der Wiggiskette modelliert. Aufs schönste kann man südlich von Mittelauern im oberen Teil der Büttenenwand den aus Kieselkalk und Valangienkalk bestehenden, dreieckig zugespitzten Synklinalkern der Wiggismulde sehen (Tafel 11). Über dem verkehrtliegenden Valangienkalk aber, der vom obern Rand der «Gumenwand» bis zur Südostecke von Blanken mit 30—40° Neigung um 750 m südwärts fällt, liegen die früher besprochenen Felstürme

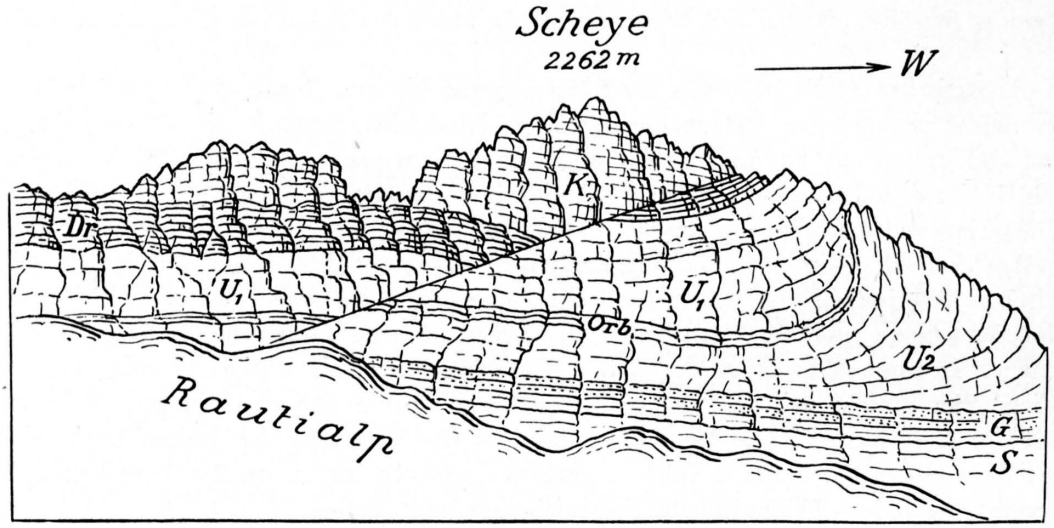


Fig. 30. **Nordwand der Scheye, von Rautialp aus gesehen.**
K = Kieselkalk. Dr = Drusbergschichten. U_1 = Unterer Schrattenkalk. Orb = Orbitolinaschichten. U_2 = Oberer Schrattenkalk. G = Gault. S = Seewerkalk.

von Mittelauern und der Deyenstock, also die Stirnregion des Axendeckensystems. Die Säntisdecke ist also auf eine Breite von etwa 1 km zwischen Axendecke und Mürtschendecke eingewickelt. Die Erscheinung beweist, dass die Säntisdecke bereits über Axendecke und Mürtschendecke lag, bevor der Deckenschub des Axendeckensystems zum Stillstand kam.

An der Nordwand der Wiggiskette, die zwischen Wiggisgipfel und Scheye einen Längsschnitt durch den verkehrten Schenkel der Wiggismulde darstellt, richten sich westlich vom Scheyengipfel Schrattenkalk, Drusbergschichten und Kieselkalk plötzlich mit scharfer, knieförmiger Biegung auf und legen sich gegen SE in normale Lage zurück (Figur 30). Westlich davon steigt auch das Gaultband über die zum Gewölbe umgebogenen Schrattenkalkbänke empor, und das Westende der südlich von Sulz unter die Sohle des Oberseetales sinkenden Wand besteht ganz aus den mit welliger Kleinfaltung nordwärts herunterbiegenden Seewerkalkschichten. In der über der Wand liegenden Alpweide und im Karrenfeld am Westabhang von Scheye und Breitkamm liegen dann die Kreideschichten mit 20—30° Nordwestfallen normal übereinander. Aber 1 km weiter im S, am Nordwestabhang von Breitkamm und Krautlistock, biegen Schrattenkalk, Drusbergschichten und Kieselkalk, wie man besonders schön bei der Hütte In den Rosslöchern sehen kann, wieder zu einer nordwärts geöffneten Mulde um (Figur 31). Damit ist festgestellt, dass am Westende der Wiggiskette über der Rautispitzmulde ein nordwärts gekehrtes Gewölbe, das Sulzgewölbe, und darüber nochmals eine nordwärts geöffnete Mulde, die Krautlistockmulde, liegen.

Am Nordabhang des Krautlistocks (Profil 11) fallen die Kieselkalkschichten des verkehrten Muldenschenkels steil nach S, und der Valangienkalk biegt am Gipfel mit scharfem Knick zu horizontaler Lage um (Figur 32). Verfolgen wir diesen verkehrten Schenkel von den Rosslöchern westwärts gegen Lachenalp, so sehen wir Neocom und Valangienkalk rasch sogar zu Nordwestfallen umbiegen, so dass die Mulde Tauchstellung annimmt. Gleichzeitig tritt eine starke Reduktion der Schichtreihe ein. Südlich von dem Alluvialboden von Lachenalp ist der verkehrte Kieselkalk schiefrig gequetscht und nur noch 10—15 m mächtig, und die Drusbergschichten fehlen östlich von den Hütten von Lachenalp meistens völlig zwischen Schrattenkalk und Kieselkalk. Über dem verkehrten Valangienkalk aber folgen am Längeneggpass mächtige Valangienmergel mit *Exogyra Couloni* und darüber am Rädertenstock die normale Kreideserie der Rädertendecke. Die Krautlistockmulde ist also die Synklinale zwischen Säntisdecke und Rädertendecke, und die verkehrten Neocom- und Valangienschichten von Lachenalp gehören dem Mittelschenkel an, der die beiden Teildecken miteinander verbindet.

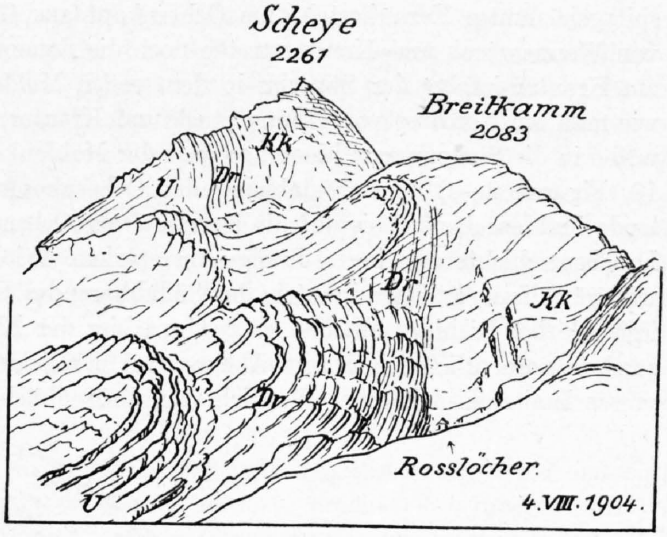


Fig. 31. **Breitkamm und Scheye, von Westen. Beginn der Synklinalumbiegung zwischen Säntisdecke und Rädertendecke.**

Kk = Kieselkalk. Dr = Drusbergschichten. U = Schrattenkalk.

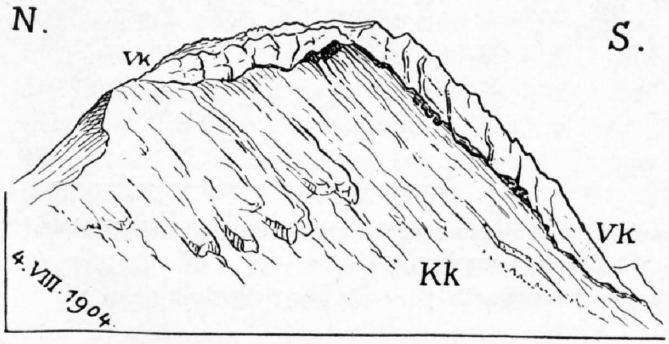


Fig. 32. **Synklinalumbiegung zwischen Säntisdecke und Rädertendecke am Gipfel des Krautlistocks.**

Vk = Valangienkalk. Kk = Kieselkalk.

Der Valangienkalk, der von Mittelauern bis nach Loch-Längenegg als breites, orographisch einheitliches Felsband den orographischen Südrand der Säntisdecke bildet, gehört infolge des starken westlichen Axialgefälles verschiedenen tektonischen Elementen der vorhin besprochenen Falten an. Von Mittelauern bis zum Südfuss der Scheye liegt er im steil südfallenden verkehrten Schenkel der Wiggismulde. Am Südwestfuss der Scheye sieht man ihn zum Gewölbe umbiegen und den Gewölbekern des Sulzgewölbes bilden. Am Südfuss des Breitkamms fallen seine Bänke im normalen Schenkel dieses Gewölbes bergeinwärts gegen N. Da das Gewölbe rasch westwärts untertaucht, so gehört der Valangienkalk vom östlichen Teil des Krautlistocks an dem verkehrten Schenkel der Krautlistockmulde an und fällt darum bis zum Untertauchen unter den Valangienmergelantiklinalkern der Rädertendecke wieder steil südwärts.

3. Die Rädertendecke.

(Profile 10—14.)

Die Rädertendecke beginnt im S mit einer grossen liegenden, nordwärts sich öffnenden Mulde. Sie baut die W—E streichende Ochsenkopf-Wannenstockkette auf, ist besonders schön an der Ostwand des Ochsenkopfs sichtbar und kann daher die Ochsenkopfmulde geheissen werden. Ihr

spitzgeklemmter Kern besteht am Ochsenkopf aus Gault und Seewerkalk (Figur 33); am Nordfuss von Wannenstock und Krauter treten noch die Senonmergel in denselben ein. Der Seewerkalk zeigt am Krauter infolge der Stauung in dem engen Muldenkern prachtvolle Kleinfältelung und sendet, wie man am Nordfuss von Wannenstock und Krauter sehen kann, zwei kleine, schmalgedrückte Gewölbe in die Senonmergel hinein, so dass der Muldenkern sich in drei kleine Teilmulden gabelt (Tafel 10, Figuren 2—4). Am Südabhang des Ochsenkopfs reicht der normalliegende, bergeinwärts fallende Muldenschenkel bis auf die Terrasse von Ochsenfeld hinauf, wo die Muldenumbiegung in den Drusbergschichten beginnt. Infolge des starken Axialgefälles greift der überkippte Muldenschenkel westwärts immer tiefer hinunter; der Südabhang des Brüschbüchels gehört ihm schon beinahe bis zur Talsohle bei Richisau an, und es gewinnt hier der Kieselkalk nicht nur seiner grossen Mächtigkeit, sondern namentlich seiner dem Abhang fast parallelgehenden Schichtstellung wegen eine auffallend grosse Breitenausdehnung. Westlich vom Brüschbüchel legt sich auf den Kieselkalk des verkehrten

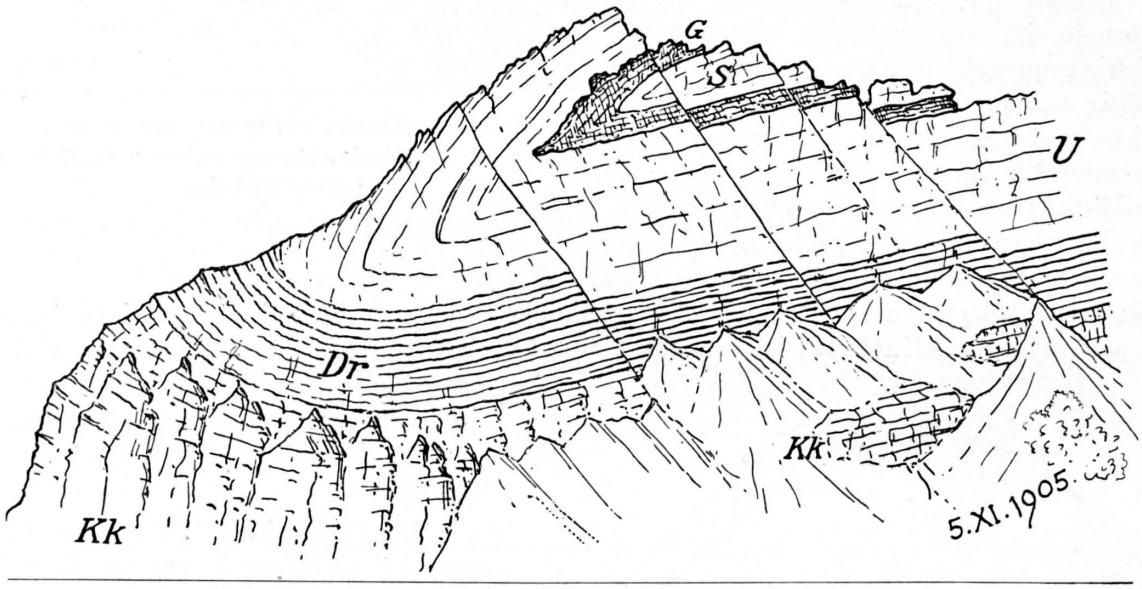


Fig. 33. **Die Muldenumbiegung zwischen Rädertendecke und Drusbergdecke am Ochsenkopf bei Richisau. Profilansicht, von Südosten gesehen.**

Kk = Kieselkalk. Dr = Drusbergschichten. U = Schrattenkalk. G = Gault, S = Seewerkalk.

Schenkels auch noch der Valangienkalk in verkehrter Lagerung, und auf der Schweinalp folgen darüber die Valangienmergel als tiefstes Schichtglied der Drusbergdecke.

Der normale Schenkel der Ochsenkopfmulde steigt nordwärts etwas an und bildet unter dem Rädertenstock und dem Muttrigrat ein sehr flaches Gewölbe, das Rädertenstockgewölbe, das orographisch wenig hervortritt, im geologischen Kartenbild sich aber dadurch bemerkbar macht, dass zu beiden Seiten des Muttrigrates die Drusbergschichten unter dem Schrattenkalk auftauchen. Die Schichtreihe sinkt dann wieder flach nordwärts und beginnt nördlich vom Lachenstock wieder anzusteigen; sie bildet also im mittleren Teil der Rädertenkette eine sehr breite, flache Mulde, die Lachenstockmulde. Deshalb erscheint auf der Westabdachung der Kette auf Rädertenalp der Gault in breiter Fläche, und gegen den Fuss des Abhanges stellen sich auch die Seewerschichten und in der Talsohle bei Aabernalp noch die Senonmergel ein. Die N 60° E streichende und mit durchschnittlich 15° Neigung westwärts sinkende Mulde verschärft sich bei Aabernalp auffallend; der Schrattenkalk des südlichen Muldenschenkels steigt von den Schwalbenköpfen her steil herunter und sinkt bei Aabernalp in annähernd senkrechter Stellung unter Gault und Seewerkalk des Muldenkerns.

An die Lachenstockmulde schliesst sich nordwärts das Zindlenspitzgewölbe an, ein prachtvoll gebogenes Gewölbe mit stark überkipptem Nordschenkel. Der gerade in den Grenzschichten

von Drusbergschichten und Schrattenkalk liegende Gipfelklotz des Zindlenspitz gehört schon dem Beginn des nördlichen Gewölbeschenkels an, und der Rossälplispitz ist aus den senkrechtstehenden und tiefer unten steil südfallenden Drusberg- und Schrattenkalkschichten modelliert. Da der Kamm zwischen Rossälplispitz und Brünnelistock ungefähr der Streichrichtung der Falte folgt, besteht er und sein Abhang gegen das Oberseetal aus den steilgestellten Drusbergschichten und Kieselkalkbänken des nördlichen Gewölbeschenkels. Sehr schön ist am Ostfusse des Zindlenspitz die Gewölbeumbiegung in Kieselkalk und Valangienkalk aufgeschlossen. Am Gipfel des Brünnelistocks biegen Drusbergschichten und Schrattenkalk des nördlichen Gewölbeschenkels zu einer weithin sichtbaren Mulde um (Tafel 9, Figur 1). Sie sinkt mit durchschnittlich 20° Axialgefälle gegen W, streicht N 70° E und folgt dabei genau dem vom Westabhang des Brünnelistocks über Aaberliboden zum Wäggital absteigenden Tälchen. Seine Sohle liegt im obern und mittleren Teil im Seewerkalk, gegen den Ausgang des Tälchens in den Senonmergeln des Muldenkerns, und seine Südwand gehört dem überkippten Südschenkel der Mulde an.

Der Nordschenkel der Brünnelistockmulde steigt 30° steil zum Hohfläsch empor und biegt nun im Scheinberg und Bockmattlistock zu dem mächtigen, prachtvoll gerundeten Stirngewölbe der Rädertendecke um. Vom Südabhang der Wagetenkette aus sieht man die Drusberg- und Schrattenkalkschichten an den Nordwestwänden der beiden Gipfel in prachtvoller Kurve zu senkrechter Stellung herabbiegen und dann am Nordabhang des Tierbergs mit Gault und Seewerkalk in überkippte Stellung übergehen (Tafel 9, Figur 5). Das zirkusförmige Tal von Ahornenalp hat sich vom Oberseetal aus tief in den Kern des Gewölbes eingeschnitten und seinen tektonischen Bau aufs schönste aufgeschlossen (Tafel 9, Figur 1). Die Bärensolspitz-Tierbergkette auf der Nordseite des Tales ist ganz aus dem 30° steil südfallenden verkehrten Schenkel des Gewölbes aufgebaut. Die Schichtplatten des Valangienkalks bedecken den grössten Teil ihres Südabhanges; sie reichen am Tierberg an einer Stelle bis auf den Kamm der Bergkette hinauf und zeigen am oberen Rande gerade noch den Beginn der Gewölbeumbiegung. Die Valangienmergel bilden den Kern des Stirngewölbes. In der Talsohle sind sie durch mächtige Schuttbildungen verhüllt; im Hintergrund des Tales aber steigen sie noch 150 m hoch über den Talgrund empor. Aus der Profilzeichnung ergibt sich, dass die Gewölbeachse, die ungefähr N 60° E streicht, mit etwa 20° Neigung gegen SW fällt. Dieses starke Axialgefälle ist von grösstem Einfluss auf die orographischen Erscheinungen des Gewölbes. Im E ist es so hoch emporgehoben, dass selbst der Scheitel der Tierbergkette bis auf über 1900 m Höhe dem verkehrten Schenkel angehört. Am Nordfuss des Bockmattlistocks liegt die Umbiegung aus der senkrechten in die verkehrte Stellung schon unter 1400 m, und westlich von Aaberliboden ist das ganze Gewölbe mit Einschluss der Senonmergel schon unter die Sohle des Wäggitales (860 m) gesunken. Dieses Absinken des Gewölbes gegen W hat zur Folge, dass die Streichrichtung seiner Schichten vom Nordfuss des Tierbergs bis zum Westfuss des Scheinbergs beim Fläschenloch sich um 90° und bis zum Südabhang des Hohfläsch um volle 180° dreht und dass daher das Scheinberggewölbe, von den Abhängen westlich von Hinterwäggital aus gesehen, den Anblick einer mächtigen Kuppel gewährt.

Der Schutthalden, Moränen und Bergstürze wegen, die an den Ostabhang der Rädertenkette sich anlehnen, ist leider der Kontakt der Rädertendecke mit ihrer Unterlage nur an wenigen Stellen sichtbar. Die schönsten Aufschlüsse hierüber bietet die von Bärensool herkommende, den Westrand eines alten Bergsturztrümmerfeldes begleitende Bachrinne (Figur 34). Über Wildflysch mit eingebackenen Sandstein- und kiesligen Kalkblöcken liegen dort etwa 10 m Leistmergel mit kleinen Senonammonitchen, dann eine bloss $0{,}_1$—$0{,}_5$ m dicke Lage von intensiv gequetschtem Seewerkalk, oben begrenzt durch die tischebene, 23° steil nordwestfallende und von prachtvollen, ungefähr N—S verlaufenden Rutschstreifen bedeckte Überschiebungsfläche der Rädertendecke. Darüber folgen eine $1{,}_5$—6 m dicke, zum Teil calcitisierte Schrattenkalkbank und darüber der steil südfallende, an der Schrattenkalkbank diskordant abbrechende Kieselkalk des überkippten Gewölbeschenkels. Seine Schichtköpfe sind in der Nähe der Überschiebungsfläche stark metamorph, so dass die Schichtung undeutlich geworden ist. Der Aufschluss beweist, dass der überkippte Schenkel des Stirngewölbes an der Basis durch die Überschiebungsfläche im ganzen glatt abgeschert wird, dass aber

Teile seiner jüngern Schichten beim Vormarsch der Decke zurückgeblieben sind, dabei dünn ausgewalzt wurden und nun diskordant unter den abgeschnittenen Schichtköpfen der ältern Kreideschichten sitzen.

Schwer verständlich ist es, dass im Bett des Baches von Bärensool südlich von dem oben beschriebenen Aufschluss statt des zu erwartenden Wildflysches auf langer Linie ein steil südfallendes Schichtpaket von Valangienkalk und Kieselkalk zutage tritt. Da der Zusammenhang mit dem übrigen Anstehenden durch Schutt verhüllt ist, lässt sich kaum entscheiden, ob das Schichtpaket seine anormal tiefe Lage Verwerfungen verdankt, oder ob es sich um eine nach der Durchtalung aus der Gegend von Bärensool abgerutschte Scholle handelt.

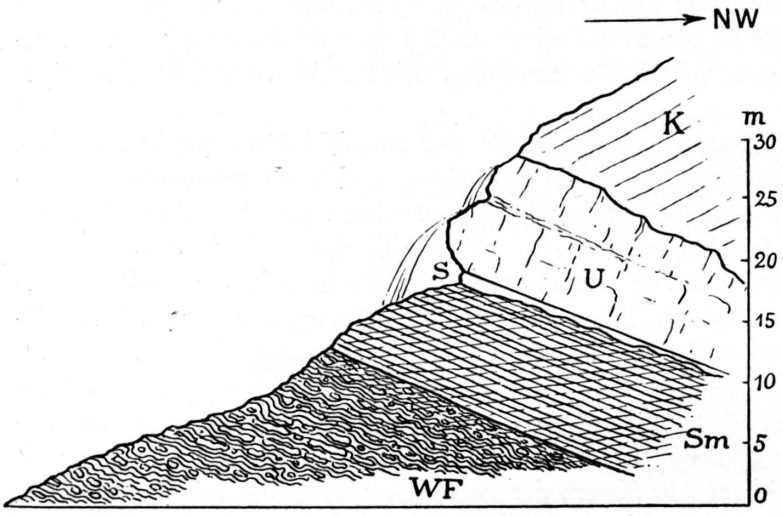


Fig. 34. **Überschiebung der Rädertendecke auf Wildflysch im Bach am Südfuss des Bärensoolspitz im Oberseetal.**

K = Kieselkalk. U = Schrattenkalk. S = Seewerkalk. Sm = Senonmergel WF = Wildflysch.

Am Nordostfuss des Brünnelistocks und in den Runseneinschnitten von Sulzalp treten unter dem Gehängeschutt als älteste Schichten der Rädertendecke stets fossilreiche Valangienmergel zutage. Sie ruhen stets auf 20—50 m Wildflysch, und darunter erscheinen mächtige Leistmergel der normalen Serie der Säntisdecke. Reste eines verkehrten Mittelschenkels zwischen Rädertendecke und Säntisdecke scheinen also unter dem mittleren Teil der Rädertendecke zu fehlen. Erst gegen das Südende des Oberseetales stellt sich der Mittelschenkel mit dem verkehrtliegenden Kieselkalk von Lachenalp wieder ein, um dann durch die Krautlistockmulde in die Säntisdecke überzugehen. Am Westrand von Lachenalp treten dieser verkehrte Kieselkalk und der normalliegende Kieselkalk der Rädertendecke so nahe zusammen, dass man annehmen muss, es sei hier nicht nur das verkehrte, sondern auch das normalliegende Valangien der Rädertendecke ganz oder doch zum grössten Teil verquetscht.

4. Die Drusbergdecke.

(Profile 13—17.)

Von der westlich vom Wäggital und dem Tal von Richisau einsetzenden Drusbergzweigdecke ist in der geologischen Karte der Glarneralpen nur noch die Fluhbergkette und auch diese nur unvollständig dargestellt. Sie ist fast ganz aus dem zu enormer Mächtigkeit angewachsenen Kieselkalk aufgebaut; erst an ihrem Nordende folgen darüber die jüngern Kreideschichten. Das Schichtensystem ist, ähnlich wie in der Rädertendecke, zu wenigen flach welligen Falten zusammengeschoben, die an der Ostwand der Kette klar überblickt werden können. Am Schwarzstock nördlich von der Pragelpasshöhe beginnt die Decke plötzlich mit einer 400 m hohen Steilwand. Sie setzt sich nordwärts etwa 2 km weit ohne Faltung fort, so dass an der Ostwand bis zum Saasberg die Schichtlinien annähernd wagrecht verlaufen. Die Schichten steigen unter dem Fläschberg flach nordwärts an und bilden dann unter P. 2002 m eine weitgespannte flache Mulde. Darauf folgt unter dem Gipfel der Ganthöhe ein schön gerundetes, nordwärts geneigtes Gewölbe, in dessen Nordschenkel der Kieselkalk annähernd senkrechte Stellung annimmt. Am Ostfuss der Ganthöhe taucht eben noch der leicht nordwärts überkippte Diphyoideskalkgewölbekern über die Schutthalden empor. Aus der

breiten, sanft gebogenen Mulde, die sich an das Ganthöhegewölbe anschliesst, steigen die Schichten zur Gipfelregion des Fluhbrig empor und biegen hier nun zum prachtvoll gerundeten, annähernd halbkreisförmigen Stirngewölbe der Drusbergdecke um, wobei sich über dem Kieselkalk die jüngern Kreideschichten bis zu den mächtigen Amdenerschichten einstellen. Am Nordfuss der Schrattenkalkwände des Fluhbrig, südlich von der Fläschlihöhe, sind Gault und Seewerkalk bereits in überkippte Stellung mit 70—80° Südfallen übergegangen, und am Ostfuss des Berges, nördlich vom Brehmenrain, sieht man die Schichtreihe Kieselkalk bis Gault des verkehrten Schenkels in bereits deutlich reduzierter Mächtigkeit nur noch etwa 30° steil gegen S fallen.

Die verkehrte Schichtreihe taucht am Brehmenrain unter Gehängeschutt und zerreisst unter dem Gipfel des Fluhbrig wahrscheinlich vollständig. Aber 2 km südlich vom Nordrand des Fluhbrig, am Berggubel, erscheint sie über den Senonmergeln der Rädertendecke wieder in Form von einigen Metern etwas calcitisiertem Seewerkalk, einem vorwiegend aus der Brisibreccie bestehendem Gaultband und einigen Fetzen von Schrattenkalk. Leider verschwindet die verkehrte Serie bald wieder unter der Schutthalde; doch wird man nicht zweifeln können, dass sie sich in der verkehrten Kreide am Westende der Wannenstockkette fortsetzt, die zum verkehrten Schenkel der Ochsenkopfmulde gehört. Die Ochsenkopfsynklinale ist die tektonische Form, die Rädertendecke und Drusbergdecke miteinander verbindet.

In der Fluhbrigkette sinken die Faltenaxen in ähnlichem Grade gegen W wie in der Rädertendecke. So fallen längs des Saasbergpasses die Kieselkalkschichten bis zur Sohle des Sihltales stets 20—25° steil gegen W. Westlich vom Sihltal wird das Axialgefälle geringer, weshalb die Drusbergdecke auch die Kreideberge zwischen Sihltal, Muotatal und Vierwaldstättersee aufbaut.

Einen hübschen Beweis dafür, dass der oberste Zweig der Säntis-Drusbergdecke sich einst südwärts über Pragelpass und Klöntal hinweg auch über das Gebiet der Axendecke ausdehnte, bildet das Roggenstöckli, ein 700 m langer und 80—100 m hoher, aus Valangienmergeln, Valangienkalk und Kieselkalk bestehender Hügel, der auf der Bödmernalp über das Silbernplateau sich erhebt (Tafel 13, Figur 3). Er ruht mit seinen Valangienmergeln teils auf Seewerkalk, teils auf Schrattenkalk der obern Silberndecke, im NE eine Strecke weit auch auf Valangienkalk der Toralpdecke, stellt also eine mit ihrer Unterlage tektonisch nicht zusammenhängende Deckklippe dar. Seine Gesteine weichen auch faciell durchaus von denjenigen des Axendeckensystems ab, stimmen dagegen mit denjenigen der Drusbergdecke überein. Der Kieselkalk, von dem noch etwa 30 m erhalten sind, ist ausgesprochen schiefrig bis dünnplattig wie in der Fluhbrigkette. Der Valangienkalk ist wie in der Drusbergdecke als schiefriger Diphyoideskalk ausgebildet, und die Valangienmergel sind im Gegensatz zu denjenigen der Silberndecken fossilarm wie die Hauptmasse der Valangienmergel der Drusbergdecke. Das Roggenstöckli kann also nicht zum System der Axendecke gehören, sondern ist ein von der Abtragung verschont gebliebener Rest der Drusbergdecke.

5. Brüche.

a) Säntisdecke. Der verkehrte Schenkel der Wiggismulde ist an der Nordwand der Wiggis-Scheyekette von zahlreichen Querbrüchen durchsetzt, von denen die Geologische Karte nur die auffälligsten angibt. Sie verlaufen annähernd parallel und fallen meistens 40—60° steil gegen E. Stets ist der westliche Gebirgsteil etwas gehoben, so dass das westliche Axialgefälle etwas abgeschwächt wird. Die Sprunghöhe beträgt meistens nur 1—2 m, bei einigen Brüchen aber 10—15 m. Der auffälligste, in der Karte leider fehlende Bruch durchschneidet die Nordwand der Scheye mit etwa 30° Ostfallen und hat die verkehrte Kreide des westlichen Gebirgsteiles so stark in die Höhe geschoben, dass seine Drusbergschichten den mittleren Teil des Kieselkalks des östlichen Gebirgsteiles berühren (Figur 30, p. 126). Eine auffällige Schichtverschiebung hat auch der westlichste in der Karte angegebene Bruch bewirkt. Er schneidet auf dem Plateau nordöstlich von Lachenalp Gault und Seewerkalk des normalen Schenkels des Sulzgewölbes im W ab und bringt sie mit dem Schrattenkalk des westlichen Gebirgsteiles in Berührung.

Das Rautispitzgewölbe zeigt fast keine Bruchstörungen; einzig an der Ostwand des Rautispitz ist ein kleiner Längsbruch aufgeschlossen, längs welchem der nördliche Gebirgsteil um 20—30 m abgesunken ist. Dagegen wird das Nordende der Säntisdecke, die Risetenkette, von drei nordnordoststreichenden Querbrüchen durchschnitten, von denen die beiden östlichen eine beträchtliche Schichtverschiebung erzeugt haben. Auch hier erscheint stets der westliche Gebirgsteil gegenüber dem östlichen gehoben. Der östlichste Bruch besitzt eine Sprunghöhe von etwa 60 m, so dass an der Nordwand der Valangienkalk ins Niveau der Drusbergschichten hinaufgehoben ist und auf Sonnenalp der Seewerkalk der Ostseite auf langer Linie an Schrattenkalk und Gault der Westseite stösst. Wesentlich geringere Sprunghöhe zeigt der zwischen Fridlispitz und Riseten durchstreichende Bruch. Beide Brüche machen sich orographisch durch eine am Südabhang herabsteigende niedrige Schrattenkalkwand und in der Sohle des Näfelser Schwänditales durch einen Gefällsbruch bemerkbar.

b) Rädertendecke. Die Rädertendecke ist in viel höherem Masse von Bruchstörungen betroffen worden als die Säntisdecke. An der Südwand von Ochsenkopf und Rädertenstock fällt ein System von 8—10 annähernd parallelen, 30—60° E fallenden Brüchen auf (Figur 33, p. 128), die alle dem westlichen Axialgefälle entgegengearbeitet haben, indem stets der westliche Gebirgsteil um 10—40 m nach oben verschoben ist. Die grösste Sprunghöhe zeigt ein Bruch an der Südwand des Rädertenstocks, wo Drusbergschichten und Schrattenkalk um über 100 m gegeneinander verschoben sind.

Förmlich von Querbrüchen zerhackt ist der westlich von der Durchgänge liegende Teil der Ochsenkopfmulde (Tafel 10, Figuren 2—4). Sie streichen fast ohne Ausnahme gegen NNE und fallen meistens gegen ESE. Ihre Mehrzahl hat wieder eine Hebung des westlichen Gebirgsteiles bewirkt; doch zeigen einige Brüche auch die entgegengesetzte Bewegung. Ein Hauptbruch durchschneidet den Wannenstock dicht westlich von dem Schrattenkalkgipfelklotz 1930 m. Er fällt etwa 70° steil gegen E und hat den westlichen Gebirgsteil so stark gehoben, dass die Amdenerschichten, die sonst am Nordfuss des Grates zutage treten, bis auf den Kamm hinaufreichen und noch an seinem Südabhang sichtbar bleiben. Ein zweiter Hauptbruch hat die Ausbildung der Gratlücke zwischen Wannenstock und Krauter veranlasst. Es ist ein mit bloss 30° Neigung gegen E fallender Doppelbruch, der wieder die Amdenermergel der Westseite mit dem Schrattenkalk der Ostseite in Kontakt gebracht hat. Die 20° N fallenden Rutschstreifen, welche man auf der Bruchfläche am Schrattenkalk des Wannenstockgipfels beobachtet, beweisen, dass auch hier die Verschiebung nicht bloss in vertikaler Richtung, sondern wahrscheinlich vorwiegend in horizontaler Richtung stattfand. Für diese Bewegungsrichtung sprechen auch die westlich vom grossen Wannenstockbruch und auch gegen das Westende des Krauter sichtbaren Brüche, die gegen unten oder oben konvergieren und keilförmige Stücke der Schichtmasse zwischen sich einschliessen. Die grössten Brüche durchschneiden nicht bloss den verkehrten Muldenschenkel, sondern lassen sich auch in den normalen Schenkel von Oberalp hinein verfolgen.

Auch an der Schrattenkalkmauer des Muttriberges sieht man zahlreiche gegen NE streichende Querbrüche, welche die 25—32° steil gegen das Wäggital fallende Schichtung ungefähr rechtwinklig durchschneiden. Meistens ist wieder die Westseite etwas gehoben; doch ist die Sprunghöhe sehr gering, weshalb die Brüche nicht in die Karte eingetragen wurden [1]).

Auch die vielen Brüche, welche auf Rädertenalp und Aabernalp Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk der Lachenstockmulde durchschneiden, haben im allgemeinen keine starken Verschiebungen erzeugt. Die N—S streichenden Querbrüche auf Rädertenalp, von denen der bei der Hütte von Lauibühl durchstreichende besonders kräftig zu sein scheint, haben stets die Brisibreccie der Westseite ins Niveau des Albien-Gault des E gehoben.

In hohem Masse durch Brüche zerstückelt ist auch die Brünnelistockmulde. Sie springen besonders an der Schrattenkalkwand auf der Nordseite von Zindelnspitz und Rossälplispitz in die Augen, durchschneiden aber auch den Nordschenkel der Mulde und kommen dort in der geologischen

[1]) Die Brüche der Rädertenkette sind in der Geologischen Karte des Wäggitalgebietes von H. Schardt, H. Meyer und A. Ochsner (**371**) viel vollständiger eingetragen als in der Geologischen Karte der Glarneralpen.

Karte der Glarneralpen in dem gebrochenen Verlauf der Schrattenkalk-Gaultgrenze zum Ausdruck. Eine Hebung des westlichen Gebirgsteiles ist auch hier die Regel. Infolgedessen bildet der Seewerkalk des Muldenkerns in der Sohle des Tälchens auf Matt kein zusammenhängendes Band, sondern bricht wiederholt an dem in die Höhe gehobenen Gault ab. Der östlichste dieser Brüche ist der tektonisch weitaus wichtigste. Er durchschneidet den westlichen Teil des Brünnelistocks und streicht südwärts in die Lücke zwischen Brünnelistock und Rossälplispitz hinein. An der Nordwand des Brünnelistocks erscheint der westliche Gebirgsteil längs der 45° steil südostfallenden Bruchfläche um etwa 120 m in die Höhe geschoben, so dass der mittlere Teil seiner Drusbergschichten in gleicher Höhe liegt mit den Orbitolinaschichten der Ostseite. Die Querstörung setzt sich wahrscheinlich nordwärts in dem grossen Bruche fort, der zwischen Bärensoolspitz und Tierberg den ganzen verkehrten Schenkel des Stirngewölbes der Rädertendecke durchquert. Der Bruch bringt am Südabhang der Bergkette vom Grat bis auf die Talsohle hinunter den Valangienkalk der Ostseite mit dem Kieselkalk der Westseite in anormalen Kontakt und erscheint am Nordabhang (Tafel 9, Figur 4) als eine etwa 50° steil ostfallende Bruchspalte, längs welcher das Schichtensystem der Westseite um etwa 180 m nach oben verschoben ist. Östlich und mehr noch westlich von diesem Hauptbruch sieht man an der Nordwand der Tierbergkette noch zahlreiche parallele, gegen E fallende Brüche, die fast ohne Ausnahme den westlichen Gebirgsteil gehoben haben, aber meistens nur geringe Sprunghöhe besitzen. Da am Südabhang der Tierbergkette und ebenso auf Matt am Westfuss des Brünnelistockgipfels das östlich vom grossen Brünnelistock-Tierbergbruch liegende Schichtensystem gegenüber dem westlichen gegen N vorgeschoben erscheint, vollzog sich wahrscheinlich auch hier die Bruchbewegung mehr in horizontaler als in vertikaler Richtung, und dasselbe gilt wohl auch von den parallel dazu verlaufenden Brüchen.

Das Stirngewölbe der Rädertendecke ist auch am Bockmattlistock und Scheinberg stark von Brüchen durchschnitten, ohne dass jedoch die Gesamtgewölbeform dadurch wesentlich gestört wird (Tafel 9, Figur 3). An der Nordwand des Bockmattlistocks fallen neben mehreren steil ostwärts fallenden Brüchen von geringer Sprunghöhe noch viele andere, die steilgestellte Schrattenkalkmasse nach verschiedenen Richtungen durchkreuzende Bruchklüfte auf, und an den Schrattenkalkwänden zu beiden Seiten der Bockmattlikehle bemerkt man 3—5 mit 15—50° Neigung gegen SE fallende Brüche. Durch den obersten derselben erscheint der untere Gebirgsteil stark nach N vorgeschoben, so dass die Schichtköpfe des hangenden untern Schrattenkalks auf denjenigen der Drusbergschichten des liegenden Gebirgsteiles ruhen.

Da viele Brüche der Wiggisgruppe beide Schenkel einer Mulde oder eines Gewölbes durchschneiden, muss ihre Entstehung in die Zeit nach der Faltenbildung oder doch in das letzte Stadium der Faltung fallen. Da auch zahlreiche Brüche des Axendeckensystems von Glärnisch und Silbern dieselbe Eigentümlichkeit zeigen, und da hier wie dort schwarmweise auftretende parallele Querbrüche mit Ostfallen und Hebung des westlichen Gebirgsteiles vorherrschen, liegt der Gedanke nahe, dass in beiden Deckengebieten die Mehrzahl der Brüche aus derselben Ursache und ungefähr zur gleichen Zeit entstanden sind.

6. Die Richisauer Zwischendecke.

(Profile 15—17.)

Auf der Nordseite des hintern Klöntales und zu beiden Seiten des Pragelpasses beobachtet man an der Basis von Räderten- und Drusbergdecke eine merkwürdige Schichtreihe, die der tektonischen Erklärung grosse Schwierigkeiten bereitet. An vielen Stellen findet man in die mächtigen Valangienmergel des Säntis-Drusberg-Deckensystems eine normalliegende, aber unvollständige und besonders in den oberen Teilen stark reduzierte Kreideserie eingeschaltet, die nordwärts unter die Schichten dieses Deckensystems einsinkt (Tafel 14, Figur 2).

Am besten ist die Schichtreihe in dem östlich vom Gasthaus Richisau herunterfliessenden Bache aufgeschlossen. Wir finden dort von oben nach unten:

1. Dunkelgrauer, dünnbankiger Hauterivien-Kieselkalk der Rädertendecke. Er baut in grosser Mächtigkeit den Steilhang nördlich von Richisau auf und geht unten in eine etwa 25 m mächtige Folge von grobschiefrigem Kieselkalkschiefer über;
2. Valangienkalk (Diphyoidesfacies) der Rädertendecke. Er bildet eine 15—20 m hohe Steilstufe, über die der Bach als Wasserfall stürzt. Allmählicher Übergang in
3. Valangienmergel der Rädertendecke; dunkelgraue, sandige Mergel von etwa 20 m Mächtigkeit;
4. hellgrauer, spätiger, stark metamorpher Kalk; wahrscheinlich Schrattenkalk; 8—10 m. Das Anstehende bleibt eine Strecke weit durch Schutt verhüllt; dann folgt
5. typischer Hauterivien-Kieselkalk, 10—15 cm dicke, 60—80° bergeinwärts fallende, wellig verbogene Bänke bildend; in zirka 50 m Mächtigkeit aufgeschlossen;
6. dunkelgraue, sandige Kieselkalkschiefer mit glänzenden schwarzen Häuten auf den Schichtflächen, wellig verbogen; 10—15 m;
7. Valangienkalk (Diphyoideskalk); dünnplattig bis schiefrig, gelblichgrau anwitternd, ziemlich hellgrau, feinspätig, mit dunkeln Tonhäuten; 40—50 m mächtig;
8. dunkelgraue Valangienmergel; fast ganz vom Bachschutt verhüllt.

Ähnliche Aufschlüsse bieten die übrigen westlich und östlich von Richisau in den Fuss der Rädertenkette eingeschnittenen Runsenzüge. Bei den Hütten von Ralli (1207 m) treten über dem Kieselkalk der tiefern Schichtreihe noch 2 m calcitisierter Schrattenkalk und 3 m stark gequetschter Seewerkalk zutage. Westlich von Ratlis erscheinen am Fusse des Steilhanges unter den Valangienmergeln der Rädertendecke 3—5 m gequetschter Seewerkalk, darunter eine $0{,}_5$—$1{,}_5$ m dicke Grünsandbank mit vereinzelten Belemniten, offenbar Albien, ferner noch 1 m calcitisierter Schrattenkalk. In den Runseneinschnitten bei Hinterrichisau ist die tiefere Schichtreihe fast nur durch Valangienmergel und Diphyoideskalk repräsentiert. Sie tritt auch wieder östlich und westlich vom Pragelpass unter der Drusbergdecke in Form eines meist aus Valangienkalk in Diphyoidesfacies und Kieselkalk bestehenden, aus dem oberen Teile der mächtigen Valangienmergelmasse herausragenden Gesimses auf.

In allen Aufschlüssen liegt die Hauptmasse der Valangienmergel der Pragelpass-Längeneggzone unter der besprochenen Kreideserie und scheint ihre normale stratigraphische Fortsetzung zu bilden. Die über dieser Kreide folgenden Valangienmergel der Drusberg- und Rädertendecke sind in den Aufschlüssen östlich vom Pragelpass höchstens 20 m mächtig. Östlich von Ratlis, unter der Säntisdecke, ist die Schichtreihe nicht mehr vorhanden. Die p. 119 besprochene Kreide-Eocänschuppe, die auf Deyenalp und am Nordrande von Blanken zwischen Axendecke und Säntisdecke eingeschaltet ist und die wir als Stirnende der Bächistockdecke aufgefasst haben, kann ihrer durchaus abweichenden Facies wegen nicht als Fortsetzung des Richisauer Kreidezuges betrachtet werden.

Diese Kreideserie kann unmöglich als ausgewalzter Mittelschenkel an der Basis der Säntis-Drusbergdecke angesehen werden, da in allen Aufschlüssen normale Lagerung herrscht. Man kann auch nicht annehmen, sie sei infolge eines Längsbruches aus Drusberg- und Rädertendecke abgesunken, da nirgends eine Bruchspalte zu sehen ist, die Schichten stets deutlich ins Gebirge hineinfallen, der Kieselkalk auf einen kleinen Bruchteil der Mächtigkeit in der Drusbergdecke reduziert ist und die intensiv gequetschten Seewerkalk- und Schrattenkalkreste von Ratlis unerklärt bleiben würden. Es bleibt kaum etwas anderes übrig, als die Kreideserie als Rest einer besondern, zwischen das System der Axendecke und die Säntis-Drusbergdecke eingeschalteten Decke zu betrachten. Wir nennen sie die Richisauer Zwischendecke (vgl. **210,** p. 551/552).

Da Valangienkalk und Kieselkalk dieser Decke nicht in der Facies der Axendecke, sondern — abgesehen von der Mächtigkeit des Kieselkalks — in derjenigen der Drusbergdecke ausgebildet sind, kann sie nicht etwa eine Fortsetzung der Toralpdecke sein und überhaupt nicht zum System der Axendecke gehören, sondern sie muss in enger tektonischer Beziehung zur Säntis-Drusbergdecke stehen. Über die Art dieses Zusammenhanges kann ich vorläufig keine befriedigende Erklärung geben. Zwei Möglichkeiten scheinen mir in Betracht zu fallen:

1. Die Richisauer Zwischendecke ist ein Schubfetzen, der sich von der Stirne der Säntis-Drusbergdecke bei ihrem Vormarsche abspaltete, von der nachrückenden Hauptschubmasse überschoben wurde und dann unter Räderten- und Drusberg-Teildecke sitzen blieb. In diesem Falle bleibt aber unerklärt, warum Valangienkalk und Kieselkalk der Richisauer Zwischendecke in der südlichen Facies der Drusbergdecke und nicht, wie die tektonische Stellung es verlangen würde, in der nördlichen Facies der Säntisdecke oder der obersten Teildecken der Axendecke ausgebildet sind.

2. Die Richisauer Zwischendecke stammt aus dem Faciesgebiet, das einst südlich von demjenigen der Säntis-Drusbergdecke lag; sie wurde vor der Auffaltung dieser Decke über ihr Gebiet hinweg nach N geschoben und später von der nachrückenden Säntis-Drusbergdecke überschoben und zwischen sie und das Stirngebiet der Axendecke eingewickelt. Diese Erklärung würde den stratigraphischen Verhältnissen gerecht, verlangt aber eine nicht sehr wahrscheinliche und durch keine sonstigen Tatsachen gestützte, enorme tektonische Bewegung.

Innerhalb unseres Untersuchungsgebietes ist die Richisauer Zwischendecke gegen W zum letztenmal im Bett des Himmelbaches aufgeschlossen. Von dort an ist sie gegen Muotathal hinaus

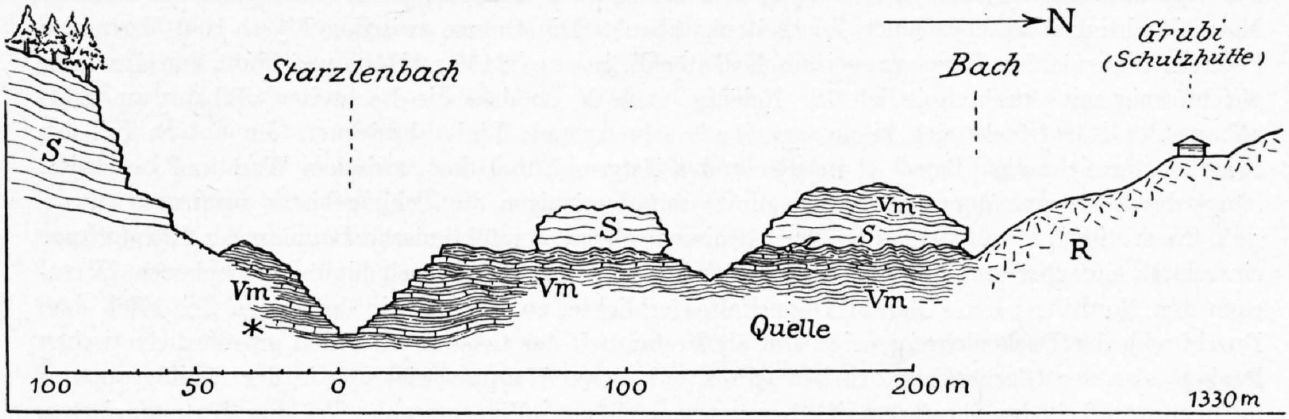


Fig. 35. **Profil bei Grubi westlich vom Pragelpass.**

S = Seewerkalk. Vm = Valangienmergel. R = Verrutschte Valangienmergel. * = Hauptfossilbank.

entweder völlig verquetscht oder unter den Schutthalden der Drusbergkette verborgen. Vielleicht stellt die aus Valangienmergeln und Kieselkalk bestehende Kreideserie, die Arbenz (**174,** p. 63—65) im Riemenstaldental zwischen der Drusbergdecke und einer obern Zweigdecke der Axendecke gefunden hat, eine westliche Fortsetzung der Richisauer Zwischendecke dar. Buxtorf (**226,** p. 12—15) vermutet, die Richisauer Zwischendecke sei nichts anderes als die südliche, stark reduzierte Fortsetzung der Bürgenstockdecke, die nach seinen Untersuchungen eine untere Zweigdecke der Drusbergdecke ist.

Westlich von der Pragelpasshöhe, unterhalb P. 1462 m, sieht man die deutlich anstehenden Valangienmergel der Richisauer Zwischendecke auf dem Seewerkalk der obern Silberndecke aufruhen. Westlich davon, bei der Schutzhütte Grubi (Figur 35), liegt in einem zwischen dem Passweg und dem Bett des Starzlenbaches aufragenden niedrigen Hügelzug im Innern der Valangienmergel eine 5—10 m dicke Bank von typischem, aber stark gequetschtem Seewerkalk. Auf dem Südufer des Baches erhebt sich die Seewerkalksteilwand der obern Silberndecke so dicht über den im Bachbett anstehenden, flachliegenden, fossilreichen Valangienmergeln, dass man annehmen muss, letztere liegen nicht über dem Seewerkalk, sondern stechen südwärts unter denselben hinein, und der Seewerkalk setze sich nordwärts in der gequetschten Seewerkalkbank fort. Es scheint also bei der Überschiebung der Richisauer Zwischendecke oder des Drusbergdeckensystems der obere Teil des Seewerkalks der obern Silberndecke ein Stück weit nordwärts mitgeschleppt und in die Valangienmergel hineingewickelt worden zu sein.

X. Der Deckenbau der Kärpfgruppe.

(Profile 9—13.)

1. Glarnerdecke und Mürtschendecke.

Die vom Linthtal und Sernftal eingerahmte und im S durch das Durnachtal und den Richetlipass von der Hausstockgruppe abgetrennte Kärpfgruppe galt einst als eines der klassischen Gebiete der «Glarner Doppelfalte». Der alte Verrucano baut im südlichen Teil der Berggruppe die Gipfelregion, im mittleren und nördlichen Teil auch die mittleren und unteren Partien der Bergabhänge auf; darunter aber liegen bis auf den Grund der Täler hinunter die tertiären Schiefer und Sandsteine, unter denen in der Tiefe die autochthonen Falten verborgen liegen. Einen schlagenden Beweis dafür, dass in der ganzen Gebirgsgruppe der Verrucano tatsächlich auf dem Flysch schwimmt, bilden die vielen Fenster, in denen mitten im Gebirge diese jungen Gesteine unter dem alten Verrucano hervorschauen (Niederenstafel im nördlichen Teil des Niederentales, Ratzmatt, Kärpfbrücke, Kärpfboden, Kühtal, Kühtalmatt). Fast überall, wo die Grenze zwischen Verrucano und Flysch aufgeschlossen ist, liegt zwischen den beiden Bildungen eine oft kaum 1 m mächtige, oft aber auch auf mehrere Meter Mächtigkeit anschwellende Lochseitenkalkbank. Die Grenze zwischen Flysch und Verrucano liegt am Südende der Kärpfgruppe, am Kalkstöckli, in etwa 2450 m Höhe und sinkt von dort sehr gleichförmig mit durchschnittlich 12° Neigung nach N, so dass die Lochseitenkalkbank am Südabhang des Kärpfstocks sich kilometerweit als schnurgerade Linie abzeichnet. Im untern Teil des Sernftales erreicht die Überschiebungsfläche den Talgrund, und dort, zwischen Wart und Lochseite, hängt der Verrucano der Kärpfgruppe direkt mit demjenigen des Schildgebietes zusammen.

Nach diesen längst bekannten Verhältnissen scheint der tektonische Bauplan der Kärpfgruppe ein relativ einfacher zu sein. Wie man früher in dem über den Flysch hinübergeschobenen Verrucano den Nordflügel der «Glarner Doppelfalte» erblickte, so war man in der ersten Zeit nach dem Durchbruch der Deckenlehre geneigt, ihn als Bestandteil der tiefsten unter den grossen helvetischen Decken, also der Glarnerdecke, zu betrachten, mit deren Hauptentwicklung in der Schildgruppe er ja im untern Teil des Sernftales sichtbar zusammenhängt. Eine genauere Prüfung des geologischen Baues zeigt jedoch, dass auch hier die den Flysch überlagernden ältern Gesteine nicht eine einzige Decke darstellen, sondern mehreren Überfaltungsdecken angehören.

Von grösster Bedeutung für das Verständnis der Tektonik der Kärpfgruppe sind die Erscheinungen am Saasberg, Bützistock und Hahnenstock, mit denen sich schon Arnold Escher, Albert Heim (**70,** Bd. I, p. 160—163; **121,** p. 144—146; **129,** p. 105/106) und Rothpletz (**133,** p. 243—253; **149,** p. 190; Tafel III, Figur 6) intensiv beschäftigt haben. Die bis 250 m dicke Kalkplatte des Saasbergscheitels, die mützenartig die Flyschabhänge krönt, ist nicht, wie es auf den ersten Blick scheinen möchte, eine lokale Verdickung des Lochseitenkalks, sondern stellt an ihrem Westende eine normalliegende, aber durch Quetschung stark reduzierte Schichtfolge dar, in der man trotz der intensiven Dislokationsmetamorphose alle Sedimentstufen vom Malm durch die Kreide hindurch bis zum eocänen Assilinengrünsand erkennen kann (Tafel 24, Figur 3). Im östlichen Teil des Saasbergs und unter dem Bützistock stellen sich als ältere Glieder der Schichtreihe noch Schiltkalk, Dogger, Quartenschiefer und Rötidolomit ein. Der Schichtenkomplex bildet drei flach übereinandergelegte, dünngequetschte Falten mit spitz ausgezogenen Mulden- und Gewölbekernen und deutlich ausgebildeten verkehrten Mittelschenkeln (Tafel 24, Figur 2). Der Kern der im westlichen Teil des Saasberges liegenden untersten Mulde wird durch Kreide und Nummulitenkalk, derjenige der zweiten Mulde im östlichen Teil des Saasberges durch Quintnerkalk und Schiltkalk gebildet. Die an den Süd- und Ostabhängen des Bützistocks deutlich aufgeschlossenen drei Gewölbe bestehen in ihrem innersten Kern aus keilförmigen Abzweigungen des roten, schiefrigen Verrucanos, der östlich vom Bützistock das wellige Plateau der Kühtalmatt aufbaut. Das Faltensystem wird unten durch eine Überschiebungsfläche schief abgeschnitten, so dass es bloss unter dem Bützistock bis in den Verrucano hinunterreicht, unter dem Saasberg dagegen erst mit dem Malm beginnt. Auf der Grenze gegen die Flyschunterlage liegt die Lochseitenkalkbank, die, soweit sie unter dem Verrucano durch-

zieht, 2—5 m mächtig ist und noch von einer 20—40 cm dicken Rötidolomitschicht bedeckt wird. Wo sie unter dem Saasberg sich deutlich erkennen lässt, ist sie von dem darüberliegenden Malm der normalen Schichtreihe durch eine ebene Rutschfläche getrennt.

Es leuchtet ein, dass das Faltensystem von Saasberg und Bützistock der Erosionsrest einer Überfaltungsdecke ist, und es liegt nahe, darin die östliche Fortsetzung der Nussbühlwand zu erblicken, die in 3—4 km Entfernung auf der Westseite des Linthtales auf demselben mächtigen Flysch ruht und wie der westliche Teil des Saasberges aus Malm, Kreide und Nummulitenkalk besteht. Nicht nur nach ihrer tektonischen Lage, sondern auch nach ihrer Facies stimmt die Saasbergplatte mit der Nussbühlwand und ihrer nördlichen Fortsetzung im Sockel des Glärnisch überein. An beiden Orten ist die Kreide in der schwachen Facies der tiefsten Decken ausgebildet und von Assilinengrünsand bedeckt, und der Rötidolomit erscheint in den Falten unter dem Bützistock ausschliesslich als kompaktes Gestein wie bei Nidfurn am Fuss des Glärnisch und wie in der Glarnerdecke des Schildgebietes, niemals als Rauhwacke. Besonders hervorzuheben ist noch, dass am Saasberg wie auf der Westseite des Linthtales auch die normalliegenden Schichten intensiv ausgewalzt sind, und dass die Dislokationsmetamorphose den Gesteinen an beiden Orten dasselbe veränderte Aussehen verliehen hat, so dass z. B. Seewerkalk- und Gaulthandstücke vom Saasberg nicht von solchen aus dem Luchsingertobel zu unterscheiden sind. Man wird daher nicht mehr zweifeln können, dass die Kalkplatte des Saasberges die Fortsetzung der Nussbühlwand und des Jura-Kreidezuges am Sockel des Glärnisch ist, also wie diese zur Glarnerdecke gehört.

Da die Überschiebungsfläche unter der Kalkplatte des Saasberges gegen NW sinkt, liegt die Glarnerdecke auf der Westseite des Linthtales in bedeutend tieferem Niveau als am Saasberg. Verlängert man die Überschiebungsfläche über das Linthtal hinüber, so zeigt sie zwischen Saasberg und der Basis der Nussbühlwand ein Gefälle von 13°, zwischen Saasberg und dem Lochseitenkalk unter der Glarnerdecke im Luchsingertobel ein solches von 15°, während sie unter Saasberg und Bützistock etwa 10° gegen NW fällt.

Der Verrucano der Kühtalmatt muss ebenfalls zur Glarnerdecke gerechnet werden, da er mit Trias und Jura der Bützistockfalten eine kontinuierliche Schichtfolge und ein harmonisches Faltensystem bildet. Am Verbindungsgrat zwischen Bützistock und Hahnenstock sitzen auf diesem Verrucano als dessen normale stratigraphische Fortsetzung einige Mützen von Trias, bestehend aus etwa 8 m Melsersandstein und einigen Metern dichtem Rötidolomit. Die Verrucanoschiefer dieses Grates und der Kühtalmatt stellen somit den obersten Teil des Verrucanos der Glarnerdecke dar. Die Aufschlüsse am Südabhang des Grates und das Flyschfenster auf der Kühtalmatt beweisen, dass dieser Verrucano den Lochseitenkalk nur noch als dünne, am Südrande höchstens 60 m mächtige Decke überlagert.

Nun aber sitzt auf dem Faltensystem des Saasberges abermals eine Verrucanomasse als Gipfelklotz des Bützistocks, und 2 km südöstlich davon, am Hahnenstock, schwillt der Verrucano über dem Lochseitenkalk plötzlich auf etwa 150 m Mächtigkeit an. Denken wir uns das zwischen Bützistock und Hahnenstock wegerodierte Gebirge wieder ergänzt, so erhalten wir eine die Triasmützen des Verbindungsgrates hoch überlagernde Verrucanodecke, die entweder einer höhern Falte der Glarnerdecke oder einer neuen Hauptdecke angehören muss. Bützistockgipfel und Hahnenstock können jedoch nicht durch blosse lokale Faltung mit dem Saasbergfaltensystem zusammenhangen, da hier der Verrucano plötzlich in einer ganz neuen Facies auftritt. Während der Verrucano der Kühtalmatt und der Saasbergfalten aus violettroten, sandigen Tonschiefern mit feinen weissen Glimmerschüppchen und aus fein- bis grobkörnigen, schiefrigen roten Sandsteinen besteht, ist derjenige des Bützistockgipfels ein massiger, grünlichgrauer Quarzporphyr, wie er in mächtigen Lagern auch in andern Teilen der Kärpfgruppe, z. B. am Kleinkärpf, Unterkärpf und Karrenstock, vorkommt, und am Hahnenstock finden wir statt der roten Tonschiefer und Sandsteine der Kühtalmatt eine bunte Mannigfaltigkeit von violettroten, dunkel violettgrauen, grünen, gelbgrünen oder braunen Serizit- und Tonschiefern mit vielen Linsen und dünnen Streifen eines rötidolomitartig braungelb anwitternden, stark calcitisierten Gesteins und mehrere teils massige, teils schiefrige Melaphyrbänke.

Wichtig ist ferner die Tatsache, dass der Quarzporphyr des Bützistockgipfels diskordant auf der obersten der drei Saasbergfalten sitzt. Er schneidet an seinem Südostende die roten Verrucanoschiefer ihres Gewölbekerns schief ab und ruht unter dem mittleren und westlichen Teil des Gipfels direkt auf dem Rötidolomit des verkehrten Faltenschenkels. Auf der Ostseite des Gipfels ist die Linie des anormalen Kontakts grösstenteils durch grobblockige Schutthalden verhüllt; aber ihre noch sichtbaren Teile ordnen sich zu einer schnurgeraden, etwa 15° gegen N fallenden Linie zusammen, die auffallend mit den unregelmässig wellig verlaufenden Grenzlinien der Saasbergfalten kontrastiert und sofort den Gedanken an die Überschiebungsfläche einer Decke erweckt (Tafel 24, Figur 4).

Die Trias der Glarnerdecke endigt leider schon auf dem mittleren Teil des Verbindungsgrates zwischen Bützistock und Hahnenstock und setzt sich nicht mehr in letztern hinein fort. Dafür werden an seinem Westfusse auf diesem Grate die roten Verrucanoschiefer der Glarnerdecke von den bunten Schiefern und Eruptivgesteinen des Hahnenstocks durch eine deutliche Rutschfläche getrennt. Ihre nördliche Fortsetzung ist leider durch Schutt verhüllt; sie wird aber ohne Zweifel durch die sehr gleichförmig nordwärts geneigte Terrainrinne angedeutet, die den Ostrand der Kühtalmatt bildet. Das oberste Verrucanogestein der letztern ist längs dieser Rinne stets ein blass violettroter, feinkörniger schiefriger Sandstein oder sandiger Tonschiefer mit vielen weissen Quarzlamellen oder schlierig verzweigten Quarzschnüren und ausgezeichnet durch Kleinfältelung, von der auch die Quarzlagen betroffen sind. Dicht darüber aber folgen östlich von jener Rinne die oben erwähnten bunten Verrucanoschiefer, Kalklinsen und Melaphyrbänke der Hahnenstock-Kärpfkette. Nördlich von der Kühtalmatt fällt als orographische Grenze der beiden Verrucanoserien eine schmale Terrasse auf, die mit der erwähnten Terrainrinne und der Rutschfläche unter dem Quarzporphyr des Bützistocks genau in einer nordwärts geneigten Ebene liegt und dem Fusse der die Terrasse des Milchspülersees tragenden Felsbänder entlang bis in den Südabhang des Siwellengrates sich verfolgen lässt.

Diese Tatsachen berechtigen wohl zu dem Schlusse, dass der Quarzporphyr des Bützistocks und die bunten Verrucanoschiefer und Eruptivgesteine der Hahnenstock-Kärpfkette nicht mehr zur Glarnerdecke, sondern zu einer über letztere hinweggeschobenen höheren Decke, also zur Mürtschendecke gehören [1]).

An dem Bergrücken, der die beiden Zweige des Diestales voneinander trennt, ferner am Westabhang der Schönau zwischen Salzbühl und dem Haslerbachtobel, ist ähnlich wie am Saasberg und Bützistock zwischen den basalen Flysch und den überschobenen Verrucano eine Zone mesozoischer Gesteine eingeschaltet. Wenn sie auch nicht mehr in die Kreide hinaufreicht, muss man doch sofort vermuten, dass es sich um die nördliche Fortsetzung der Schichten handelt, die wir in den Bützistockfalten kennengelernt haben. Am Bergrücken zwischen Bodmen im südlichen und Altstafel im nördlichen Zweige des Diestales bilden Malm, Schiltkalk, Dogger, Quartenschiefer und Rötidolomit unterhalb P. 1767 m über dem Flysch eine etwa 60 m mächtige, flach gegen das Linthtal fallende, verkehrte Schichtfolge. Südöstlich von P. 1767 m tritt offenbar eine rasche Reduktion derselben ein; denn etwa 100 m nördlich von der Alphütte Türchlen findet man davon zwischen dem bis 4 m mächtigen Lochseitenkalk und dem Verrucano nur noch etwa $0{,}_5$ m gelbfleckigen Schiltkalk. Zwischen diesem letzten Rest der verkehrten Schichtreihe und der Hauptverrucanomasse der Siwelle erscheint nun an der Bergkante oberhalb P. 1767 m eine über 100 m mächtige, zum grössten Teil aus Rötidolomit bestehende Anschwellung der Trias. Wie man am Südwestabhang oberhalb des nach Türchlen führenden Weges sieht (Tafel 24, Figur 6), dringt von der Bergkante aus eine Quartenschiefermulde,

[1]) Albert Heim war in Übereinstimmung mit Arnold Escher der Ansicht, der verkehrte Mittelschenkel der «Nordfalte der Glarner-Doppelfalte» sei unter dem Bützistock verhältnismässig sehr vollständig erhalten, linsenförmige Schichtpakete desselben, die alle Stufen vom Rötidolomit bis zum Malm enthalten, seien mehrfach durcheinandergeschleppt, während die westlich davon liegende Kalkmasse des Saasbergs eine Anschwellung des Lochseitenkalks darstelle (**121**, p. 146). Rothpletz dagegen (**133**, p. 243—253) vertrat 1894 die Ansicht, am Bützistock und Saasberg sei eine ursprünglich normalliegende, aus Sernifit, Rötidolomit, Dogger, Malm und Eocän bestehende Schichtfolge über den Flysch hinaufgeschoben und in liegende Falten zusammengepresst worden. Damit näherte er sich stark der modernen Anschauung. Die Unterschiede gegenüber meiner 1901 gewonnenen Auffassung liegen darin, dass Rothpletz im Saasbergkalk noch keine Kreide erkannte, ferner dass er sich die Überschiebungsmasse von Norden hergekommen dachte, vor allem aber darin, dass er sie mit Einschluss des Verrucanos des Bützistockgipfels und des Hahnenstocks als eine tektonisch einheitliche Masse betrachtete.

von SE her ein schmaler Verrucanogewölbekern in den Rötidolomit ein. Oben wird letzterer durch eine verkehrtliegende Melsersandsteinbank von dem darüber folgenden mächtigen Verrucano getrennt, und an der Basis schiebt sich noch ein etwa 10 m dicker Verrucanokeil zwischen den Rötidolomit und den Lochseitenkalk ein. Verrucano, Rötidolomit und Quartenschiefer bilden also hier ein gegen NW überliegendes Faltensystem, ganz ähnlich wie unter dem Gipfel des Bützistocks. Wie dort, so sind auch hier die Faltenschenkel unregelmässig reduziert und verbogen und die spröden Melsersandstein- und Rötidolomitbänke stark durch Klüftung zerbrochen. Ohne Zweifel dürfen diese Falten als Fortsetzung der Falten unter dem Bützistockgipfel betrachtet werden. Die verkehrten Jura- und Triasschichten am Bergrücken westlich von P. 1767 m sind wohl der verkehrte Schenkel einer stark zusammengequetschten Falte, deren Gewölbekern der zwischen Lochseitenkalk und Rötidolomit liegende Verrucanokeil ist.

In den Bachtobeln, die zwischen Diesbach und Haslen in den Westabhang der Schönau eingeschnitten sind, findet man, vom Bergfusse aufsteigend, im allgemeinen folgende Schichtreihe:

1. Tertiäre Sandsteine und Dachschiefer, meistens 10—30° nach SE bergeinwärts fallend; zu oberst schwarze, zerknitterte Schiefer von Wildflyschcharakter.
2. 2—3 m hellgrauer Lochseitenkalk mit typischer Knetstruktur.
3. Stark dynamometamorpher, dichter, im allgemeinen dunkelgrauer Kalk von Quintnerkalktypus. Das Gestein ist meistens linear gestreckt, durch zahllose Kluftflächen in parallelepipedische, beim Anschlagen auseinanderfallende Splitter zerlegt, oft auch in eine feinsplitterige Dislokationsbreccie verwandelt. Es ist in allen Bacheinschnitten 50—60 m hoch hinauf anstehend; da aber die Schichtung etwa 25° steil gegen das Linthtal fällt, mag die wirkliche Mächtigkeit nur 30—40 m betragen.
4. 2—3 m gelbgraue Mergelschiefer, die jedenfalls den mittleren schiefrigen Teil des Schiltkalks darstellen, da sie in einem Seitenzweige der Vordern Bodenrunse von typischem gelbfleckigem Schiltkalk überlagert werden.
5. $0{,}_3$—$0{,}_5$ m roter oder grünlicher Blegi-Eisenoolith (Callovien). Die Schicht wurde nur in der Vordern Bodenrunse und in der Roten Runs beobachtet.
6. 2—3 m typische Dogger-Echinodermenbreccie, hie und da mit dünnen Streifen von schwarzbraunen Schiefern vom Typus der Opalinusschiefer.
7. 8—10 m schwarze Tonschiefer und rostige Eisensandsteine des untern Dogger.
8. 15—20 m grellrote Quartenschiefer.
9. 20—50 m dünnbankiger Rötidolomit, ohne eine Spur von Rauhwackebildung.
10. Etwa 350 m violettroter Verrucano, teils als feinsandiger Tonschiefer, teils als mehr oder weniger feinklastischer Sandstein ausgebildet.
11. 20—40 m Rötidolomit, Rauhwacke und Melsersandstein.
12. Roter Verrucano, teils feinsandige Schiefer, teils ziemlich grobes Konglomerat; unter dem Gipfel der Schönau etwa 200 m mächtig.

Die aus Malm, Dogger und Trias bestehende verkehrte Schichtfolge 2—9 lässt sich nordwärts bis Hüttenberg südlich von Haslen verfolgen; aber schon am Haslerbach scheint davon nur noch der Lochseitenkalk vorhanden zu sein; ebenso scheint sie südwärts unter der Terrasse von Salzbühl auszukeilen. Sie erscheint aber ohne Zweifel wieder in der oben besprochenen, aus den gleichen Schichten bestehenden und in gleicher Weise reduzierten Schichtfolge am Bergrücken zwischen den beiden Diestälern. Dass sie auch am Westabhang der Schönau nicht einfach als verkehrter Mittelschenkel an der Basis der grossen überschobenen Verrucanomasse betrachtet werden darf, beweisen die interessanten Erscheinungen, die in den Bacheinschnitten über Hätzingen, namentlich in der Vordern Bodenrunse (Tafel 26, Figur 3) aufgeschlossen sind. Der Rötidolomit tritt in viel breiterer Zone auf, als dies möglich wäre, wenn er bloss ein Glied eines verkehrten Mittelschenkels wäre. Überdies zeigt er starke Biegungen, die auf Faltung schliessen lassen. Am Grate zwischen der Vordern und der Hintern Bodenrunse sind seine Bänke gewölbeförmig steil aufgebogen und gegen die untere Grenze über-

kippt, während sie an der oberen Grenze flach bis steil bergeinwärts fallen. Auf den Felsrippen zu beiden Seiten der Runse fällt ein etwa 15 m dicker Keil von leuchtend roten Quartenschiefern auf, der offenbar als Kern einer Mulde in den Rötidolomit eindringt, ähnlich wie nördlich von Türchlen im Diestal. Besonders wichtig ist die Tatsache, dass der Rötidolomit nicht nur über einer scharfen, welligen Grenzfläche von rotem, schiefrigem Verrucanokonglomerat überlagert wird, sondern dass im Bett und auf dem rechten Ufer der Runse roter, sandiger Verrucanoschiefer auf langer Linie auch als Unterlage der Trias zutage tritt. Wenn auch die Grenzen der Gesteinsstufen durch Schutt und Vegetation stellenweise verdeckt sind, so darf man aus den vorhandenen Aufschlüssen doch mit Sicherheit den Schluss ziehen, dass der Verrucano hier in Form von drei oder vier kleinen Gewölbekernen in die Trias eindringt und mit Melsersandstein, Rötidolomit und Quartenschiefern ein System von flach übereinanderliegenden kleinen Falten bildet, ähnlich wie unter dem Bützistock und am Bergrücken zwischen den beiden Diestälern. Der merkwürdige Jura-Triaskeil am Westabhang der Schönau ist also nicht der verkehrte Mittelschenkel einer grossen Überfaltungsdecke, sondern die nördliche Fortsetzung der Bützistockfalten, also ein stark zusammengequetschtes, gefaltetes Stück der Glarnerdecke. Wahrscheinlich nahmen Kreide und Eocän ursprünglich auch hier an der Faltung teil. Die Erosion hat so gearbeitet, dass nur noch der verkehrte Jura-Triasschenkel der tiefsten Falte und der die kleinen Verrucanogewölbekerne umhüllende Rötidolomit erhalten geblieben sind.

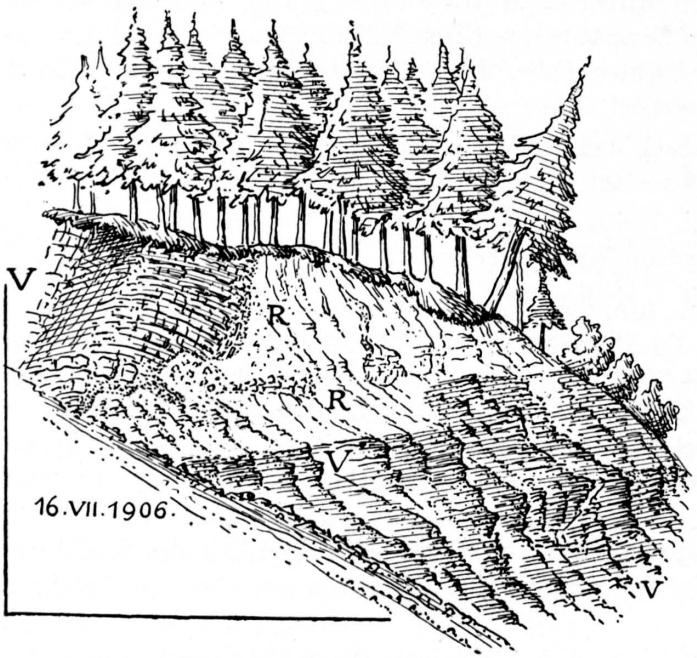


Fig. 36. **Rötidolomitaufschluss in der «Blabruns» auf der Westseite des Niederentales.**

V = Verrucano. R = Rötidolomit.

Bemerkenswert ist die Tatsache, dass die Faltenaxen der Glarnerdecke am Saasberg-Bützistock, im Diestal und am Westabhang der Schönau nicht dem allgemeinen Alpenstreichen folgen, sondern anormal SN oder wenigstens SSW—NNE streichen, ähnlich wie in der Schildgruppe. Diese Erscheinungen wie auch die Tatsache, dass am Kammerstock und Gemsfayrenstock die Stirnregion der Glarnerdecke auffallend weit nach S zurückgeschoben ist, stehen in gutem Einklang mit der Anschauung von R. Staub (**323**, p. 19), dass die Berge am Ostrand des Linthtales dem westlichen Teil des grossen ostalpinen Faltenbogens angehören, der in der Lücke zwischen dem Aar- und Gotthardmassiv und der böhmischen Masse weit nach N vordrängt und westlich vom Linthtal in den lepontischen Bogen zurückschwenkt.

Während am Bützistock und Hahnenstock die Grenze zwischen Glarnerdecke und Mürtschendecke gestützt auf die Faciesunterschiede des Verrucanos sich sicher feststellen lässt, stösst die Deckenabgrenzung im Diestal und am Westabhang der Schönau auf Schwierigkeiten. Von Bedeutung für die tektonische Gliederung ist jedenfalls das Triasband (Nr. 11 des Profils, p. 139) am Westabhang der Schönau, durch welches der überschobene Verrucano in zwei Teile zerlegt wird. Von den Abhängen oberhalb Luchsingen aus sieht man das gelbe Dolomitband in allen Runsenzügen zwischen den grauvioletten Verrucanomassen herausleuchten. Es ist auch nördlich von Tiefenwald im obersten Teil des Haslerbachtobels sehr schön aufgeschlossen, tritt nördlich vom Mäzboden wieder zutage und besitzt noch im untern Teil des Niederentales eine nördliche Fortsetzung, wo in der «Blab-

runse» (= blaue Runse) am Ostabhang des Salengrates eine 1—10 m mächtige Folge von brecciösem Rötidolomit zwischen zwei stark zerrüttete Verrucanomassen eingeschaltet ist (Figur 36) und etwa 500 m südlich von Niederenstafel typische Rauhwacke zutage tritt [1]). Gegen das Diestal hin verschwindet das Dolomitband südlich von der «Tollenruns» unter mächtiger Moräne, und im ganzen südlichen und östlichen Teil der Kärpfgruppe fehlt es völlig, so dass der Verrucano dort als einheitliche Masse erscheint.

Rothpletz erwähnte dieses Dolomitband zum erstenmal (**149,** 1898, p. 188/189) und fasste es als verkehrten Flügel eines nach W überliegenden Verrucanogewölbes auf. Den darunterliegenden Verrucano samt der oben besprochenen verkehrten Jura-Triasserie betrachtete er als von der obern Felsmasse schuppenartig überschobenen Teil desselben Gewölbes. Die beiden Triasserien können aber unmöglich dem verkehrten Schenkel einer und derselben lokalen Antiklinale angehört haben, weil sie in ganz verschiedener Facies ausgebildet sind. Während in der mit Dogger und Malm verbundenen tieferen Zone der Rötidolomit ausschliesslich als kompaktes Gestein auftritt, besteht das obere Triasband der Hauptmasse nach aus Rauhwacke. Letzteres muss daher zur Mürtschendecke gehören, während der tiefere Dolomitzug, der vorangehenden Darstellung entsprechend, ein Bestandteil der Glarnerdecke ist.

Früher (**269,** p. 371) nahm ich an, die untere der beiden durch das Triasband getrennten Verrucanomassen gehöre zur Glarnerdecke, die obere zur Mürtschendecke. Dabei konnte ich das Triasband seiner Rauhwacke wegen nicht als normalliegenden Abschluss der Glarnerdecke auffassen, sondern betrachtete es als ein verkehrtes Schichtglied der Mürtschendecke. Diese Anschauung wurde unterstützt durch die Tatsache, dass nördlich von Tiefenwald am Haslerbach unter dem roten Verrucanoschiefer der Mürtschendecke in verkehrter Lage zunächst 2—3 m Melsersandstein, dann 3 m Übergangsschichten zwischen Melsersandstein und Rauhwacke liegen und dass die darunter folgende Rauhwacke in ihren ersten Bänken genau dieselben stratigraphischen Merkmale zeigt, wie man sie z. B. an der Guppenrunse in den ersten auf dem Melsersandstein sitzenden Rauhwackebänken beobachtet.

Nun aber beweisen die Aufschlüsse in einer rechtsseitigen Nebenrunse des Haslerbaches, dass der untere Teil des Triasbandes normal liegt. Wir finden dort von unten nach oben folgende Schichtreihe:

1. Dunkelroter, glänzender Verrucanoschiefer, in den obersten 20 cm infolge Dislokationsmetamorphose grün oder gelbgrün. Wellig unebene, scharfe Grenze gegen
2. 1—1,$_5$ m grüngraue Quarzitbreccie des Melsersandsteins. Scharfe Grenze gegen
3. etwa 10 m Rötidolomit, dünnbankig, zum Teil calcitisiert. Allmählicher Übergang in
4. rauhwackeartige Dolomitbreccie, die nach oben bald in typischen Zellendolomit übergeht. Im mittleren Teil der etwa 30 m mächtigen Bildung einzelne Nester von weissem Gips. Übergang in
5. 2—3 m kompakte Dolomitbänke mit grünlichen oder rostigen Schieferzwischenlagen (Übergangsbildung zwischen Rauhwacke und Melsersandstein). — Nach etwa 10 m Schuttbedeckung folgt
6. roter, glimmerreicher, sandiger Verrucanoschiefer der Mürtschendecke.

Das Triasband ist also nach Art eines Muldenkerns gebaut, wobei freilich auffällt, dass der normalliegende untere Teil viel stärker reduziert ist als der verkehrte obere Teil. Es gehört also nicht nur die obere, sondern auch die untere Verrucanozone, mindestens in ihrem oberen Teil, zur Mürtschendecke, und das Triasband ist als ein in den Verrucano eingefalteter Muldenkern zu betrachten. Mit dieser Anschauung stehen auch die Faciesverhältnisse im Einklang. Der Verrucano der untern Zone ist, fast noch mehr als derjenige der obern Zone, seiner Hauptmasse nach ein feiner Tonschiefer, und grobklastische Bänke kommen darin viel spärlicher vor, als zu erwarten wäre, wenn er zur Glarnerdecke gehören würde.

Im nördlichen und östlichen Teil der Kärpfgruppe ist eine Abgrenzung von Glarner- und Mürtschendecke schwierig, weil weder ein scharfer Facieswechsel noch eine jüngere Einlagerung im

[1]) Das Rauhwackeband liegt nicht, wie die Geologische Karte angibt, direkt auf dem 1—5 m mächtigen Lochseitenkalk, der in einer Bachrinne gut aufgeschlossen ist, sondern etwa 30 m über demselben. Der dazwischenliegende Verrucano ist, nach dem Schutt der Bachufer zu schliessen, ein roter, glänzender Tonschiefer.

Verrucano dafür sichere Anhaltspunkte geben. Da der Verrucano der Glarnerdecke in der Schildgruppe frei ist von Eruptivgesteinslagern und im Gebiet von Hahnenstock und Bützistock die sauren und basischen Eruptivgesteine und die buntfarbigen Schiefer, die damit wahrscheinlich in genetischem Zusammenhang stehen, ganz auf den Verrucano der Mürtschendecke beschränkt sind, so darf man wohl auch im übrigen Gebiet der Kärpfgruppe und in ihrer Umgebung jene Eruptivgesteine und ihre Begleiter gleichsam als Leitgesteine der Mürtschendecke betrachten. Diese Gesteine reichen nun im Verrucano auf der Ostseite der Kärpfgruppe vom Hahnenstock bis ungefähr zum Nordrand der Berglialp, ebenso im ganzen hintern Teil des Niederentales und im Tal von Ennetseewen nahe oder ganz bis zum Lochseitenkalk hinunter.

Westlich von Matzlen und bei Auern auf Ennetseewenalp treten Melaphyrlager noch im untersten Teil des Verrucanos auf. Es darf also wahrscheinlich im südöstlichen und mittleren Teil der Kärpfgruppe bis zum Etzelstock und Karrenstock der gesamte Verrucano zur Mürtschendecke gerechnet werden. Die Reste der Glarnerdecke, die wir am Saasberg und Bützistock, im Diestal und am Westabhang der Schönau gefunden haben, keilen alle rasch gegen E aus.

Die gewaltige Verrucanomasse an den Nordabhängen des Gandstocks besteht im untern Teil aus rotem, grobklastischem Sernifit mit schiefrigen Zwischenlagen wie im südlichen Teil der Schildgruppe. Aber zwischen diesen sicher noch zur Glarnerdecke gehörenden Teil des Verrucanos und die Zone der Eruptivgesteinslager und ihrer Begleitgesteine, die bei zirka 2000 m Höhe beginnt und das Gipfelgebiet der Gandstock-Kärpfkette aufbaut, ist eine mächtige Zone von roten, mehr oder weniger sandigen Schiefern mit einzelnen fein- bis grobklastischen Zwischenlagen eingeschaltet, deren tektonische Stellung noch unsicher ist. Am Nordabhang des Gandstocks setzt diese schiefrige Verrucanofacies ziemlich unvermittelt in 1400 m Höhe ein. Sie kann zur Glarnerdecke gehören, da in der sichern Glarnerdecke der Verrucano nach oben und gegen S allmählich schiefrig wird; sie kann aber auch ganz oder teilweise zur Mürtschendecke gehören, da im nördlichen Teil der letztern der ältere Teil des Verrucanos noch ziemlich reich ist an grobklastischen Bänken. Zu diesem vorwiegend schiefrigen Verrucano von unsicherer tektonischer Stellung gehört das Gebiet von Schwamm, Grossloch und Oberstafel von Neuenhüttenalp, Lauelialp Oberstafel, die Schwirrenwand und die Steilstufe unterhalb Mettmen im Niederental. Westlich vom Niederen- und Ennetseewental können nach den Faciesverhältnissen nur noch der tiefste Teil des Verrucanos am Bühlstock (Schwanderberg) und bei Haslen, sowie der unterste Teil der untern Verrucanozone am Westabhang der Schönau zur Glarnerdecke gehören. Da nach unserer Darlegung (p. 141) der obere Triaszug der Schönau-Schwanderbergkette als eine in den Verrucano der Mürtschendecke eingefaltete Synklinale zu betrachten ist, so muss auch der unter dem Lias des Salengrates liegende Verrucano bis hinunter zur Terrasse der Auenberge und bis zum Niederenstafel zu dieser Decke gehören. In der Tat ist der in etwa 200 m Mächtigkeit aufgeschlossene Verrucano in der «Blabrunse» westlich vom Niederenstafel ein dunkelroter, serizitisch glänzender, sandiger, oft an weissen Glimmerschüppchen reicher Tonschiefer mit graugrünen Flecken, ähnlich wie in der Mürtschendecke am Ostabhang des Glärnisch. Bloss im tiefsten Teil und dann wieder im Dache enthält er ziemlich grobklastische Sernifitbänke. Auffallenderweise ist hier der gesamte Verrucano in eine feinsplitterige Dislokationsbreccie umgewandelt, die aber die ursprüngliche Schichtung und Schieferung noch deutlich erkennen lässt.

Man darf also annehmen, dass die Glarnerdecke von der Schildgruppe her als anfänglich noch mächtige, aber wie im südlichen Teil der Gufelstockkette nur noch aus Verrucano bestehende Gebirgsmasse in den Gandstock eintritt, wobei die Überschiebungsfläche, die sie von der Mürtschendecke trennt, wie im Gebiet von Gufelstock und Fässisalp nach S sinkt und schliesslich den Lochseitenkalk erreicht, so dass im östlichen, mittleren und südlichen Teil der Kärpfgruppe die Mürtschendecke auf dem Flysch liegt, während im westlichen Teil die Glarnerdecke noch in Form eines gegen E sich zuspitzenden, fast nur noch aus mesozoischen Sedimenten bestehenden Keiles zwischen Flysch und Mürtschendecke liegt. Abgesehen vom Hahnenstock und Bützistock lässt sich der Verlauf der Überschiebungsfläche zwischen den beiden Decken innerhalb des Verrucanos vorläufig nicht genau angeben.

2. Die Axendecke in der Kärpfgruppe.

Der Verrucano der Kärpfgruppe wird einzig am Etzelstock und seiner nördlichen Fortsetzung, auf dem bewaldeten Salengrat [1]), von einer umfangreicheren Masse jüngerer Gesteine, und zwar von Lias, überlagert. Braun anwitternde, quarzreiche Sandkalke, rostige Sandsteine und dunkle, oft gelblich anwitternde Mergelschiefer sitzen dort in einer Mächtigkeit von 50—100 m auf dem vorwiegend aus dunkelroten, sandigen Schiefern gebildeten Verrucano der Mürtschendecke.

Obschon zwischen Verrucano und Lias keine Spur von Trias zu finden ist und auch der untere Lias grösstenteils fehlt, ist der Lias der Etzelstockkette von den bisherigen Autoren, auch von Rothpletz (**149,** p. 189), stets als die normale Fortsetzung seiner Unterlage betrachtet worden. Man könnte zwar die Lücke in der Sedimentreihe als eine stratigraphische Erscheinung, bedingt durch Abtragung der Trias vor Ablagerung des Lias, erklären wollen; allein man überzeugt sich leicht, dass die Diskordanz zwischen Verrucano und Lias tektonischer Natur ist. An vielen Stellen, namentlich am Grat zwischen dem Haslerbachtobel und Auern-Ennetseewen, ist der Lias am Kontakt mit dem liegenden Verrucano in eine oft viele Meter mächtige Reibungsbreccie umgewandelt, die vorwiegend aus sandfeinen bis faustgrossen Splittern und Brocken besteht, häufig aber auch grössere Liasblöcke einschliesst. An einer Stelle zwischen Thäliberg und Stafel fand ich viele Trümmer von rotem Verrucanoschiefer in die Liasbreccie eingeknetet. Die Breccie ist fest verkittet und löcherig angewittert und bietet so oft den Anblick einer alten Bergsturzbreccie. Nach oben geht sie allmählich in den regelmässig geschichteten Liaskalk über; aber östlich von Mäz reicht die wirre Breccie eine Strecke weit in einer Mächtigkeit von wohl 100 m bis fast auf den Scheitel des Salengrates, und auch der darüberliegende, undeutlich geschichtete Lias ist noch völlig zersplittert. Auf dem Gipfel des Etzelstocks, wo der Lias nur noch als dünne Mütze den Verrucano bedeckt, zeigen dicht nebeneinanderliegende Schichtpakete des Lias gänzlich verschiedenes Streichen und Fallen, so dass man annehmen muss, sie seien tektonisch gegeneinander verschoben worden. Häufig laufen die Liasschichten durchaus nicht parallel zur Kontaktfläche mit dem Verrucano; während diese im allgemeinen nach N sinkt, fallen die Liasbänke oft 30—40° steil gegen S. Endlich weist jene Kontaktfläche auffällige Unebenheiten auf. So fällt sie am Ostabhang des Etzelstocks eine Strecke weit 25—40° steil gegen E, wenig südlich davon aber gegen N, während die Liasschichten gleichzeitig 30° NW fallen.

Die mächtige Reibungsbreccie und die Diskordanz zwischen Verrucano und Lias beweisen, dass die beiden Schichtgruppen keine tektonisch einheitliche Schichtfolge bilden, sondern dass der Lias über den Verrucano hinweggeschoben worden ist. Offenbar stellt er ein Erosionsrelikt des Axendeckensystems dar, das in 4 km Entfernung auf der Westseite des Linthtales in annähernd gleicher Höhe ja ebenfalls mit Lias beginnt und ebenso diskordant auf Dogger oder Verrucano der Mürtschendecke ruht. Ob der Lias von Etzelstock und Salengrat als eigentliche Axendecke oder als Fortsetzung der untern Braunwalder Zwischendecke zu betrachten ist, ist schwierig zu entscheiden. Fast möchte man sich für letztere Annahme entscheiden, wenn man bedenkt, dass im Luchsingertobel der untere Teil des Lias zur untern Braunwalder Zwischendecke gehört und auf dem Nordufer des Baches mit einer Reibungsbreccie beginnt, die völlig mit derjenigen des Salengrates übereinstimmt (vgl. **135.** Albert Heim, 1895, p. 64).

Am Bergzug zwischen dem Linthtal und dem Tal von Ennetseewen kommen noch einige kleinere Liasmassen vor, die einst mit dem Lias des Etzelstocks zusammenhingen und ebenfalls als Reste des Axendeckensystems zu betrachten sind. Etwa 1 km südlich vom Etzelstock findet man unter dem Ostrande der Terrasse von Riedmatt an dem gegen den Auernbach abfallenden Steilhang eine wohl 60 m hoch am Abhang hinaufreichende Liasscholle, deren Schichtung etwa 45° gegen E fällt und mit nordwärts ansteigender Rutschfläche auf roten Schiefern und Sandsteinen des Mürtschendeckenverrucanos ruht. Die Scholle besteht aus denselben Sandkalken (Magereuschichten) wie der Lias des Etzelstocks und wie die Hauptmasse des Lias des Salengrates und ist am Kontakt mit dem

[1]) Der dafür in der Karte enthaltene Name Mäzgrat ist der Bevölkerung von Schwanden und Umgebung nicht bekannt.

Verrucano stellenweise ebenfalls in eine Reibungsbreccie aufgelöst. Wichtig für die allgemeine Tektonik des Gebietes ist die Tatsache, dass kaum 15 m unter dem Fusse der Liasmasse bereits die nordwärts fallende, bis 4 m dicke Lochseitenkalkbank und unter derselben die Wildflyschschiefer zutage treten. Hieraus folgt, dass an dieser Stelle nicht nur die Glarnerdecke völlig fehlt, sondern sogar die Mürtschendecke bis auf einen schwachen Verrucanorest verquetscht ist.

Etwa 50 m über dem auf der Nordseite des Haslerbaches aufgeschlossenen Rauhwackeband, unterhalb des von den Auenbergen nach Mäz führenden Weges, in etwa 1250 m Höhe, ragt ein etwa 100 m langes und 10—15 m hohes, in der Karte nicht angegebenes Felsriff aus dem Waldboden heraus, das aus derselben Liasbreccie besteht, wie sie etwa 120 m höher oben am Salengrat ansteht. Eine umfangreichere Liasmasse bildet etwas weiter im N zwischen 1150 und 950 m den oberen Rand des Steilhanges, mit dem die moränenbedeckte Terrasse der Auenberge gegen den Haslerbach abfällt. Ihre gut geschichteten Sandkalke und glänzenden Schiefer fallen 35—40° steil gegen SE bergeinwärts, während die durch Schutt verhüllte Grenze gegen den liegenden Verrucano mit der Neigung des Abhangs gegen das Linthtal fällt. Dieser Verrucano ist nur noch 60—100 m mächtig und gehört im oberen Teil jedenfalls zur Mürtschendecke, an der Basis vielleicht zur Glarnerdecke. Etwa 50 m über den obersten sichtbaren Liasbänken erscheint am Abhang des Salengrates wieder der Verrucano der Mürtschendecke in über 100 m Mächtigkeit und darüber dann der Lias des Salengrates. Trotz ihrer anormal tiefen Lage sind der Lias der Auenberge und das vorher erwähnte Liasbreccienriff wahrscheinlich nicht als vom Salengrat abgerutschte Schollen, sondern als anstehend zu betrachten. Sie beweisen, dass die Überschiebungsfläche an der Basis des Axendeckensystems in dieser Gegend annähernd mit der Neigung des Abhangs gegen W fällt, um dann über dem Linthtal gegen den Glärnisch wieder etwas anzusteigen.

XI. Tektonik der Magereu-Guschagruppe.

(Profile 2—8.)

1. Deckengliederung.

a) Abgrenzung von Glarner- und Mürtschendecke.

Als Magereu-Guschagruppe bezeichnen wir das ausgedehnte Bergland, das im W vom Murgtal, Widersteinerloch und Sernftal, im S vom Ramintal und Weisstannental, im NE und N vom Seeztal und Walenseetal begrenzt wird. Durch das Schilsbachtal wird es in zwei annähernd gleich grosse Teile zerlegt, in denen der Magereu [1]) und die Guscha zwar nicht die höchsten, aber die zentralen Berggestalten sind.

In der Magereu-Guschagruppe wiederholen sich die tektonischen Haupterscheinungen des Kärpfgebietes. In ihrem südlichen Teil, im Ramintal, Krauchtal und Weisstannental, baut wieder der mächtige Flysch, unter dem das autochthone Gebirge verborgen liegt, die untern und mittleren Teile der Berge auf und wird wie in der Kärpfgruppe vom Verrucano überdeckt. In grösserer Verbreitung als dort folgen darüber noch jüngere Sedimente, Trias, Lias und Dogger. Auf der Überschiebungsfläche zwischen Flysch und Verrucano erscheint auch hier der Lochseitenkalk in Form einer meistens nur dünnen, am Foostock aber auf 70 m anschwellenden dynamometamorphen Kalkbank (Tafel 27, Fig. 4 und 6). Die Überschiebungsfläche fällt im W noch nach NW wie im Kärpfgebiet, und zwar am Westabhang des Gulderstocks anormal bis 20° steil; unter dem Gipfel des Gulderstocks und im Krauchtal fällt sie etwa 16° nach N, und östlich davon sinkt sie mit durchschnittlich 10° Neigung gegen NE. Infolgedessen taucht der Flysch schon im südlichen Teil des Mühlebachtales und im hintern

[1]) Der Name Magereu der Siegfriedkarte ist in Profil 6, Tafel 2, im «Clubführer durch die Glarneralpen» von E. Naef-Blumer und im «Übersichtsplan der Gemeinde Flums in 1 : 10,000» durch den bessern Namen Magerrain (= der magere Rain) ersetzt, der vorzüglich für den felsigen, mit spärlicher Vegetation bekleideten Nordwestabhang des Gipfels passt.

Teil des Krauchtales gegen N, im östlichen Teil des Weisstannentales gegen NE unter die Talsohle und kommt in den gegen den Walensee und das Seeztal sich öffnenden Taleinschnitten nicht mehr zum Vorschein.

Da in der Magereu-Guschagruppe Verrucano, Trias und Lias an den meisten Orten eine anscheinend kontinuierliche, normalliegende Schichtreihe bilden, scheint die frühere Annahme berechtigt zu sein, das ganze über den Flysch hinweggeschobene Gebirge gehöre einer einheitlichen Überfaltungsdecke, und zwar der untersten helvetischen Decke, also der Glarnerdecke, an. Untersuchen wir jedoch das Gebirge genauer und beachten wir namentlich auch seine Beziehungen zur westlich angrenzenden Mürtschengruppe, so müssen wir zur Ansicht kommen, dass auch hier mehr als eine Decke am Aufbau des Gebirges beteiligt ist und dass die Hauptmasse des Gebirges nicht zur Glarnerdecke gehört.

Bei der Besprechung der Schildgruppe (p. 64) wurde hervorgehoben, dass die jüngern Schichten der Glarnerdecke gegen S und E unter der Überschiebungsfläche der Mürtschendecke auskeilen, so dass unter dem westlichen Teil der Gufelstockkette, am Ostfuss des Mürtschenstocks und auf der Westseite des Murgtales der Verrucano der Mürtschendecke auf dem Rötidolomit der Glarnerdecke ruht. Die Ostwand des untern Murgtales zeigt nun genau dasselbe Profil wie die Westwand. Auf beiden Talseiten werden zwei Verrucanomassen im gleichen Niveau durch ein nordwärts gegen den Walensee sich senkendes Rötidolomitband voneinander getrennt. Niemand wird zweifeln, dass der Rötidolomitzug auf der Ostseite des Murgtales die unmittelbare Fortsetzung desjenigen der westlichen Talseite ist und daher auch den obern Teil der Glarnerdecke darstellt. Da die obere Verrucanoserie auf der Westseite des Murgtales zur Mürtschendecke gehört, wird man auch den auf der Ostseite des Tales über dem Rötidolomit von Tobelwald liegenden mächtigen Verrucano des Güslen zur Mürtschendecke rechnen müssen. Daraus folgt aber weiter, dass die südlich vom Güslen an der Guschafella normal auf diesem Verrucano sitzende Trias und weiterhin die orographisch und tektonisch damit zusammenhangende Trias des Magereu-Spitzmeilengebietes und des Gebirges zwischen Schilsbachtal und Weisstannental und somit auch der darunterliegende, mit der Trias eine tektonisch einheitliche Schichtreihe bildende Verrucano zur Mürtschendecke gehören.

Leider keilt die Trias der Glarnerdecke auf der Ostseite des Murgtales schon auf der Alp Tobelwald, ähnlich wie in der Schildgruppe unter dem Gufelstock, gegen S aus, so dass östlich vom mittleren und südlichen Murgtal der Verrucano der Glarnerdecke und derjenige der Mürtschendecke zu einer einzigen Masse verschmolzen sind. Auch in den Erosionseinschnitten des Schilsbachtales und des Weisstannentales fehlt eine Einlagerung jüngerer Sedimente in den Verrucano. Die Abgrenzung von Glarnerdecke und Mürtschendecke stösst daher hier auf ähnliche Schwierigkeiten wie im Kärpfgebiet. Es ist nicht auf den ersten Blick zu erkennen, ob der mächtige Verrucano im mittleren und östlichen Teil der Gebirgsgruppe zu zwei verschiedenen Decken oder ausschliesslich zur Mürtschendecke gehört, und im westlichen Teil, wo die Glarnerdecke sicher noch vorhanden ist, bleiben wir über den Verlauf der Überschiebungsfläche innerhalb des Verrucanos im unklaren.

Ein wichtiges Hilfsmittel für die Deckenunterscheidung bilden auch hier die Faciesunterschiede. Der Verrucano der Glarnerdecke ist am Schild und im untern Murgtal von unten bis oben als grobklastische Breccie ausgebildet, die erst in den obersten Lagen einzelne sandige Schieferbändchen einschliesst. In der Mürtschendecke desselben Gebietes dagegen, z. B. auf Bärenboden nordöstlich vom Mürtschenstock, sind zwischen die nicht sehr grobklastischen Breccienbänke reichlich rote Tonschieferlagen eingelagert, und am Schwarzstöckli und Gufelstock besteht der Verrucano dieser Decke nur im tieferen Teil aus konglomeratischen Bänken, im oberen Teil dagegen ausschliesslich aus feinen, glänzenden, dunkelviolettroten Tonschiefern. In derselben schiefrigen Facies ist nun der Verrucano auch östlich vom Gufelstock in der Rottor-Magereukette, im obern Teil der Gulderstockkette, in der Kette Spitzmeilen-Foostock und an den Abhängen des Schilsbachtales und des Weisstannentales ausgebildet. Diese schiefrige Facies ist also für den Verrucano der Mürtschendecke charakteristisch; doch darf dabei nicht ausser acht gelassen werden, dass im nördlichen Teil der Mürtschendecke der untere Teil des Verrucanos noch ziemlich konglomeratisch ist und dass der Verrucano der Glarnerdecke, wie die Erscheinungen in der Kärpfgruppe lehren, gegen S hin schiefrige Facies annimmt.

Südlich von Tobelwald auf der Ostseite des Murgtales folgt die Überschiebungsfläche zwischen Glarnerdecke und Mürtschendecke nach dem Auskeilen des Rötidolomits wahrscheinlich ziemlich genau der auffälligen, über Munz gegen den Breitmantel aufsteigenden Terrasse; denn ihr Verrucano ist ein dickbankiger, im allgemeinen grobklastischer Sernifit, im obern Teil der Terrasse auch ein grober Sandstein mit Tonschieferlagen, während der Verrucano des über der Terrasse sich erhebenden Munzkopfs nur an der Basis ein grob- bis feinkörniger Sandstein, im obern Teil aber ein feiner, roter Tonschiefer ist, wie er für die Mürtschendecke charakteristisch ist. Er ist von südfallendem Clivage durchsetzt und lässt zwei kleine, nordwärts überliegende knieförmige Falten erkennen, während der Sernifit der Terrasse von Munz gleichförmig flach gegen N fällt. Diese Terrasse ist offenbar nicht nur orographisch, sondern auch tektonisch die Fortsetzung derjenigen von Tschermannen in der Silberspitzkette, über der ebenfalls die schieferige Verrucanofacies der Mürtschendecke folgt.

Südlich von der Terrasse von Munz fehlt im Verrucano eine scharfe Faciesgrenze. Zwischen dem grobklastischen Verrucano der Glarnerdecke, der auch im mittleren und oberen Murgtal den untern Teil der Bergabhänge aufbaut, und den glänzenden roten Tonschiefern der Mürtschendecke im oberen Teil der Abhänge ist im Gebiet von Kartalp, Falchen und Seeweli eine Übergangszone mit konglomeratischen und schiefrigen Gesteinen eingeschaltet. Vielleicht folgt in diesem Gebiete wie auch auf der Ostseite des Widersteinerlochs die Überschiebungsfläche zwischen Glarner- und Mürtschendecke der in der geologischen Karte angegebenen, in der Natur jedoch nicht scharf ausgeprägten Grenze von konglomeratischer und schiefriger Facies; sie kann aber auch ziemlich tiefer unten am Abhang verlaufen.

Da die basischen Eruptivgesteinslager im Verrucano der Glarneralpen an ein geographisch ziemlich eng umgrenztes Gebiet gebunden sind (vgl. R. Beder, **214**), so gehören sie wahrscheinlich alle der gleichen Überfaltungsdecke an. Da sie nun am Hahnenstock in der Kärpfgruppe sicher in der Mürtschendecke liegen, so gehören dazu wahrscheinlich auch alle andern Vorkommnisse. Nun liegt das Melaphyrlager, das sich am Südabhang des Gulderstocks vom Ostfuss des Fuckenstocks über Ochsenfittern bis nach Sandigen auf etwa 3 km Länge verfolgen lässt, im tiefsten Teil des Verrucanos, nahe über dem Flysch. Es ist daher wahrscheinlich schon am Südende des Gulderstocks der gesamte Verrucano zur Mürtschendecke zu rechnen, und man darf annehmen, dass die Glarnerdecke, die westlich vom Üblital noch aus 1700 m mächtigem Verrucano besteht, gegen E unter der Gulderstockkette rasch auskeilt. Wahrscheinlich reicht auch im Gebiet des Schilsbachtales und auf der Nordseite des Weisstannentales die Mürtschendecke bis auf den Flysch hinunter.

Für die Bestimmung der Deckenzugehörigkeit leisten auch die Faciesverhältnisse der Trias gute Dienste. Wie schon wiederholt betont wurde, besteht die Rötigruppe der Glarnerdecke überall von unten bis oben aus dichten Dolomitbänken, während sie in der Mürtschendecke der Schild-Mürtschengruppe und des Glärnisch im untern Teil mächtige Rauhwacke enthält und oben mit einer weniger mächtigen Serie von dichten Rötidolomitbänken abschliesst. Genau diese Gliederung zeigt nun auch die Rötigruppe über dem schiefrigen Verrucano der Magereu-Guschagruppe. Auch darin herrscht Übereinstimmung, dass hier wie im Mürtschengebiet die Rauhwacke besonders im untern und mittleren Teil als grobe Dolomitbreccie mit eingeschlossenen roten und grünen Tonschiefersplittern und dunkelgrauen Sandsteinbrocken ausgebildet ist.

Auch die Quartenschieferstufe der Magereu-Guschagruppe stimmt nach ihrer Facies ganz mit derjenigen der Mürtschendecke des Mürtschengebietes überein, die von der Facies der Glarnerdecke in bezug auf Charakter und Anordnung der in die Schiefer eingeschlossenen Sandstein- und Breccienbänke etwas abweicht. Es scheint auch die Farbe der roten Quartenschiefer hier wie am Mürtschenstock nicht so grellrot zu sein wie in der Glarnerdecke und oft ins Violette zu spielen, weshalb sie leicht mit den violettroten Verrucanoschiefern verwechselt werden können. Die Triasfacies der Magereu-Guschagruppe stimmt also bis ins einzelne mit derjenigen der Mürtschendecke überein. Die auf Grund des tektonischen Zusammenhanges gewonnene Anschauung, dass die Verrucanoschiefermasse und die daraufsitzende Trias dieser Gebirgsgruppe nicht zur Glarnerdecke, sondern zur Mürtschendecke gehören, wird also durch die Faciesvergleichung bestätigt.

b) Die tektonische Stellung des Lias der Magereu-Guschagruppe.

Da der Lias, der die meisten Gipfel und Grate der Magereu-Guschagruppe krönt, fast überall auf der Trias liegt, scheint er die stratigraphische Fortsetzung seines Liegenden zu bilden und mit ihm zur gleichen Überfaltungsdecke zu gehören. Dieser Ansicht gegenüber, die früher als selbstverständlich galt, vertrat ich 1914 (**269**) die Ansicht, dieser Lias sei von der liegenden Trias durch eine Überschiebungsfläche getrennt und gehöre somit nicht zur Mürtschendecke, sondern stelle die Erosionsrelikte einer höhern Decke, der Axendecke, dar. Ich bin jedoch seither von dieser Ansicht abgekommen und neige nun wieder der Anschauung zu, Verrucano, Trias und Lias dieser Gebirgsgruppe gehören einer einzigen Decke, der Mürtschendecke, an. Im nachfolgenden stelle ich zunächst die Tatsachen zusammen, die mich früher veranlassten, den Lias dieses Gebietes zur Axendecke zu rechnen.

1. Stratigraphische Gründe. *a)* Wie schon wiederholt bemerkt wurde, fehlt der Lias in der Glarnerdecke und in der Mürtschendecke der Schildgruppe und des Glärnisch, weil im nördlichen Teil des helvetischen Faciesgebietes die Sedimentation nach der Triaszeit einen Unterbruch erlitt. Es erschien mir nun sehr unwahrscheinlich, dass der Lias, der im Mürtschengebiet völlig fehlt, wenige Kilometer weiter im E im Sedimentationsgebiet der gleichen Decke in grosser Mächtigkeit und schon mit seinen ältesten Schichten zum Absatz kam. Viel natürlicher erschien es mir, ihn als östliche Fortsetzung der Axendecke zu betrachten, die auf der Westseite des Linthtales ebenfalls mächtigen Lias von gleicher Facies enthält.

b) Die Facies des Doggers, der am Hügel Reischibe südlich von Walenstadt den Lias in kontinuierlicher Schichtfolge überlagert, weicht stark von der Doggerfacies der Mürtschendecke der Mürtschengruppe und des Vorderglärnisch ab, stimmt dagegen gut mit derjenigen der Axendecke am Glärnisch überein. Es soll hier bloss hervorgehoben werden, dass die Mächtigkeit, besonders diejenige der Echinodermenbreccie, hier wie am Glärnisch das Mehrfache der Mächtigkeit im nördlichen Teil der Mürtschendecke beträgt und dass an beiden Orten im mittleren Teil des Doggers feinkörnige dunkelrote Eisensandsteine auftreten, die mit Echinodermenkalkbänken wechsellagern, während im nördlichen Teil der Mürtschendecke diese Gesteine völlig fehlen. Daraus schloss ich, dass der Dogger des Reischiben und damit auch der stratigraphisch damit verbundene Lias nicht zur Mürtschendecke, sondern zur Axendecke gehöre. Zum gleichen Schluss führte mich die Tatsache, dass die Doggermassen, die an den Gipfeln von Rottor und Heustock auf dem Verrucano der Mürtschendecke sitzen, die Facies der Axendecke zeigen.

2. Tektonische Gründe. *a)* Der Lias ruht zwar an den meisten Stellen auf den Quartenschiefern, so dass die beiden Schichtgruppen eine ununterbrochene Schichtreihe zu bilden scheinen; allein an vielen Stellen ist eine stratigraphische Lücke und eine Diskordanz zwischen dem Lias und seinem Liegenden zu beobachten. So erscheinen am Westabsturz der Guscha die Quartenschiefer unter dem Lias bloss als ein schmales, fast nur aus der Sandsteingruppe ihrer untern Hälfte bestehendes Bändchen, während sie nördlich und südlich davon, auf Kleinbergalp und Rindervansalp, wieder in voller Mächtigkeit auftreten. Überdies steigen im Gebiet der reduzierten Quartenschiefer die Liasbänke merklich steiler gegen S an als das Quartenschieferband, so dass die Liasbank, die südlich von Halde auf den Quartenschiefern ruht, etwa $1{,}_2$ km weiter im S schon 60—80 m über den Quartenschiefern liegt. Am Südfusse des Spitzmeilen liegt der Lias auf mächtigen Quartenschiefern, dagegen $1{,}_5$ km östlich davon, an der Schönegg, direkt auf Rauhwacke. Auf der Südseite von Zieger, Maskenkamm und Prodkamm finden wir am obern Rande des gegen das Schilsbachtal abfallenden Steilhanges die Quartenschiefer wieder überall über 50 m mächtig, während am Nordfuss dieser Gipfel der Lias meistens auf Rötidolomit oder Rauhwacke ruht und nur hie und da ein kleiner Rest von Quartenschiefern zu finden ist. Am Bache östlich von Prodalp sitzt der Lias sogar auf den Dolomitbänken der Übergangsschichten zwischen Melsersandstein und Rauhwacke, wenig südlich davon aber wieder auf mächtigen Quartenschiefern.

Sehr auffällig ist die Diskordanz am Breitmantel (Figur 37). Die etwa 15 m mächtige Liasmütze, welche den Gipfel krönt, besteht aus horizontalliegenden glänzenden Schiefern und rauhen Kalkbänken mit Muscheltrümmern und Pentacrinusstielgliedern und sitzt auf 20—30° steil südostfallenden roten Verrucanoschiefern, gegen den Leist hin der Reihe nach auf Melsersandstein, Rauhwacke, Rötidolomit und Quartenschiefern. Ähnliche Erscheinungen beobachtet man in der Gulderstockkette, wo die im nördlichen und mittleren Teil sehr mächtige Trias gegen S auskeilt, so dass schliesslich unter dem Gipfel des Gulderstocks der Lias unmittelbar auf den Verrucanoschiefern ruht.

Weitaus am stärksten springt jedoch die Diskordanz am Magereu und in der westlich davon liegenden Rottorkette in die Augen (Tafel 22, Figur 5). In der Furkel zwischen Weissmeilen und Magereu stehen Quarzitbänke, welche die ältesten Liasschichten der Glarneralpen darstellen, im Kontakt mit mächtigen Quartenschiefern des verkehrten Schenkels der Weissmeilenfalte; am Westfusse des Magereu dagegen, im Erdissattel (2227 m), ruht der Lias auf den Verrucanoschiefern, und zwar sind letztere von den Sandkalken der Magereuschichten bloss durch wenige Bänke des untern Lias getrennt, der am Grat zwischen Magereu und Weissmeilen eine wohl 250 m mächtige Schicht-

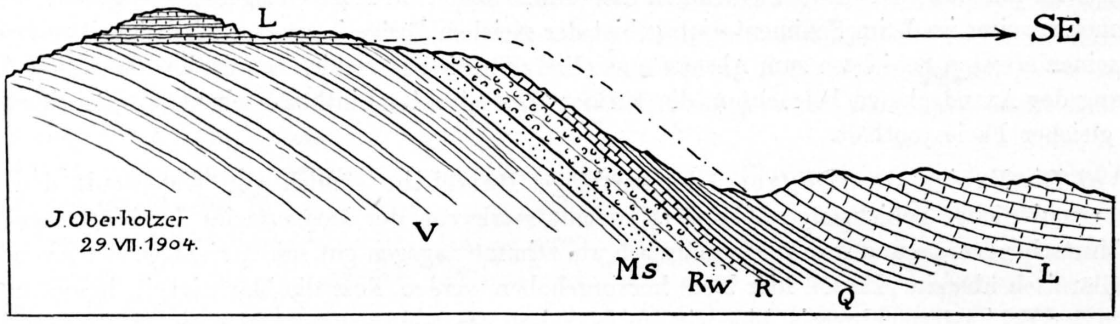


Fig. 37. **Diskordanz zwischen Lias, Trias und Verrucano am Breitmantel.**
Massstab ca. 1 : 8000.
V = Verrucano. Ms = Melsersandstein. Rw = Rauhwacke. R = Rötidolomit. Q = Quartenschiefer. L = Lias.

folge bildet. Auf der Kontaktfläche zwischen dem Lias und seinem Liegenden keilen also zwischen der Weissmeilenfurkel und dem Erdissattel nicht nur die ganze Trias, sondern auch eine über 200 m mächtige Folge von unterem Lias aus (Profil 6). Gegen W, in der Rottorkette, verschärft sich die Diskordanz noch mehr. Am Gipfel des Goggeien sitzt auf dem Verrucano eine kleine Liasmütze, die im E aus Magereuschichten, westlich davon aber aus den schwarzen Schiefern des obersten Lias besteht. Dann folgen westwärts am Gipfelgrat etwa 15 m Opalinusschiefer des Doggers, die anfänglich noch über die Liasschiefer hinübergreifen, westwärts aber unmittelbar auf dem Verrucano ruhen (Tafel 22, Figur 4) [1]). Weiter im W setzt sich der Dogger an den Gipfeln des Heustocks und des Rottors in Form von bis 50 m hohen Felskuppen fort, die mit auffallend unregelmässiger Grenzfläche auf den roten Verrucanoschiefern sitzen und durch mächtige rote Eisensandsteine und rote Echinodermen- und Muschelbreccien ausgezeichnet sind, wie sie in der Axendecke am Glärnisch vorkommen (Tafel 22, Figur 3). Im Zusammenhang damit ist noch der merkwürdige Hügel zu erwähnen, der nördlich von der Lusermatt auf dem Ostabhang des Heustocks sitzt. Er besteht wie die Gipfel von Rottor und Heustock aus Dogger in der Facies der Axendecke, trägt noch eine kleine Kappe von stark gequetschtem Schiltkalk und Quintnerkalk und ruht ebenfalls direkt auf dem Verrucano. Besonders merkwürdig ist, dass diese Dogger-Malmmasse nicht auf dem Scheitel, sondern am Fusse des dicht daneben steil aufragenden, 150—200 m hohen Verrucanokammes liegt.

Es schien mir nicht wahrscheinlich, dass nach dem Unterbruch der Sedimentation zwischen Trias und Jura die Transgression im Gebiet des Rottors erst zur Zeit des mittleren Doggers, in der

[1]) Dieser Doggerrest wurde erst im Jahr 1928 entdeckt und ist daher in der Geologischen Karte nicht angegeben.

Gegend der bloss 4 km weiter östlich liegenden Weissmeilenfurkel aber schon zur Zeit des untern Lias einsetzte, und ich glaubte, die vielen erwähnten Diskordanzen eher durch die Annahme einer Überschiebung von Lias und Dogger über Trias und Verrucano erklären zu können.

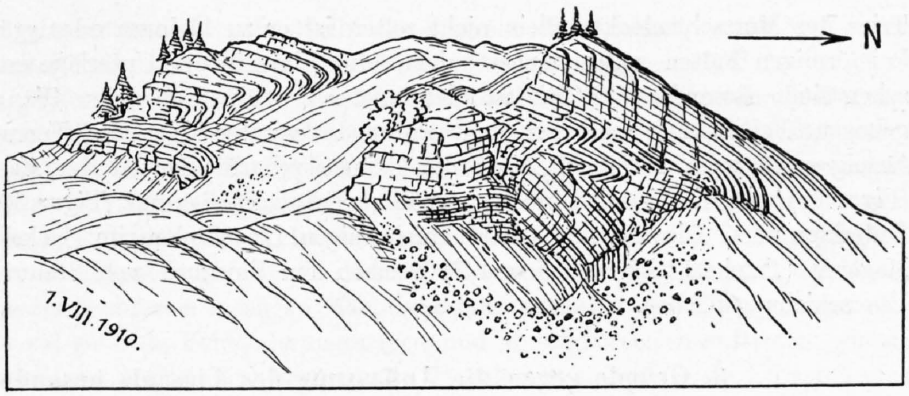


Fig. 38. **Faltung des Lias am Stelli (Flumseralpen).**

b) Während im verkehrten Schenkel der Weissmeilenfalte am Nordabhang des Weissmeilen Rauhwacke, Rötidolomit und Quartenschiefer in voller Mächtigkeit vorhanden sind, findet man am Grat zwischen Weissmeilen und Spitzmeilen im Gewölbeschenkel dieser Falte, wo man diese Schichten mindestens ebenso mächtig anzutreffen erwartet, zwischen der ziemlich schwachen Rauhwacke und dem Lias des Spitzmeilen bloss ein dünnes Bändchen von Rötidolomit und Quartenschiefer (Tafel 22, Figur 7). Auffällig ist ferner, dass in der Trias am Gipfel des Weissmeilen keine gut ausgebildete Gewölbeumbiegung vorhanden ist, während am Nordabhang die regelmässig gerundete Muldenumbiegung sehr schön zu sehen ist. Die Reduktion der Schichten des Gewölbeschenkels und die Deformation der Gewölbeumbiegung liessen sich am besten erklären, wenn man die Kontaktfläche von Trias und Lias als Überschiebungsfläche betrachten würde. Auch das Fehlen von Rauhwacke und Rötidolomit zwischen Verrucano und Quartenschiefer auf der Terrasse «Auf den Kämmen» am Westfusse des Gipsgrates liesse sich am besten als tektonische Verquetschung erklären, wenn man annehmen würde, der Lias sei über die Trias hinübergeschoben.

c) Im östlichen Teil der Tamonseralp, z. B. in der Umgebung der Hütte Tamons Vorsäss und nordwestlich von der Roten Wand, findet man den Lias nirgends in Form von soliden Felsbänken, sondern stets in Trümmer aufgelöst. In einzelnen Aufschlüssen zeigt er sich zwar deutlich geschichtet, aber durch zahllose Klüfte in lauter eckige Brocken und Splitter zertrümmert. Man könnte diese Erscheinung ebenfalls als eine Wirkung der Überschiebung des Lias über seine Unterlage erklären; vielleicht aber ist sie die Folge einer andern intensiven tektonischen Störung, die später besprochen werden soll. Noch in andern Gebieten, namentlich am Nordrand der Guscha, findet man die Oberfläche des Geländes ganz aus Liastrümmern zusammengesetzt. Leider fehlen aber Aufschlüsse, die einen sichern Entscheid darüber gestatten würden, ob unter der Oberfläche eine Liasdislokationsbreccie ansteht oder ob es sich lediglich um eine quartäre Schuttbildung handelt.

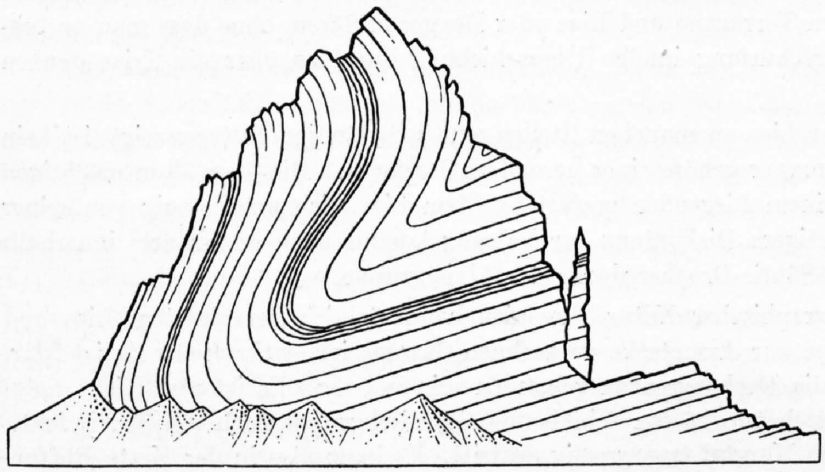


Fig. 39. **Die Liasfalte des Sexmor, von NE gesehen.**
Massstab ca. 3: 10,000.

d) Zugunsten der Anschauung, der Lias sei als besondere Decke über Trias und Verrucano hinweggeschoben, könnte man ferner auf die Tatsache hinweisen, dass seine Faltung nicht mit derjenigen seiner Unterlage übereinstimmt. Zwar verläuft er mancherorts in ruhiger Lagerung annähernd konkordant mit der

Trias der Mürtschendecke; allein nicht selten ist er zu kleinern oder grössern, nach N gewendeten knieförmigen Falten zusammengeschoben, ohne dass in der Unterlage entsprechende Biegungen zu sehen sind. Besonders auffällig ist dies an der Guscha, an deren Wänden mehrere kleine, scharf gebogene Falten aufgeschlossen sind, während darunter Trias und Verrucano ohne Faltung gleichförmig sanft nach N fallen. Auch die kleinen, scharfen Falten des Maskenkamms und des Stelli (Figur 38) und die ziemlich grosse, auffällige Falte des Sexmor (Figur 39) setzen sich nicht in der Unterlage fort. Die kleinen, scharf knieförmigen Liasfältchen im Sockel des Spitzmeilen und des Magereu (Tafel 22, Figuren 5 und 7) machen den Eindruck von Stauungsfalten, wie sie oft über Überschiebungsflächen zu sehen sind.

3. Gründe gegen die Auffassung des Lias als besondere Decke.

Es liegt auf der Hand, dass gegen meine früher geäusserte Ansicht, der Lias der Magereugruppe und die damit in Verbindung stehenden Vorkommnisse von Dogger und Malm gehören nicht zur Mürtschendecke wie ihr Liegendes, sondern sie seien die östliche Fortsetzung der Axendecke der Glärnischgruppe, ernstliche Bedenken geltend gemacht werden können. Vor allem steht mit dieser Ansicht die Tatsache im Widerspruch, dass trotz der vielen stratigraphischen Lücken und Diskordanzen der Lias mit Trias und Verrucano doch eine normale Schichtreihe bildet und dass, abgesehen von einer lokalen sekundären Störung im Gebiet Tamonseralp-Guscha, in dem ganzen weiten Gebiet der Lias stets auf ältern Schichten liegt, während doch das allgemeine Gesetz gelten sollte, dass die ältesten Schichten einer Deckenbasis auf jüngern Schichten der tiefern Decke liegen. Bei der Annahme, der Lias ruhe mit einer Überschiebungsfläche auf der Trias der Mürtschendecke, bleibt unbegreiflich, warum in dem 15 km breiten Gebiet zwischen dem Weisstannental und dem Walensee-Seeztal Jura und Kreide über der Trias der Mürtschendecke fehlen, und was mit diesen dort gewiss einmal vorhandenen Schichten geschehen ist. Das Bedenken fällt dahin, wenn man Verrucano, Trias und Lias des Gebietes als eine tektonisch einheitliche Decke betrachtet.

Zu einem weitern Bedenken gibt die Tatsache Anlass, dass an mehreren Stellen, namentlich im Gebiet der Tamonseralp und südlich von Unterterzen (Profile 2 und 3), Trias und Lias wie die Glieder einer zur gleichen Decke gehörenden Schichtreihe intensiv miteinander verfaltet sind, so dass der Lias in die Triassynklinalen eindringt. Wenn auch anderwärts Deckeneinwicklungen vorkommen, so ist es doch nicht sehr wahrscheinlich, dass in diesem Gebiete der Lias über die ganze Breite der Mürtschendecke hinübergeschoben und erst nachher mit der liegenden Trias intensiv verfaltet wurde.

In der Festlandsperiode, die der Ablagerung des Lias vorausging, wird die Trias, die in unserem Gebiet wahrscheinlich überall bis und mit den Quartenschiefern zum Absatz kam, an verschiedenen Stellen in ungleichem Mass wieder abgetragen worden sein; auch wird der Absatz des Lias nicht an allen Stellen gleichzeitig eingesetzt haben. Auf diese Weise lassen sich die vielen ungleich grossen stratigraphischen Lücken zwischen Verrucano und Lias oder Dogger erklären, ohne dass man an tektonische Verquetschung oder Verschürfung infolge Überschiebung des Lias über die Trias denken muss.

Auch der Umstand, dass der Lias an manchen Stellen eine selbständige Faltung zeigt, ist kein zwingender Grund für die Annahme, er gehöre einer besondern Decke an. Die über 50 m mächtigen plastischen Quartenschiefer in seinem Liegenden gestatteten dem Lias, sich unabhängig von seiner Unterlage zu falten. Viel grossartigere Diskordanz der Faltung kommt auch anderwärts innerhalb der gleichen Decke, z. B. in der Säntis-Drusbergdecke der Alviergruppe, vor.

Auch die Argumente stratigraphischer Natur, die mich hauptsächlich veranlassten, Lias und Dogger der Magereu-Guschagruppe zur Axendecke zu rechnen, lassen sich entkräften. Es ist klar, dass Faciesänderungen nicht an die Deckengrenzen gebunden sein müssen. Es ist also leicht möglich, dass der Lias, der in der Mürtschendecke von Schild- und Glärnischgruppe noch vollständig fehlt, in der Mürtschendecke östlich vom Murgtal transgressiv auftritt. Es kann also in der Kette Rottor-Magereu-Weissmeilen die unregelmässige Kontaktfläche von Dogger und Lias einerseits mit Verrucano und Trias andererseits als Transgressionsgrenze aufgefasst werden statt als Überschiebungs-

fläche, wie ich das früher getan habe. Immerhin bleibt der grosse Sedimentationswechsel auf dieser kurzen Strecke von bloss 4 km eine auffallende Erscheinung.

Das Rätsel, dass der Dogger der Rottorkette und des Reischiben bei Walenstadt von der Doggerfacies der Mürtschendecke in der Schildgruppe stark abweicht und mehr mit derjenigen der Axendecke übereinstimmt, löst sich, wenn man die Faciesänderung in der Mürtschendecke des Glärnisch studiert. Wie im stratigraphischen Teil gezeigt wird, ist der Dogger der Mürtschendecke am Vorderglärnisch in gleicher Facies ausgebildet wie in der Mürtschendecke im mittleren Teil der Schildgruppe. Allein südlich von der Guppenruns tritt in dieser Decke eine Faciesänderung in der Weise ein, dass die Dogger-Echinodermenbreccie rasch an Mächtigkeit gewinnt und neben der grauen eine mehr oder weniger intensiv rot gefärbte Echinodermenbreccie und Muschelbreccien auftreten, wie sie im Dogger des nördlichen Teils der Axendecke vorkommen. Es vollzieht sich also gegen S rasch eine Annäherung an die Doggerfacies der Axendecke. Dasselbe kann nun auch in der Mürtschendecke auf der Ostseite des Linthtales geschehen sein. Diese Änderung ist dort tatsächlich bereits im Doggerprofil von Robmen am Ostfusse des Mürtschenstocks durch das Auftreten einer rötlichen Muschelbreccie angedeutet. Es kann also ganz wohl der durch rote Echinodermen- und Muschelbreccien ausgezeichnete und mächtige Dogger der Rottorkette und des Reischiben zur Mürtschendecke gehören.

2. Der tektonische Zusammenhang der Magereu-Guschagruppe mit der Churfirsten- und Alviergruppe.

Verrucano und Trias der Mürtschendecke tauchen bei Murg und Unterterzen nordwärts unter den Walensee und keilen wahrscheinlich unter seinem Boden aus. Am Nordufer des Sees dagegen erscheinen zwischen Betlis und dem Zementbergwerk von Walenstadt als Sockel der Churfirstenkette die jüngern Schichten der Decke, Malm, Kreide und Eocän. Die Schichtreihe reicht über Quinten bis zu 1550 m hinauf und sinkt von dort aus, wie die ältern Schichten auf der Südseite des Sees, axial nach W gegen Betlis, ostwärts gegen Walenstadt. Zwischen Seemühle-Walenstadt und Tscherlach schiebt sich zwischen die Mürtschendecke und die Säntisdecke der Gipfelregion als Unterlage der Terrasse von Walenstadterberg nach Arnold Heim (**196, 359** und **228,** p. 624) eine neue, bloss aus Dogger und Malm bestehende Decke, die Walenstadter Zwischendecke, ein. Nach ihrer Lage könnte sie als östliche Fortsetzung der Axendecke betrachtet werden. Nun aber erscheint nicht nur der Malm in fast allen Aufschlüssen stark zerklüftet oder in eine Breccie umgewandelt, wie auch Arnold Heim aufgefallen ist, sondern es zeigen nach meinen Beobachtungen auch der Dogger und der ihn begleitende Schiltkalk überall die Erscheinungen einer Rutschmasse, so dass die ganze Felsmasse wahrscheinlich nicht wirklich anstehend, sondern eine grosse diluviale, aus der Säntisdecke abgesunkene Sackung ist.

Der zwischen Berschis und Heiligkreuz am Fusse der Alviergruppe auftretende Lias (vgl. die geologische Karte **367**) bildet mit den darüberliegenden Schichten eine einheitliche Schichtfolge und gehört daher sicher zur Säntisdecke, obschon er die intensive Faltung von Dogger und Malm dieser Decke nicht mitmacht. Beim Blick auf die geologische Karte ist man geneigt, diesen Lias als die östliche Fortsetzung desjenigen der Magereu-Guschagruppe zu betrachten, und diese Anschauung wird noch durch die Tatsache unterstützt, dass die Liasschichten (Magereuschichten) sowohl unter der Kapelle St. Georgen bei Berschis wie in dem Felssporn, der auf der Westseite des Seeztales die Ruine Gräplang trägt, eine gegen N geöffnete Synklinale bilden (vgl. Arnold Heim **196,** Figur 2) und dass beide Synklinalen genau im gleichen Streichen liegen, so dass die eine die Fortsetzung der andern zu sein scheint. Dann aber müsste der Lias von Gräplang und damit der Lias der Magereu-Guschagruppe überhaupt ebenfalls zur Säntisdecke gehören. Das steht aber mit unserer bisherigen Darstellung im Widerspruch und ist auch von vornherein höchst unwahrscheinlich.

Dass der Lias von Gräplang sich kaum in dem in gleicher Höhe bei Berschis auftretenden Lias fortsetzen kann, ergibt sich auch, wenn man bedenkt, dass in diesem Gebiet die Decken und ihre Falten

mit starkem Axialgefälle nach NE sinken. In der Terrasse von Ober- und Unterfäsch sinkt die Liassynklinale von Gräplang mit 23 % Neigung nach NE (vgl. Figur 45, p. 160). Hält dieses Axialgefälle quer über das Seeztal hinüber im gleichen Masse an, woran kaum zu zweifeln ist, so kommt diese Synklinale bei Berschis schon 300 m unter die Talsohle zu liegen. Die Synklinale von St. Georgen ist daher sehr wahrscheinlich nicht identisch mit derjenigen von Gräplang. Damit fällt der wichtigste Grund weg, der für einen direkten tektonischen Zusammenhang der Liasschichten zu beiden Seiten des Seeztales sprechen könnte. Der Lias der Magereu-Guschagruppe kann also nicht zur Säntisdecke, sondern nur zu einer tieferen Decke gehören.

Beim Blick auf die geologische Walenseekarte (**359**) wird man vermuten, der Dogger des Reischiben setze sich auf der Nordseite des Walenseetales in demjenigen der «Walenstadter Zwischendecke» fort. Wenn aber letztere nicht existiert und Lias und Dogger des Gebietes südlich vom Walensee-Seeztal noch zur Mürtschendecke gehören, so muss man sich vorstellen, der Dogger des Reischiben setze sich unter dem Walenseebecken durch in die Basis der zur Mürtschendecke gehörenden hohen Malmwände am nördlichen Seeufer zwischen Walenstadt und Quinten fort.

Wie die Profile 2—5 zeigen, fügen sich die Profile durch die Churfirstenkette zwanglos in diejenigen durch das Südufer des Walensees ein, wenn man den Lias der Magereu-Guschagruppe als Glied der Mürtschendecke betrachtet; dagegen würden sehr unwahrscheinliche Profilbilder entstehen, wenn man annehmen würde, er gehöre zur Axendecke und liege also tektonisch höher als Malm und Kreide des Churfirstensockels zwischen Walenstadt und Quinten.

3. Faltungen in der Magereu-Guschagruppe.

Im ganzen südlichen Teil der Magereu-Guschagruppe, in der Kette zwischen dem Foopass und dem Spitzmeilen, an den Nordabhängen des Weisstannentales und zu beiden Seiten des hintern und mittleren Schilsbachtales zeichnen sich der über 500 m mächtige Verrucano und die

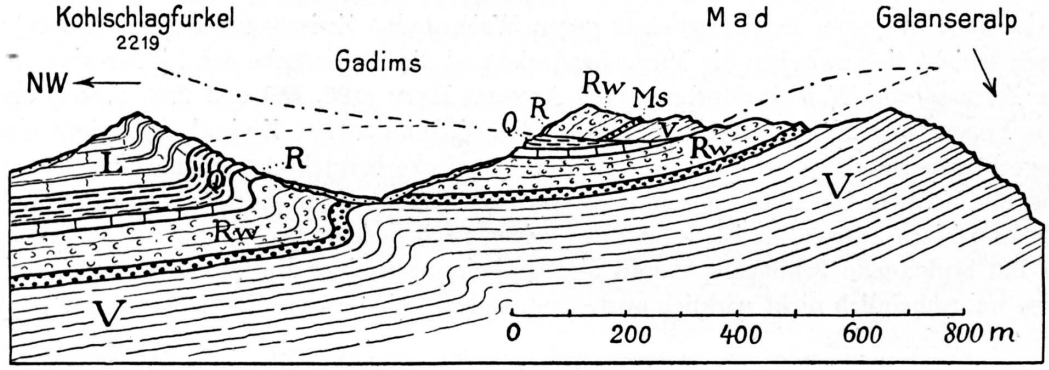


Fig. 40. Überschiebung der Tamonserschuppe zwischen Galanseralp und Gadims.

V = Verrucano. Ms = Melsersandstein. Rw = Rauhwacke. R = Rötidolomit. Q = Quartenschiefer. L = Lias.

Trias der Mürtschendecke durch auffallend ruhige Lagerung aus. Fast ohne Faltung sinken sie annähernd konkordant zur Überschiebungsfläche im westlichen Teil nach N, im östlichen Teil nach NE; mehrere Kilometer weit zieht an den Wänden des Schilsbachtales das Triasband mit einer Neigung von 10—15° fast geradlinig zwischen der violettroten Verrucanomasse und der düstern Liasdecke dahin. Einzig südlich von der Kohlschlagfurkel fällt an den Abhängen des Guli (Figuren 40 und 41) eine etwa 50 m hohe, von Trias und Lias gebildete, nordwärts geneigte Falte auf, und am Südabhang der Risegg werden der obere Teil des Verrucanos und die Trias von einem Querbruch durchschnitten, durch den der östliche Gebirgsteil um etwa 40 m gehoben worden ist.

Im südlichen Teil der Guschagruppe zeigt sich über dieser ruhig gelagerten Schichtreihe eine intensive tektonische Störung (Profile 2—5). Auf der Terrasse Mad im obersten Teil der

Galanseralp liegt über der Rauhwacke der normalen Verrucano-Triasserie der Mürtschendecke nochmals eine 10—50 m mächtige Folge von roten Verrucanoschiefern, und darüber folgen als normale Fortsetzung etwa 5 m Melsersandstein, 80 m Rauhwacke und Rötidolomit und darüber der Lias (Figuren 40 und 41). Diese überschobene Verrucano-Triasserie sinkt annähernd parallel mit der tieferen Serie gegen N und sticht im Hintergrund des Kohlschlagertales, östlich von Ober-Gadims, wieder aus dem Abhang heraus. Man findet dort südlich von den Hütten von Kläui von oben nach unten folgendes Profil (Tafel 23, Figur 4):

1. Rote Quartenschiefer mit Quarzsandsteinbänken, den Gipfel 2272 m bildend;
2. etwa 15 m Rötidolomit;
3. etwa 80—100 m Rauhwacke;
4. 5—8 m Melsersandstein, oben mit einigen Dolomitbänken;
5. 5—7 m rote, glänzende Verrucanoschiefer;
6. etwa 25 m Rauhwacke;
7. 3—5 m Rötidolomit;
8. etwa 80 m Quartenschiefer, nämlich
   a) 6—10 m weisse Quarzitbänke mit roten Schieferlagen,
   b) etwa 25 m rote Schiefer mit Dolomitknollen,
   c) 8—10 m graugrüne Schiefer mit dunkeln Körnchen,
   d) 20—25 m rote Schiefer,
   e) 15—20 m Quarzsandsteinbänke mit roten Schieferlagen;
9. Rötidolomit und Rauhwacke der normalen Mürtschendeckenserie.

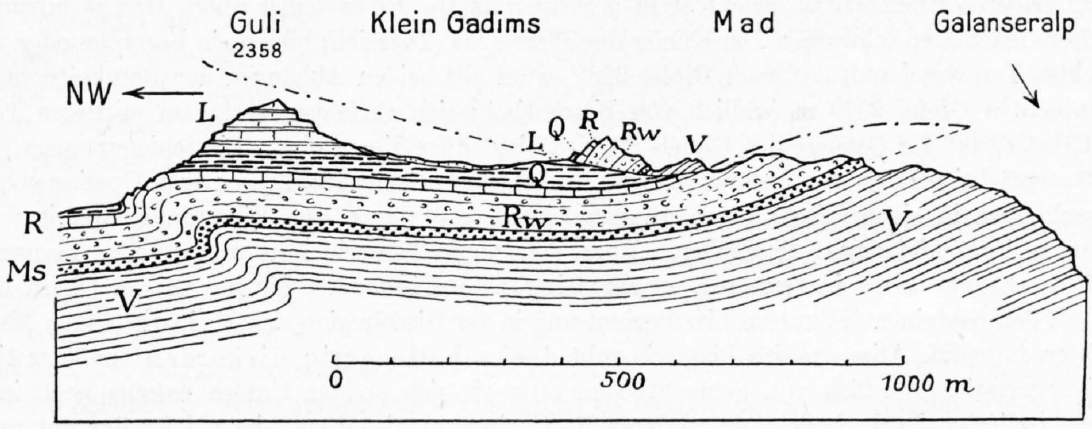


Fig. 41. **Überschiebung der Tamonserschuppe auf die Mürtschendecke im südwestl. Teil der Mad-Terrasse.**
V = Verrucano. Ms = Melsersandstein. Rw = Rauhwacke. R = Rötidolomit. Q = Quartenschiefer. L = Lias.

Besonders hervorzuheben ist, dass in diesem Profil zwischen die normale Mürtschendeckenserie und die überschohene Schichtfolge ein verkehrter Mittelschenkel (Nrn. 6—8 *b*) eingeschaltet ist.

Die überschobene Serie steigt axial gegen W an und streicht am Gipfel des Walenkamms in die Luft hinaus; ostwärts aber lässt sie sich durch das Karbecken von Tamons-Hintersäss hindurch bis nach Tamons-Vorsäss verfolgen. Der Verrucano keilt jedoch schon im westlichen Teil von Tamons-Hintersäss aus. Östlich davon schneidet die überschobene Serie die oberen Schichten der Mürtschendecke schief ab, so dass man am Bergrücken zwischen Tamons-Hintersäss und Vorsäss ihre Rauhwacke der Reihe nach auf Rauhwacke, Rötidolomit, Quartenschiefer und dann auf langer Strecke auf dem in eine Breccie aufgelösten untern Lias der tieferen Serie aufruhen sieht. Obschon das Anstehende in der Umgebung von Tamons-Vorsäss stark durch Moräne und Vegetation verhüllt ist, lassen die vorhandenen Aufschlüsse doch erkennen, dass die überschobene Serie auch hier noch vorhanden ist. Die tiefere Trias-Liasserie streicht von der Roten Wand her nordwärts unter der Moränendecke von Ober- und Unter-Geissegg durch und erscheint samt ihrer Verrucanobasis wieder im Tal-

einschnitt von Kohlschlageralp. Von der überschobenen Trias ist nördlich von Tamons-Vorsäss nur noch der Quartenschiefer vorhanden; aber am Hühnerkopf stellen sich darunter Rötidolomit und Rauhwacke wieder ein. Am Nordwestabhang des Hühnerkopfs dringen in die mächtigen Quartenschiefer der tieferen Serie zwei dünne Keile von unterem Lias ein, und die zwischen Tamons-Vorsäss und dem Loskopf aufgeschlossene umfangreiche, aber dünne Liasdecke stellt einen dritten, im N völlig verquetschten, unter der überschobenen Trias liegenden Muldenkern dar. Quartenschiefer und Lias der tieferen Serie sind also im Hühnerkopf zu kleinen, liegenden Falten zusammengeschoben (Profil 3).

Einigen Aufschluss über den Zusammenhang der überschobenen Verrucano-Trias-Liasserie mit ihrer Unterlage geben die Erscheinungen am Grat zwischen dem Madkopf und dem Wannekopf. Nordwestlich von letzterem Gipfel werden die südwärts ansteigenden Melsersandsteinbänke und die Rauhwacke der Mürtschendecke plötzlich durch rote Verrucanoschiefer schief abgeschnitten und überdeckt, die ohne Muldenumbiegung von dem mächtigen Verrucano des Wannekopfs abzweigen. Daraus geht hervor, dass die höhere Verrucano-Triasserie nicht etwa einer neuen höhern Decke (Axendecke) angehört, sondern dass es sich um eine deckfaltenartige Schuppe handelt, die am Nordrande des Weisstannentales von der Mürtschendecke abzweigt.

Diese Hühnerkopfüberschiebung greift über den Taleinschnitt von Kohlschlageralp nach NW auch noch auf die Guschakette hinüber. Vom Südende dieses 5 km langen Bergrückens sinken Verrucano, Trias und Lias in ruhiger Lagerung flach nach N; einzig in seinem mittleren Teil, unter dem Gipfel 2231 m, ist an den Liaswänden über Halden eine schöne, nordwärts überliegende Falte entblösst. Während im ganzen südöstlichen Teil der Gebirgsgruppe vom Lias bloss seine untere Abteilung erhalten geblieben ist, reicht er in der Guschakette bis zu seiner obern Grenze hinauf. Die 30—50 m mächtigen schwarzen Tonschiefer des obern Lias (Toarcien) bilden ein begrastes oder schuttbedecktes Terrassenband, das vom Gipfel 2231 m an auf beiden Abhängen der Bergkette südwärts bis unter den Gipfel 2370 m (südlich von Herrentisch) sich verfolgen lässt. Im mittleren Teil der Guschakette, auf der Ostseite des Gipfels 2280 m, liegt über diesen obern Liasschiefern noch eine 20 bis 30 m mächtige Folge von unterem Dogger, bestehend aus schwarzen, knorrigen Opalinusschiefern, die nach oben in einen Wechsel von dünnen Linsen und Lagen von Eisensandstein mit welligen schwarzen Tonschieferlagen übergehen. Über den obern Liasschiefern und diesem Dogger aber folgt nochmals eine im ganzen normalliegende Liasserie, die im SE der Obern Guscha stets mit den Gesteinen des untern Lias beginnt und in der Gipfelregion sich bis in die oberen Magereuschichten fortsetzt. Diese zweite Liasserie ruht deckschollenartig diskordant auf der tieferen Lias-Doggerserie. Nördlich von Schlachtboden setzt sie sich an der Untern Guscha noch in einer kleinen, isolierten Deckscholle fort, an deren Rand ringsum die obern Liasschiefer der untern Serie hervortreten. Merkwürdig ist, dass die etwa 30 m hohe Felswand, mit der die Obere Guscha (Gipfel 2370 und P. 2280) ostwärts zur Doggerterrasse abfällt, aus den belemnitenführenden Sandkalken der Magereuschichten (mittlerer Lias) besteht, die zu einer gegen WNW geöffneten Mulde zusammengebogen sind und oben durch den untern Lias der höheren Serie schief abgeschnitten werden. Im Gegensatz zu der ruhigen Lagerung der untern Liasserie ist die Deckscholle stark durch kleinere, auffallend steil gegen NNE streichende Falten gestört. Man beobachtet knieförmige, nach WNW geneigte Falten am Grat östlich von Herrentisch und am Ostabhang des Weissenberges (2424 m), unregelmässige Verbiegungen am Ostabhang der Obern Guscha (2370 m) und unter dem nördlichen Teil dieses Gipfels eine gegen WNW gewendete liegende Falte.

Man könnte versucht sein, die überschobene Liasserie der Gipfelregion der Guschakette als den untern Teil einer höhern Hauptdecke, der Axendecke, zu betrachten; allein viel natürlicher erscheint es, sie gemäss der Darstellung in Profil 4 als nordwestliche Fortsetzung der Hühnerkopf-Tamonseralpschuppe anzusehen. Wir müssen annehmen, dass die tieferen Schichten dieser Deckschuppe, Verrucano, Trias und der unterste Teil des Lias, über dem Kohlschlagertal in der Luft auskeilen, so dass sie im Gipfelgebiet der Guscha nur noch aus dem obern Teil des untern Lias und dem mittleren Lias (Magereuschichten) besteht. Die am Südende der Guschakette (nörd-

lich von der Kohlschlagerfurkel) in der tieferen Liasserie an der Ostwand wie an der Westwand sichtbare, nordwärts geöffnete Mulde stellt nicht die direkte Verbindung der beiden Liasserien dar; die 10—15° NW fallenden, etwas zerbrochenen, an einer Stelle auch zu einer kleinen Falte zusammengeschobenen Schichten der oberen Serie sitzen über einer Überschiebungsfläche diskordant auf dem südostfallenden überkippten Schenkel jener Mulde. Letztere muss dem System kleiner sekundärer Falten angehören, deren Liasmuldenkerne wir am Nordwestabhang des Hühnerkopfs beobachtet haben.

Wie weit die Hühnerkopf-Tamonseralpschuppe sich ursprünglich gegen N ausdehnte, lässt sich nicht feststellen, da sie am Nordwestrand der Guscha kein Stirngewölbe zeigt und ihre über die Guschagruppe hinausreichenden Fortsetzungen durch Erosion völlig verschwunden sind.

Nordwestlich von der Guschagruppe zeigen sich erst im Gebiet zwischen Spitzmeilen und Magereu wieder kräftige Faltungen. Die grösste tektonische Form dieses Gebietes ist die Weissmeilenfalte (Profil 6). Verrucano und Trias steigen aus annähernd horizontaler Lage unter dem Gipfel des Spitzmeilen als Gewölbeschenkel der Falte mässig steil gegen NW an. Zum überkippten Mittelschenkel gehört die Trias des Gipsgrates und seines Nordwestabhanges. Die Muldenumbiegung ist sehr schön am Nordostfusse des Weissmeilen (Tafel 22, Figur 7) und in der Furkel von Bützi am Südende des Gipsgrates sichtbar. Der geradlinig nach NNE streichende Triasgrat zwischen dem Madplateau und dem Tälchen von Fursch und ebenso der Triaskamm zwischen Bützi und dem Gulderstockgipfel gehören bereits dem normalliegenden, 10—20° NW fallenden Muldenschenkel der Falte an. Im überkippten Mittelschenkel und im Gewölbekern liegt der prachtvoll rote Verrucanoschiefer des Schönbühl. Seine ursprüngliche Schichtung ist zwar durch das im Verrucano dieses Gebietes herrschende, etwa 20° SE fallende Clivage verwischt; allein einige im obern Teil der roten Schiefermasse liegende graue Sandsteinbänke zeigen deutlich die überkippte Stellung der Schichten und den Beginn der Gewölbeumbiegung (Figur 42).

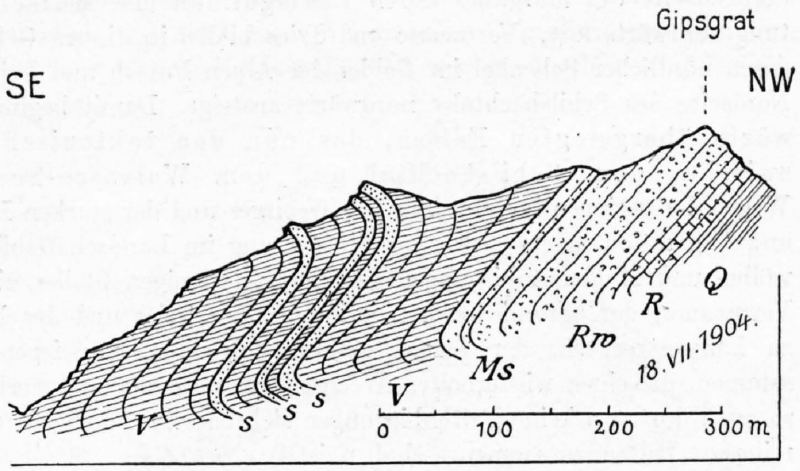


Fig. 42. **Faltung und Clivage im Verrucano am Südostabhang des Gipsgrates.**

V = Verrucanoschiefer mit Sandsteinbänken (S). Ms = Melsersandstein. Rw = Rauhwacke. R = Rötidolomit. Q = Quartenschiefer.

Früher schon (p. 149) wurde betont, dass Rauhwacke, Rötidolomit und Quartenschiefer im Gewölbeschenkel unter dem Lias des Spitzmeilengipfels auffallend reduziert sind und dass deshalb die Gewölbeumbiegung in der Trias des Weissmeilengipfels nicht deutlich ausgebildet ist (Tafel 22, Figur 7). Fast noch merkwürdiger ist, dass am Westfusse des Weissmeilen, auf dem Plateau «Auf den Kämmen», im normalen Muldenschenkel die Trias nur durch den Quartenschiefer vertreten ist; erst weiter im SW stellen sich Rötidolomit und Rauhwacke in reduzierter Mächtigkeit ein. Gegen den Gulderstock hin keilen dann zuerst die ältern und nachher die jüngern Triasschichten aus, so dass der Lias des Gulderstocks direkt auf dem Verrucano ruht.

Im untern Lias des Spitzmeilen fallen einige nordwärts geneigte, scharf zickzackförmige kleine Falten auf; darunter aber steigen Verrucano und die reduzierte Trias ohne Faltung als Gewölbeschenkel der Spitzmeilenfalte gegen NW empor. Überdies schneidet die Grenzfläche von Trias und Lias den untern Lias des Spitzmeilen gegen NW schief ab, so das in der Furkel zwischen Spitzmeilen und Weissmeilen der Lias mit viel jüngern Schichten beginnt als am Südostfusse des Gipfels.

Noch viel auffallender ist die Diskordanz im Gebiet des Magereu, wie schon p. 148 bemerkt wurde. In der Furkel zwischen Weissmeilen und Magereu findet man zwar noch die ältesten Liasschichten konkordant mit den Quartenschiefern in überkippter Stellung nach SE fallend; aber nordwestlich davon liegt die mächtige Schichtreihe des untern Lias völlig diskordant auf der reduzierten Trias und keilt über derselben gegen NW aus. Während Verrucano und Trias unter dem Magereu eine weitgespannte flache Mulde bilden, stellt sein Lias ein an die Weissmeilenmulde sich anschliessendes Gewölbe dar, in dessen Kern die untern Liasschichten zu einer Schar von kleinen, nordwärts geneigten Falten zusammengeschoben sind (Profil 6 und Tafel 22, Figur 5). Der Nordschenkel des Gewölbes fällt vom Magereugipfel ziemlich steil gegen NW und biegt gegen den Erdissattel wieder zu einer flachen Mulde um, in der bei P. 2293 m noch die oberen Liasschiefer erhalten sind. Dann richten sich dicht östlich vom Erdissattel die Liaskalkbänke plötzlich zu senkrechter Stellung auf und setzen sich westlich davon am Gipfel des Goggeien wieder in horizontaler Lage fort. Diese auffällige Störung scheint durch eine lokale N—S streichende Querfalte bedingt zu sein.

Nördlich von den Falten des Magereu setzen sich Verrucano, Trias und Lias in der Kette auf der Ostseite des Murgtales durch Erdisgulmen und Mütschüölergulmen ohne stärkere Faltung nordwärts fort. Verrucano und Trias bilden in diesem Gebiete eine breite, sehr flache Mulde, deren nördlicher Schenkel im Gebiet der Alpen Fursch und Leist und namentlich deutlich auf der Nordseite des Schilsbachtales nordwärts ansteigt. Damit beginnt ein neues System von nordwärts übergelegten Falten, das nun den tektonischen Bau des ganzen Gebietes zwischen dem Schilsbachtal und dem Walensee-Seeztal beherrscht (Profile 2—5). Wegen der geringen Durchtalung des Gebirges und der starken Bedeckung des Geländes mit Moräne und Vegetation macht sich zwar die Faltung im Landschaftsbilde nur wenig bemerkbar, und Gewölbe- und Muldenumbiegungen sind nur an wenigen Stellen sichtbar. Allein die Aufschlüsse des Verrucanos, der verschiedenen Abteilungen der Trias und des Lias ordnen sich in diesem Gebiete zu langgestreckten, der Streichrichtung folgenden, vorwiegend südfallenden Gesteinszonen zusammen, die einen wiederholten Wechsel von normaler und verkehrter Schichtfolge darstellen, und so auch dort, wo keine Faltenbiegungen sichtbar sind, doch den Schluss erlauben, dass die Schichtreihe zu Falten zusammengeschoben ist [1]).

So lassen sich auf den Querprofilen durch Maskenkamm und Prodkamm, die obere Molseralp und den Zirkus von Oberterzen (Profile 2—4) mit Sicherheit vier bis fünf aufeinandergeschobene Falten feststellen. In den aus intensiv roten Verrucanoschiefern bestehenden Gewölbekern der obersten und südlichsten dieser Falten ist das hübsche Längstälchen von Ober-Molseralp und weiter im E die breite, von Torfmooren erfüllte Mulde von Tannenboden eingeschnitten. Der aus Melsersandstein, Rauhwacke und Rötidolomit bestehende verkehrte Mittelschenkel der Falte bildet die Felsrippe, die das Tälchen von Ober-Molseralp von demjenigen von Winkelzahn trennt. Am Westende von Ober-Molseralp keilen diese verkehrtliegenden Triasschichten rasch aus, so dass am Verbindungsgrat zwischen Zieger und Stelli der dünn ausgezogene Verrucanogewölbekern direkt auf die mächtigen Quartenschiefer hinaufgeschoben ist, welche den Muldenkern zwischen der Falte von Ober-Molseralp und der nordwärts folgenden zweiten Falte bilden. Der Verrucanogewölbekern sticht noch aus dem Westabhang jenes Verbindungsgrates heraus, zieht sich aber dann rasch gegen SW ins Innere des Gebirges zurück; westlich vom Zieger wird der Gewölbekern der Falte bloss noch durch den etwa 20 m dicken Rauhwackekeil dargestellt, der östlich vom Passübergang zwischen Alp Seewen und Alp Leist vom untern Lias des Zieger bedeckt wird und auf Quarziten des untersten Lias aufruht.

Der über der Trias des ziemlich gleichförmig nach SE gegen das Schilsbachtal fallenden Gewölbeschenkels folgende untere Lias sitzt diskordant auf seiner Unterlage, meistens auf mächtigen Quartenschiefern, stellenweise aber auch auf Rötidolomit oder Rauhwacke. Am Gipfel des Maskenkamms ist sein oberer Teil zu einer etwa 30 m hohen, kniefömigen Falte mit nordwärts überkipptem Mittelschenkel zusammengeschoben, über der zu oberst noch der Beginn einer höhern

[1]) Die Beschreibung dieses Faltensystems enthält manche Lokalnamen, die in der Geologischen Karte fehlen, dagegen in den Blättern 1 : 25,000 des topographischen Atlas zu finden sind.

kleinen Falte angedeutet ist (Figur 43). Die tiefere Falte setzt sich wahrscheinlich in der kleinen, nordwärts geneigten Liasfalte fort, die am Südabhang des Prodkamms aufgeschlossen ist. Der Lias dieses Gebietes scheint also im Gegensatz zu dem ruhigen Verlauf der darunterliegenden Trias zu kleinen, aber scharf ausgeprägten Falten zusammengeschoben zu sein.

Der verkehrte Triasschenkel der Falte von Ober-Molseralp dringt am Nordrande dieser Alp nur wenig tief ins Gebirge ein und biegt nahe unter der Oberfläche wieder zu normaler Lage um. Nordöstlich von der Hütte von Ober-Molseralp (1607 m) sieht man auf langer Linie längs des gegen Unter-Molseralp fliessenden Bächleins die Grenzfläche von Verrucano und Melsersandstein etwa 70° steil nach WNW fallen; aber bei den Hütten von Unter-Molseralp und nordöstlich davon fällt die Melsersandsteinbank wieder verkehrt 30° steil unter den Verrucanogewölbekern ein und ruht wieder auf Verrucanoschiefern. Sie lässt sich in dieser Stellung ostwärts dem Südrande des Tschudiwaldes entlang bis zum Tobelbach (Flumser Grossberg) verfolgen und stellt offenbar die äusserste Spitze der Triasmulde dar, welche die Falte von Ober-Molseralp von der nordwärts folgenden Falte trennt.

Parallel zu dieser Melsersandsteinbank und etwa 500 m südlich davon verläuft zwischen der Untern Molseralp und dem Becken von Tannenboden nochmals eine Melsersandsteinzone, die normal auf dem Verrucano liegt und im W steil, im E flach gegen SE unter den Verrucano von Tannenboden einfällt. Sie muss wohl als Kern einer kleinen Mulde aufgefasst werden, durch welche der im SW einheitliche Verrucanogewölbekern der Falte von Ober-Molseralp in zwei flache Teilgewölbe geteilt wird. Dieser Melsersandsteinzug streicht östlich vom Tobelbach noch durch den Nordrand des Gauewaldes, ist nördlich davon als Hangendes des Verrucanos im Bett dieses Baches auf langer Strecke aufgeschlossen und hängt dort östlich von Tschudiwiesen mit dem Melsersandstein zusammen, der die Falte von Ober-Molseralp im N als Synklinale begrenzt.

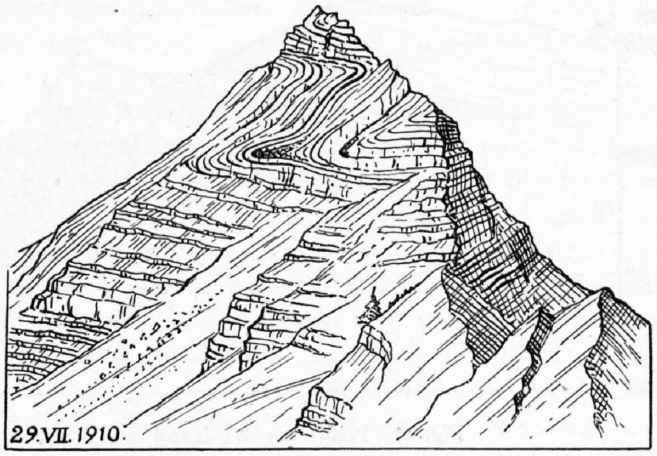


Fig. 43. **Faltung im Lias am Gipfel des Maskenkamms.** (Von Osten gesehen.)

Der nördlich von dieser Synklinale folgende schmale Zug von etwa 20° SE fallenden Verrucanoschiefern, der mit Punkt 1412 m bei den Hütten von Unter-Molseralp beginnt und unter dem Kurhaus Gamperdon und durch den Tschudiwald bis zum Tobelbach nach NE streicht, gehört dem Gewölbekern einer zweiten Falte von kleinerem Ausmass, der Falte von Winkelzahn-Gamperdon an. Südwestlich von P. 1412 m bleibt ihr Verrucanogewölbekern unter der Trias und unter den Moränen des Tälchens von Winkelzahn verborgen. Die bis 60° steil südostfallenden Rötidolomitbänke von Winkelzahn (P. 1572 m) gehören bereits dem verkehrten Mittelschenkel der Falte an. Südwestlich davon, am Katzenberg (Nordausläufer des Stelli) sieht man sie zum Gewölbe umbiegen und gegen W unter die Quartenschiefer untertauchen, die hier zu über 150 m Mächtigkeit aufgehäuft sind, weil sich darin ein Gewölbescheitel und zwei Muldenkerne vereinigen.

Der Rötidolomitgewölbekern tritt auf der Westseite des Stelli wieder zutage, verschwindet aber südlich von den Hütten von Alp Seewen (bei zirka 1800 m) abermals mit deutlicher Gewölbebiegung unter der mächtigen Quartenschiefermasse. Etwa 100 m tiefer unten, am Wege zwischen den Hütten von Seewen und Grub, taucht dieser Rötidolomit, wahrscheinlich als Kern eines tieferen Teilgewölbes der Falte von Winkelzahn, wieder aus der Quartenschieferumhüllung auf und steigt, eine auffällige, 30—50 m dicke Felsrippe bildend, nach NW gegen den Gipfel Guschafella empor. Er erscheint im ganzen als verkehrte Schichtfolge, die auf einer 100—200 m mächtigen, oben verkehrt, unten normalliegenden Quartenschiefermasse aufruht (Figur 44). Die im E flach südfallenden Rötidolomitbänke beginnen westwärts bald sich steil aufzurichten; im mittleren Teile des Abhangs, bei 1800 m,

fallen sie eine kleine Strecke weit sogar in normaler Lage nach N, dann biegen sie wieder muldenförmig um und steigen in verkehrter Lage steil südwestfallend und anormal nach NW streichend zum Gipfel 1902 m empor. In der Furkel zwischen diesem Gipfelpunkt und dem Gipfel 1954 m endigt der verkehrte Rötidolomit samt den liegenden Quartenschiefern mit einer halbkreisförmigen, gegen NE geöffneten Muldenbiegung, während daneben am Gipfel 1954 m Rauhwacke, Rötidolomit, Quartenschiefer und Lias normal übereinanderliegen. Der Verrucano dringt nur wenig in das so gebildete Triasgewölbe ein, und besonders merkwürdig ist, dass im Gewölbeschenkel unter P. 1954 m Rötidolomit und Quartenschiefer auf wenige Meter Mächtigkeit reduziert und Rötidolomit und Melsersandstein der unter der Quartenschiefermulde folgenden normalen Serie völlig verquetscht sind. Der verkehrte Rötidolomitschenkel dringt wahrscheinlich nur wenig ins Berginnere ein. Das starke östliche Axialgefälle, verbunden mit einer lokalen Änderung der Streichrichtung, ist schuld daran, dass der Anblick von E eine breit nach N übergelegte Falte vortäuscht.

Unter dem verkehrten Rötidolomit von Winkelzahn liegt am Steilhang über Recket verkehrter und dann normalliegender Quartenschiefer, dann bei der Hütte von Recket wieder normalliegender Rötidolomit und tiefer unten am Steilhang gegen Brandalp eine mächtige Folge von schiefrigem bis

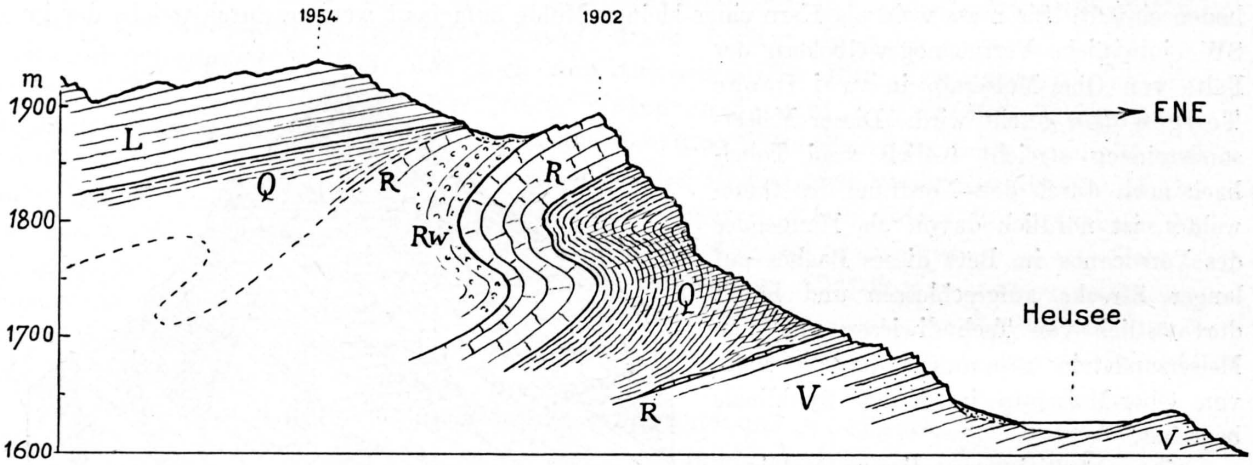


Fig. 44. **Profil am Westrand des Beckens von Alp Seewen bei Oberterzen.**
V = Verrucano. Rw = Rauhwacke. R = Rötidolomit. Q = Quartenschiefer. L = Lias.

konglomeratischem Verrucano. Darunter erscheint oberhalb der Hütte von Brandalp und weiter im W bei Hagegg und Altstafel wieder eine 10—20° bergeinwärts fallende verkehrte Schichtreihe, bestehend aus Melsersandstein, Rötidolomit, Quartenschiefer und Lias. Der Steilhang zwischen Winkelzahn-Alp Seewen und Brandalp-Hagegg ist also aus einer neuen grossen, nordwärts übergelegten Falte herausgeschnitten. Ihr Verrucanogewölbekern ist am Steilhang von Tschingel 500 m mächtig, wird gegen E allmählich dünner und spitzt sich in der Heinrichslaui im Steilhang zwischen der Untern Molseralp und dem Kessel von Oberterzen aus. Nach W aber setzt er sich in der mächtigen Verrucanomasse des Güslen fort.

Im verkehrten Schenkel dieser Tschingelfalte keilen Melsersandstein und Rötidolomit östlich von Brandalp aus, so dass in der Heinrichslaui am Nordabhang des Rotberges der Verrucanogewölbekern direkt auf Quartenschiefern liegt. Merkwürdig ist, dass diese Quartenschiefer auch die Verrucanogewölbespitze umhüllen, so dass Rauhwacke, Rötidolomit und Quartenschiefer des Gewölbeschenkels durch Quartenschiefer vom Verrucano der Gewölbebiegung getrennt werden, während sie weiter im W mit dem Verrucano eine normale Schichtreihe bilden. Westlich von Recket tritt im Gewölbeschenkel der Tschingelfalte eine neue auffallende Störung ein. Die Rauhwacke scheint schon bei Recket verschwunden zu sein, und westlich davon erfährt auch der Rötidolomit eine immer stärkere Reduktion. Nördlich von den Seen von Alp Seewen ist er bereits völlig verquetscht, und am Abhang zwischen dem Heusee (1624 m) und der Guschafella sind davon nur noch einige

2—3 m dicke Linsen zwischen dem Verrucano und den mächtigen Quartenschiefern übriggeblieben (Figur 44). Über den Quartenschiefern der normalen Serie erscheint am Westrande der Untern Molseralp als Muldenkern zwischen der Tschingelfalte und der Falte von Winkelzahn-Gamperdon noch eine ziemlich mächtige, zu kleinen sekundären Falten zusammengestaute Masse von unterem Lias. Sie ist auch im Bett des Kirchenbaches nördlich von Unter-Molseralp als 20—30° SE fallende Schichtreihe aufgeschlossen und wird dort vom Verrucano der höhern Falte durch eine verkehrte Folge von 5—6 m Quartenschiefer, 10 m Rötidolomit und 7 m Rauhwacke getrennt. Etwa 1 km weiter im E, bei Ackerwiesen, streicht der Liasmuldenkern in die Luft hinaus.

Der Verrucanogewölbekern der Tschingelfalte bleibt infolge des östlichen Axialgefälles zwischen dem Ostrand des Zirkus von Oberterzen und dem Seeztal bei Flums im Innern des Gebirges verborgen. Dagegen erscheint hier ihr Gewölbeschenkel noch im Rötidolomit, der auf langer Linie das Bett und die Ufer des nördlich von Flums ausmündenden Tobelbaches bildet und nördlich davon noch an einigen Stellen aus der Moränendecke auftaucht. Die nördlich von diesen Aufschlüssen bei St. Jakob (Figur 45) aufgeschlossenen, steil südfallenden Quartenschiefer gehören dem verkehrten Mittelschenkel zwischen der Tschingelfalte und der nördlich davon folgenden Falte an. In der Synklinale zwischen der Tschingelfalte und der Falte von Gamperdon liegen die Quartenschiefer, die am Südufer des Tobelbaches im untersten Teil des Bachtobels und bei Pardella nördlich von Buobeberg aufgeschlossen sind, und zum Gewölbekern der letztern Falte gehören die 70—80° N fallenden Rötidolomitbänke, die in dem kleinen Steinbruch bei Galtschina dicht über der Talsohle bei Flums ausgebeutet werden.

Die verkehrten Triasschichten der Tschingelfalte streichen von Hagegg aus westwärts in den Stafelwald am Nordabhang des Güslen hinein. Ihre Quartenschiefer bilden hier einen mächtigen Muldenkern, unter dem nördlich von Gafadura wieder der Rötidolomit in Form einer 30—50 m hohen, gegen E sich senkenden Felswand zutage tritt. An ihrem Fusse aber erscheinen in den Bachfurchen südwestlich von Oberterzen abermals die Quartenschiefer. Dieser Rötidolomit muss also zum Gewölbekern einer neuen tieferen Falte gehören. In der Tat sieht man am Westende jenes Felsbandes im Hienenbodenwald (östlich von Rüedisboden) Verrucano und Melsersandstein in Form eines schmalen, liegenden Gewölbekerns in den Rötidolomit eindringen und die Bänke des letztern mit scharfer, nordwärts gewendeter Gewölbebiegung um jenen Kern sich herumbiegen. Der Verrucanogewölbekern bleibt im Gebiet von Rüedisboden unter Moräne verborgen, zeigt sich aber nochmals an dem ins Murgtal abfallenden bewaldeten Steilhang oberhalb des nach Tobelwald führenden Alpweges in Gestalt eines etwa 50 m dicken, nordwärts sich ausspitzenden Keiles, der von dem darüber folgenden mächtigen Verrucano des Güslen durch eine südwärts sich senkende schmale Mulde von Rötidolomit getrennt ist. Letzterer tritt auch östlich von der Oberkante der Talwand in der Weide von Nüchen zutage und ist als Fortsetzung des Rötidolomits der Triasmulde von Stafelwald-Gafadura zu betrachten.

Der Verrucanogewölbekern der Falte von Gafadura ruht am Alpweg nördlich von Tobelwald wieder auf einer etwa 15 m dicken, tektonisch stark zerknitterten, südwärts sich ausspitzenden Zone von Rötidolomit, und darunter erscheint nochmals eine kleine, 15—20 m dicke Schuppe von rotem konglomeratischem Verrucano. Darunter folgt dann an der Ostwand des Murgtales die mit sanfter Neigung gegen NE sinkende normale Trias- und Verrucanoserie der Glarnerdecke (vgl. p. 65). Auf einem Längsprofil zwischen Talstäfeli im Murgtal und Nüchen liegen also vier durch Trias getrennte Verrucanoserien übereinander; die drei oberen sind die Gewölbekerne sekundärer Falten der Mürtschendecke, die über die Trias von Tobelwald hinweggeschoben ist. Die Quartenschiefer die westlich vom Dorfe Quarten an vielen Stellen in den Bachfurchen aufgeschlossen sind, gehören nicht mehr zu diesem Faltensystem, sondern zur Glarnerdecke. Verrucano und Trias der Mürtschendecke besitzen also in den Falten zwischen Tobelwald und Oberterzen ihr Stirnende.

Das Triasgewölbe von Gafadura taucht ostwärts unter die Schuttmassen des Zirkus von Oberterzen und bleibt dann im Innern des Gebirges verborgen. Dagegen setzt sich die Falte ostwärts in dem mächtigen Lias fort, der an der Ostwand dieses Zirkus unter dem Verrucano und der

verkehrten Trias der Tschingelfalte auftaucht und dann an der Nordabdachung der Flumserberge nach ENE bis zum Rande des Seeztales hinausstreicht. Dieser breite Liaszug wird durch die Wiesenterrassen von Ameninge (1174 m), Nestels und Fäsch orographisch in zwei Teile geteilt. Die auf der Südseite dieser Terrassen sich erhebende, über den Aulinekopf und den Muttenberg bis zur Ruine Gräplang sich erstreckende Steilstufe besteht aus 25—40° S fallenden Schichten des untern und mittleren Lias und stellt den verkehrten Schenkel der unter der Tschingelfalte liegenden Liasmulde dar (Figur 45). Der unter dem Terrassenzug liegende Lias dagegen bildet ein prachtvolles, nordwärts geneigtes Gewölbe. Jene Terrassen liegen auf dem flach südfallenden oberen Schenkel des Gewölbes, während der nordwärts folgende, bis 300 m hohe Steilhang des Molserbergwaldes ganz aus den zu senkrechter Stellung herumgebogenen Schichtplatten des mittleren Lias (Magereuschichten) besteht. Die über dem Gewölbe folgende Muldenumbiegung ist der Waldbedeckung wegen im Lias an der Ostwand des Zirkus von Oberterzen kaum zu bemerken; dagegen ist sie am Rande des Seeztales in der Liaswand nördlich von der Ruine Gräplang sehr deutlich zu sehen.

Auf das Molserbergwaldgewölbe folgt nordwärts eine Mulde, deren Kern von den schwarzen Schiefern des obern Lias gebildet wird. In diese leicht zerstörbaren Schiefer ist die talartige Ein-

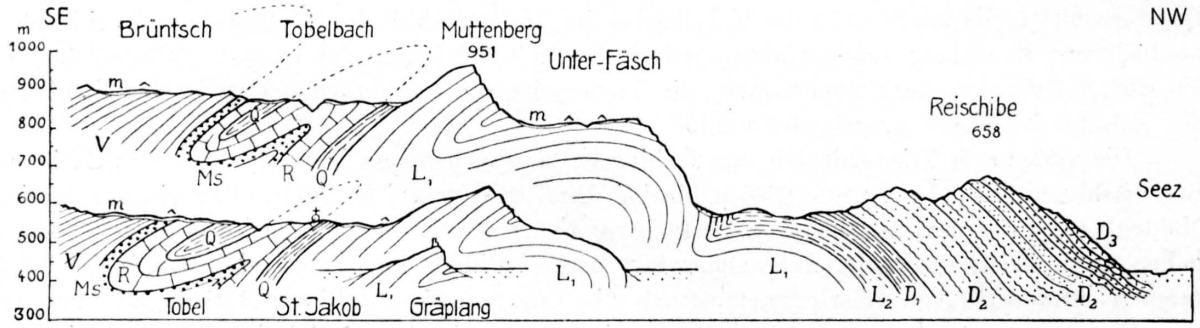


Fig. 45. Profile durch die Mürtschendecke auf der linken Seite des Seeztales zwischen Walenstadt und Flums.
V = Verrucano. Ms = Melsersandstein. R = Rötidolomit. Q = Quartenschiefer. L_1 = Unterer und mittlerer Lias. L_2 = Oberer Lias. D_1 = Opalinusschiefer des Dogger. D_2 = Dogger-Eisensandstein. D_3 = Dogger-Echinodermenbreccie. m = Moräne.

senkung eingeschnitten, die den Molserbergwald von dem Hügel Bommerstein-Reischibe trennt. Im Bett des Kirchenbaches fallen sie 40—45° steil nach S unter die Magereuschichten des Molserbergwaldgewölbes, und am Steilhang zwischen der Terrasse von Ober-Munz und dem Talbach ist der von ihnen gebildete, 40° steil unter jenes Gewölbe einsinkende Muldenkern deutlich aufgeschlossen. Darunter taucht über dem Ostufer des Talbaches ein neues, leicht gegen N geneigtes Liasgewölbe auf. Seine obersten Magereuschichten sind in der kleinen Steilstufe zwischen Ober- und Untermunz bereits zu annähernd horizontaler Lage umgebogen, und in der Gegend von Tal fallen sie wieder steil gegen N. Infolge des östlichen Axialgefälles tauchen diese Schichten jedoch schon östlich vom Kirchenbach unter die Oberfläche, so dass östlich davon alle Liasaufschlüsse zwischen dem Molserbergwald und dem Reischiben den obern Liasschiefern angehören. Über ihnen folgt im Nordschenkel des Gewölbes der fast 500 m mächtige Dogger des Reischiben. Im Steinbruch Ziegelhütte am Nordfuss des Doggerhügels fallen die Echinodermenbreccienbänke 50—55° steil gegen N und zeigen in der Sohle des Bruches kleine wellenförmige Verbiegungen, die wahrscheinlich den Beginn einer neuen nordwärts folgenden Muldenumbiegung andeuten.

Die Trias von Bergli bei Oberterzen und die westlich vom Talbach bei Unterterzen liegenden Liasmassen sind nicht, wie man aus den geologischen Karten schliessen möchte, als westliche Fortsetzung der Bommerstein-Reischibenfalte zu betrachten, sondern gehören, wie später dargetan wird, zu den Trümmermassen eines grossen, alten Bergsturzes.

Von den besprochenen 5—6 Falten sind die drei nördlichsten am Ostrande des Murgtales bis auf die Verrucano-Trias-Gewölbekerne abgetragen, und die südlichen Falten machen sich am Westabhang der Sexmorkette nur wenig bemerkbar; auch lassen sich die hier sichtbaren Falten nicht mit Sicherheit mit denjenigen von Molseralp und Alp Seewen parallelisieren. Im Verrucano des Munz-

kopfs und des Breitmantels bemerkt man drei nordwärts geöffnete Mulden, eine nicht sehr auffällige östlich von der Hütte von Munz, dann eine sehr kräftig ausgebildete Mulde im dickbankigen Verrucanokonglomerat in der Furkel zwischen Munzkopf und Breitmantel und eine dritte weniger auffällige im schiefrigen Verrucano am Nordabhang des Breitmantels. Die zwischen den beiden südlichen Mulden liegende Verrucanomasse gehört vielleicht zum Gewölbekern der Falte von Ober-Molseralp, während der Verrucano des Munzkopfs als Gewölbekern der Falte von Winkelzahn-Gamperdon betrachtet werden kann. Über diesem Gewölbekern sind südwestlich von Molveer Melsersandstein, Rauhwacke und Rötidolomit zu drei kleinen, nur 10—30 m hohen, nordwärts geneigten Falten zusammengeschoben, die wahrscheinlich die Fortsetzung der Triasfaltung von Alp Seewen darstellen (Figur 46).

In der westlichen Verlängerung der Falte von Ober-Molseralp liegt die auffälligste tektonische Form des ganzen Gebietes, die prachtvolle Liasfalte, die den wilden Felsturm des Sexmor aufbaut (Figur 39, p. 149). Mächtig entwickelte Magereuschichten bilden den 150 m hohen, leicht nordwärts überkippten Mittelschenkel der Falte und gehen am Fuss der Felswände mit scharfer Biegung in den

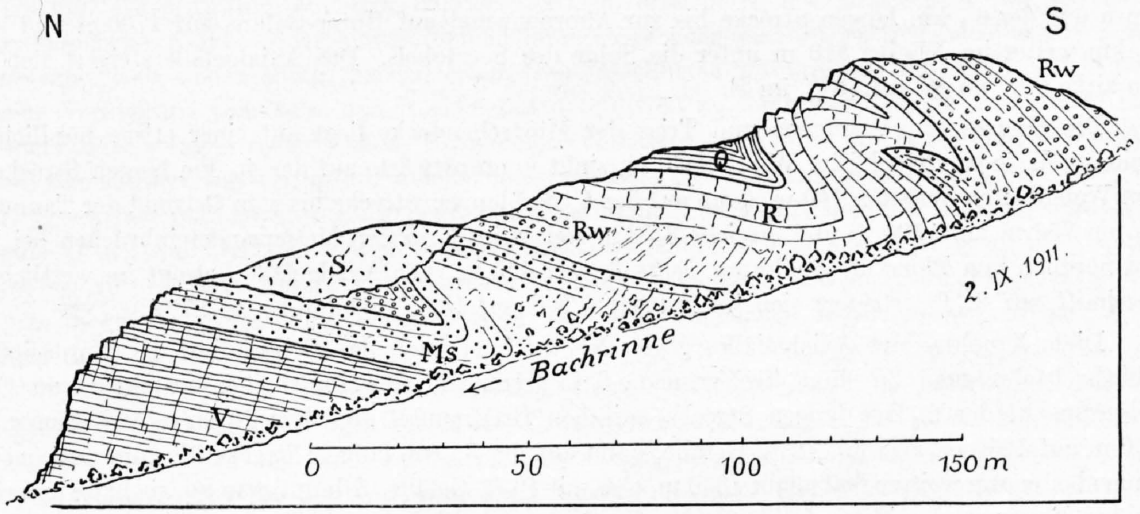


Fig. 46. Faltung der Trias bei Molveer im Bacheinschnitt zwischen Sexmor und Munzkopf.
V = Verrucano. Ms = Melsersandstein. Rw = Rauhwacke. R = Rötidolomit. Q = Quartenschiefer. S = Liasschutt.

sanft nordwärts zum Gipfel 1954 m ansteigenden Muldenschenkel über. Auf das schön gerundete Gewölbe des Sexmorgipfels folgt in der Furkel zwischen ihm und dem Leist eine Mulde mit komplizierter sekundärer Kleinfaltung. Die Liasmasse des Leist stellt als Ganzes ein auf diese Mulde hinaufgeschobenes Gewölbe dar, das am Gipfelgrat zu einer flachen, von obern Liasschiefern erfüllten Mulde verbogen ist und daneben noch andere tektonische Störungen zeigt, die ich nicht völlig klarlegen konnte. Auch die tektonischen Beziehungen des Lias von Sexmor und Leist zur liegenden Trias sind der Schuttbildungen wegen, die ihren Ost- und Westfuss bedecken, nicht genau festzustellen. Ebensowenig lassen sich wegen der starken Abtragung und Zerstückelung des Lias die tektonischen Formen von Sexmor und Leist weiter im E in der Liaskette Zieger-Prodkamm und am Stelli wiedererkennen.

Als stärkere tektonische Störung ist noch ein in der geologischen Karte nicht eingetragener Bruch zu erwähnen, der genau in Nordsüdrichtung der Sohle des Tälchens entlang streicht, das Sexmor und Leist von Munzkopf und Breitmantel trennt. Er schneidet am Südende dieser Talfurche die am Westabhang des Leist zutage tretende Trias ab und lässt sie westlich vom Bruch erst in etwa 50 m höherem Niveau und stark nach S verschoben wieder erscheinen. Noch auffälliger ist er im N, wo bei Molveer am Ostufer des Baches die oben erwähnten Rauhwacke-Rötidolomitfalten aufgeschlossen sind, während auf der Westseite der Verrucano den 300 m hohen, steilen Abhang des Munzkopfs aufbaut und erst am Gipfel von Rötidolomit bedeckt wird. Wenn auch der Verrucano

hier ziemlich stark axial nach E fällt, muss man doch, um die beidseitigen Triasschichten miteinander in Verbindung zu bringen, annehmen, das westlich vom Bruch liegende Gebirge sei um etwa 150 m gegenüber dem östlichen gehoben worden. Diese Hebung scheint wesentlich schuld daran zu sein, dass die Falten des Molseralpgebietes auf der Westseite der Sexmorkette sich nicht klar erkennen lassen.

4. Axialgefälle in der Magereu-Guschagruppe.

Während westlich vom Murgtal die Decken und ihre Falten gegen W einsinken, fallen sie auf der Ostseite dieses Tales gegen NE. Zwischen dem Sihltal im W und dem Rheintal im E bildet daher das Deckensystem der nördlichen Glarneralpen ein flaches Gewölbe, dessen N—S verlaufende Scheitellinie ungefähr über dem Murgtal liegt.

Das nordöstliche Axialgefälle unserer Gebirgsgruppe kommt an ihrem Südrande am auffälligsten im Verlaufe der Kontaktfläche des Verrucanos mit seiner Flyschunterlage zum Ausdruck. Sie liegt am Westende des Weisstannentales am Augstkamm bei 2150 m, fällt dann im Streichen der Alpen auf der $6{,}_5$ km langen Strecke bis zur Ahornenwand auf Unter-Galans auf 1700 m und sinkt $5{,}_5$ km weiter im NE bei 810 m unter die Sohle des Seeztobels. Das Axialgefälle steigert sich also von zirka 7 % im W auf 16 % im E.

Die Grenze von Verrucano und Trias der Mürtschendecke liegt auf einer etwas nördlicheren Linie am Weissgandstöckli im W bei 2350 m, sinkt dann ostwärts auf der $4{,}_5$ km langen Strecke bis zum Walenkamm bloss um 100 m, dann auf der $5{,}_7$ km langen Strecke bis zum Ostrand der Tamonseralp um 750 m auf 1500 m und erreicht $3{,}_7$ km weiter im E in den Melsersandsteinbrüchen bei Mels und nördlich von Plons die Sohle des Seeztales bei 490 m. Ihr Axialgefälle beträgt im westlichsten Abschnitt nur $2{,}_5$ %, steigert sich im mittleren Teil auf 13 % und im E auf 27 %.

Diese Zunahme des Axialgefälles gegen NE zeichnet auch das Gebirge auf der Nordseite des Schilsbachtales aus. So sinkt die Verrucano-Triasgrenze im Gewölbescheitel der Falte von Ober-Molseralp auf der $2{,}_5$ km langen Strecke zwischen Breitmantel und dem Nordgrat des Zieger von 2250 m auf 1950 m, also mit 12 % Gefälle, dann auf der $3{,}_8$ km langen Strecke bis zum Ostrand von Tannenboden um weitere 600 m auf 1350 m, also mit 16 % Gefälle. Nimmt man an, sie habe ursprünglich bei Flums in der Mitte des Seeztales das Niveau des heutigen Talbodens (450 m) erreicht, so ergibt sich für den $3{,}_5$ km langen östlichsten Abschnitt ein Axialgefälle von mindestens 25 %.

Das starke nordöstliche Axialgefälle springt besonders auffällig am Nordrand der Berggruppe im Verlauf der Falte von Molserbergwald in die Augen, deren orographische Formen die Tektonik aufs schönste wiederspiegeln. Ihr Liasgewölbescheitel sinkt von 1120 m am Ostrand des Zirkus von Oberterzen auf der 2 km langen Strecke bis zum Westende der Terrasse von Fäsch mit $7{,}_5$ % Gefälle auf 975 m und dann dieser $2{,}_5$ km langen Terrasse entlang mit 19—20 % Gefälle auf die Sohle des Seeztales (440 m) hinunter (vgl. Figur 45, p. 160).

XII. Die helvetischen Deckenreste in den Grauen Hörnern.

Von der Verrucanodecke, die einst auch die gewaltigen Flyschmassen des Gebirges zwischen dem Weisstannental und dem Taminatal überlagerte, ist bloss im mittleren und nördlichen Teil der Grauen Hörner, zwischen dem Piz Sol und dem Seeztobel, ein umfangreicher, 10 km langer und 2—3 km breiter Rest erhalten geblieben. Er stellt ohne Zweifel die südliche Fortsetzung des Verrucanos der Guschagruppe dar und gehört somit zur Mürtschendecke, da er im Seeztobel bei Mels damit zusammenhängt und da, wie Profil 2 beweist, die Überschiebungsfläche, die den Verrucano der Grauen Hörner von seiner Flyschunterlage trennt, bei der Fortsetzung über das Weisstannental hinweg mit überraschender Genauigkeit in die Verrucanobasis auf der Nordseite dieses Tales einmündet. Auch die Faciesverhältnisse sprechen für diesen tektonischen Zusammenhang. Der

Verrucano der Grauen Hörner besteht, wenigstens im nördlichen und mittleren Teil der Berggruppe, wie auf der Nordseite des östlichen Weisstannentales seiner Hauptmasse nach aus roten Tonschiefern, zwischen welche gegen die Basis hin schiefrige Sandsteine und konglomeratische Bänke eingelagert sind. Im S, zwischen dem Schottensee und dem Piz Sol, liegt an der Basis des Verrucanos ein 10 bis 50 m mächtiges Lager von hell grünlichgrauem Quarzporphyr, ähnlich dem Quarzporphyr, der auch im Mürtschendeckenverrucano der Kärpfgruppe umfangreiche Lager bildet. Die Trias, die bei den Drei Kreuzen, am Gamidauerspitz und Burst über dem Verrucano noch erhalten geblieben ist, ist auch in der Facies der Mürtschendecke ausgebildet. Ihre Rötistufe gliedert sich wie in der Magereu-Guschagruppe in mächtige Rauhwacke und eine weniger mächtige Folge von dichten Rötidolomitbänken.

Die Überschiebungsfläche an der Basis des Verrucanos scheint eine fast vollkommene Ebene zu sein, die N 85° E streicht und mit 15° Neigung gegen NNW sinkt. Die Lochseitenkalkbank, die auch hier Verrucano und Flysch trennt, ist in den Aufschlüssen am Süd- und Westrand der Verrucanodecke meistens nur 1—2 m mächtig, streckenweise auch völlig verquetscht. In den zum Teil ziemlich umfangreichen Erosionsrelikten dagegen, die östlich vom Erosionsrande des Verrucanos bei Gaffia und auf Muggalp auf dem Wildflysch sitzen, erreicht er eine Mächtigkeit von 10—15 m. Die metamorphe Kalkbank ist, namentlich in ihren stark ausgewalzten Partien, meistens von rötidolomitartig gelb und staubig angewitterten Gesteinsschlieren durchzogen und stellt wahrscheinlich eine Verknetung von Malm und Rötidolomit dar; oft ist an ihrer obern Grenze eine dünne Lage von mehr oder weniger calcitisiertem Rötidolomit vorhanden. So wird der grosse Lochseitenkalklappen, der südlich von Gaffia auf dem Wildflysch sitzt, auf ziemliche Ausdehnung von einer unscharf gegen den malmartigen Kalk begrenzten Kalkschicht begrenzt, die alle Merkmale des Rötidolomits zeigt. Am Südrande dieser Lochseitenkalkinsel entdeckt man stellenweise an ihrer untern Grenze bis 40 cm dicke Fetzen von Seewerkalk. Der Rötidolomit, der malmartige Lochseitenkalk und die Seewerkalkreste deuten einen unter der Mürtschendecke liegenden verkehrten Mittelschenkel an.

Noch auffallender ist die aus den verschiedenen Abteilungen der Trias bestehende verkehrte Schichtreihe, die weiter im N zwischen Meienberg und Stein auf einer fast 2 km langen Strecke an manchen Stellen an der Basis des Verrucanos zutage tritt. Am schönsten ist sie westlich von Gargums längs eines an den Verrucanohang hinaufführenden Weges aufgeschlossen. Man beobachtet dort von oben nach unten:

1. Graugrüner und roter schiefriger Verrucanosandstein, reich an kleinen Quarzkörnern und weissen Glimmerschüppchen;
2. 3—4 m massiger weissgrauer, im obern Teil rötlich gefleckter Melsersandstein, infolge Quetschung etwas schiefrig, mit Rutschstreifen;
3. etwa 2 m Übergangsschichten gegen die Rauhwacke: Dolomitische Bänke mit rötlichen und graugrünen Schieferlagen;
4. 6—8 m Rauhwacke; regelloser Wechsel von teils kompakten, teils brecciösen Dolomitbänken mit Lagen von Zellendolomit und blassroten mergeligen Zwischenlagen.

Bei Hinter-Meienberg sind durch einen Strassenbau als tiefste Glieder dieser verkehrten Schichtreihe noch etwa 6 m dichter Rötidolomit und etwas Quartenschiefer blossgelegt worden. Auch westlich von Stein (1,5 km südlich von Mels) treten in einem Waldstreifen als Glieder dieser verkehrten Serie 6—8 m Rötidolomit und darunter noch etwa 5 m grellrote Quartenschiefer zutage. Das Liegende dieser verkehrten Triasschichten ist leider nirgends aufgeschlossen. Ohne Zweifel zieht aber auch hier der Lochseitenkalk unter der Trias durch; denn etwa 400 m östlich vom Ostrand des Verrucanos ist er in einer Bachrinne bei Ruhboden als einige Meter mächtige, auf dem Wildflysch ruhende Bank aufgeschlossen.

Der überschobene Verrucano senkt sich auffallend gleichförmig, anscheinend ohne Faltung, nach N. Störungen in den darüber folgenden Triasresten beweisen jedoch, dass auch hier die Mürtschendecke von sekundärer Faltung betroffen worden ist. Die Melsersandsteinplatte, die über

den Nordabhang des Gamidauerspitz gegen Ober-Vermi absteigt, zeigt mehrere kleine nordwärts geneigte kniefömige Falten und Faltenverwerfungen, so dass an verschiedenen Stellen der Verrucano auf geringe Breite über den Melsersandstein hinaufgeschoben erscheint. Eine weit intensivere Störung lässt sich an den Gratrücken beobachten, welche das Becken von Ober-Vermi im E und W begrenzen. Auf der Ostseite findet man auf dem Scheitel des Garmil über dem Melsersandstein, der hier eine etwa 20 m hohe, kniefömige Falte bildet, eine etwa 6 m mächtige Folge von roten Schiefern, die von Ernst Blumer (**204,** p. 211) und Tolwinski (**236**) als Quartenschiefer und damit als ein normalliegendes Glied der Trias betrachtet wurden, in Wirklichkeit jedoch Verrucanoschiefer sind, da sie petrographisch ziemlich genau mit den unter dem Melsersandstein liegenden Verrucanoschiefern übereinstimmen und diskordant auf den Triasschichten liegen; am Südende des Garmil ruhen sie auf dem untern Teil des Melsersandsteins, weiter im N auf den Dolomitbänken im obern Teil dieser Schichtgruppe, und schliesslich greifen sie noch über die Rauhwacke hinüber. Etwas weiter im N, unter dem «Fürggli» zwischen Garmil und Burst, sieht man den obern Teil der Rauhwacke und die Rötidolomitbänke scharf muldenförmig umbiegen und sich verkehrt über die mächtigen Quartenschiefer des Burst hinüberlegen, wobei der Rötidolomit rasch auskeilt (Tafel 29, Figur 1). Es zweigt also in dieser Gegend eine nordwärts tauchende schuppenförmige Falte vom Rücken der Mürtschendecke ab. Zu ihrem Verrucanokern gehört auch die über dem Melsersandstein und einem dünnen Rauhwackerest liegende, etwa 10 m dicke Mütze aus roten Verrucanoschiefern, die den Gipfelpunkt 1925 m über dem Westrand von Ober-Vermi krönt. Die Abzweigungsstelle der Falte vom Verrucano lag wahrscheinlich zwischen dem Garmil und dem Gamidauerspitz, ist aber infolge Abtragung verschwunden. Es lässt sich auch nicht mehr feststellen, wie weit die Falte nach N reichte. Sie erinnert nach ihrem Charakter stark an die Tamonserschuppe auf der Nordseite des Weisstannentales, kann aber nicht als ihre südliche Fortsetzung angesehen werden.

Am Gipfel des Gamidauerspitz und seinem Ostgrat bilden Rauhwacke und Rötidolomit eine leicht nach E geneigte und anormal S—N streichende kleine Querfalte. Die Rötidolomitbänke stehen in ihrem Kern fast senkrecht und biegen dann zu flacherem Ostfallen um.

Die Kirche von Wangs steht auf einem inselbergartig aus dem Bachschuttkegel des Mühletobels auftauchenden Hügel, der, wie ein verlassener Steinbruch an seinem Ostrande zeigt, aus anstehenden, 5—12° NNW fallenden Bänken eines quarzreichen, etwas eisenschüssigen Sandkalkes besteht, der sich am ehesten mit den Sandkalken des mittleren Lias vergleichen lässt. Unter dem etwa 10 m mächtigen Lias schaut an einer Stelle am Südrande des Hügels noch eine stark marmorisierte, an Lochseitenkalk erinnernde hellgraue Kalkbank hervor. Kaum 300 m südlich davon ist im Ausgange des Mühletobels der Wildflysch anstehend. Etwa 1 km südwestlich von Wangs und kaum 400 m vom Ostrand der überschobenen Verrucanomasse entfernt, sticht in einer bewaldeten Steilstufe zwischen Grüblibach und Kleinbach eine etwa 20 m mächtige Folge von dunkeln, serizitisch glänzenden Schiefern mit eingelagerten Bänken von Echinodermenkalk und gelbfleckigem Kalk mit Schalentrümmern, völlig übereinstimmend mit Gesteinen im untern Lias der Magereugruppe, aus dem moränenbedeckten Abhang heraus. Leider ist das Liegende dieses Lias nicht aufgeschlossen. Da aber die benachbarten Bachrinnen in den Wildflysch eingeschnitten sind und wenig südlich davon die früher erwähnte Lochseitenkalkbank von Ruhboden auf dem Wildflysch liegt, so darf man mit ziemlicher Sicherheit annehmen, dass der kleine Liasrest ebenfalls auf dem Lochseitenkalk und seiner Wildflyschunterlage ruht.

Es ist schwierig, ein sicheres Urteil über die tektonische Stellung dieser beiden Liasreste abzugeben, weil ihr Hangendes nicht mehr vorhanden ist. Ich rechnete sie früher (**269,** p. 372), wie den Lias der Magereu-Guschagruppe, zur Axendecke und kam so zum Schlusse, der Mürtschendeckenverrucano der Grauen Hörner, der unter der Alp Ochsensäss noch 500 m mächtig ist, sei samt der hangenden Trias schon 400 m östlich von seinem gegenwärtigen Erosionsrande tektonisch völlig ausgekeilt. Zum gleichen auffälligen Ergebnis kommt man, wenn man die Liasreste von Wangs als normalliegende Glieder der Mürtschendecke betrachtet. Nun liesse sich aber auch annehmen, sie seien ein Glied der verkehrten Schichtreihe, die in dieser Gegend unter dem Verrucano liegt. In diesem Falle wäre kein Grund zu der Annahme vorhanden, Verrucano und Trias der Mürtschendecke haben

schon ursprünglich nicht weit über ihren gegenwärtigen östlichen Erosionsrand in den Grauen Hörnern hinausgereicht. Ich halte es aber für wahrscheinlicher, dass jene Liasreste normale Deckenreste der Mürtschendecke oder einer höhern Decke sind und dass also in dieser Gegend der Verrucano gegen N und E auskeilt.

Neuen tektonischen Rätseln begegnen wir im östlichen Teil der Berggruppe, im Gebiet von Krinne westlich von Ragaz. Der mächtige Wildflysch wird dort auf einer etwa 2 km² grossen Fläche von mesozoischen Sedimenten bedeckt, die eine mit 20—25° Neigung gegen NNE fallende, 50—100 m dicke, über das allgemeine Niveau des Flysches emporragende Platte bilden. Ihre weitaus überwiegende Masse besteht aus Seewerkalk, der am Nord- und Ostrande mit einer 80—100 m hohen Steilwand über den Wildflysch sich erhebt, im S aber allmählich sich auf wenige Meter Mächtigkeit reduziert. In der südlichen Hälfte des Krinnengebietes wird das Seewergestein noch von ältern Schichten bedeckt. Sie beginnen fast überall mit einem hellgrau anwitternden, blaugrauen, oft mehr oder weniger calcitisierten, von massenhaften Klüften durchsetzten Kalk von meistens 3—10 m Mächtigkeit. Über diesem metamorphen malmähnlichen Kalk liegt nordöstlich von Schalfeegg auf grosser Fläche eine bis 10 m mächtige Folge von typischem, infolge massenhafter Klüftchen ebenfalls brecciösem Rötidolomit. Nördlich von Schalfeegg sind zwischen Seewerkalk und Malm noch einige Bänke eines bräunlich anwitternden Gesteins eingeschaltet, das an Valangienkalk erinnert.

Tolwinski (**236,** p. 50/51) erblickte in dieser Schichtfolge eine östliche Fortsetzung des verkehrten Mittelschenkels, der westlich von Wangs unter dem Verrucano der Mürtschendecke (bei Tolwinski Glarnerdecke) liegt, und rechnete dazu auch den seewerartigen Kalk der Umgebung des Viltersersees und die seewer- und malmartigen Kalke von Mastrils. Dass die letztern Vorkommnisse nicht zu den helvetischen Decken gehören, wird später dargetan werden. Aber auch das Mesozoikum von Krinne kann nach meiner Ansicht nicht einfach als Mittelschenkelrest der grossen Verrucanoüberschiebung der Grauen Hörner betrachtet werden. Im Tobel des Saschielbaches, das den südöstlichen Teil von Krinne durchschneidet, findet man zwischen Stein und Schwamm in der Bachsohle und auf dem Ostufer etwa 10 m Rötidolomit, darüber, das Westufer des Baches bildend, etwa 15 m Dogger, bestehend aus rostigen Schiefern und Eisensandsteinen und etwa $0{,}_5$ m Echinodermenbreccie, darüber etwa 6 m typischen gelbfleckigen Schiltkalk und endlich an der Oberkante des Bachtobels und auf dem Plateau von Schalfe 15—20 m typischen dunkelgrauen Quintnerkalk. Das Bachtobel ist also in eine normalliegende, etwa 20° gegen NW fallende Schichtreihe eingeschnitten. Am Nordwestrande von Schwamm finden wir aber untern Quintnerkalk und Schiltkalk wieder verkehrt auf dem Malm der normalen Serie liegen; ebenso liegt der Rötidolomit von Schalfe entschieden verkehrt über jenem Malm. Im Liegenden des normalen Rötidolomits von Schwamm treffen wir an der Oberkante des gegen Muttgut abfallenden Steilhanges wieder eine verkehrte Schichtreihe, bestehend aus einigen Metern metamorphem Kalk von Malmtypus und 3—4 m unterer Kreide (Valangienkalk?), darunter dann den mächtigen Seewerkalk. Der südliche Teil der Krinnenplatte ist also teils aus verkehrten, teils aus normalliegenden Schichten aufgebaut und daher wahrscheinlich kein Mittelschenkelrest, sondern eher ein sekundär gefalteter oder geschuppter, stark gequetschter Deckenrest. Das Fehlen der Rauhwacke und die Facies des Doggers (geringe Mächtigkeit, namentlich der Echinodermenbreccie und völliges Fehlen der Muschelbreccie und anderer für den südöstlichen Teil der Mürtschendecke bezeichnender Gesteine) sprechen dafür, dass dieser Deckenrest nicht zur Mürtschendecke gehört, sondern ein Fetzen der Glarnerdecke ist, der vom übrigen Verbreitungsgebiet dieser Decke völlig abgetrennt ist. Ein Rest dieser Decke ist wahrscheinlich auch die 3—5 m dicke Platte von weissgelb angewittertem, brecciösem Rötidolomit, die südlich von Pardiel Obersäss («Weisse Steine») auf dem Wildflysch sitzt.

Es liegt nun nahe, den Seewerkalk von Krinne samt dem darüberliegenden metamorphen Malmkalk als verkehrten Mittelschenkel der Glarnerdecke zu betrachten. Im Einklang mit dieser Anschauung steht die Tatsache, dass er am Nordwestrand vom liegenden Wildflysch durch eine scharfe, wellig unebene Rutschfläche getrennt und in den untern 1—5 m oft stark calcitisiert ist; allein andere Erscheinungen sprechen gegen seine Mittelschenkelnatur und die Zugehörigkeit zur Glarnerdecke. Vor allem gibt seine grosse Mächtigkeit bei gleichzeitiger Reduktion der darüber

folgenden normalen Trias- und Juraschichten zu Bedenken Anlass. Auch die in grossen Teilen des Seewerkalks herrschende intensive Kleinfältung spricht eher für Stauung als für Auswalzung in einem Mittelschenkel. Ferner weicht seine Facies auffallend von derjenigen des Seewerkalks der helvetischen Decken ab. Zwar sind grosse Teile des Gesteins, namentlich auf der rundhöckerigen Oberfläche des Krinnengebietes, kaum vom helvetischen Seewerkalk zu unterscheiden. Häufig aber wittert der Kalk dunkelbraun an, und an seinem Nordostrande sieht man ihn nach unten zu einem dunkeln foraminiferenreichen Mergelschiefer werden und ohne scharfe Grenze in die Wildflyschschiefer übergehen. Besonders wichtig ist die Tatsache, dass der seewerartige Kalk auch in seinen mittleren und oberen Teilen häufig in braun anwitternden Mergelkalk und schwarze Mergelschiefer übergeht, eine Erscheinung, die dem helvetischen Seewerkalk fehlt, dagegen charakteristisch ist für die seewerartigen Kalkmassen des ultrahelvetischen Faciesgebietes, die bei Ragaz und Mastrils in den Wildflysch eingebettet sind. Wahrscheinlich ist daher der Seewerkalk von Krinne ebenfalls eine grosse Scholle dieses ultrahelvetischen Seewerkalkes und damit ein Bestandteil der später zu besprechenden Wildflyschdecke [1]). Er täuscht einen Mittelschenkel der Glarnerdecke vor, weil zufällig ein Rest dieser Decke über der Seewerkalkscholle erhalten geblieben ist. Ungewiss bleibt noch, ob der über dem Seewerkalk liegende metamorphe malmartige Kalk als verkehrter Mittelschenkel, also gleichsam als Lochseitenkalk zu betrachten ist — von dem er sich aber durch das Fehlen von Knetstruktur unterscheidet — oder ob er vielleicht ebenfalls zur Wildflyschdecke gehört wie die malmartigen Kalke von Mastrils und Val Cosenz bei Untervaz.

Das östliche Axialgefälle macht sich im mittleren und südlichen Teil des Verrucanogebietes der Grauen Hörner noch wenig bemerkbar. Aus der tiefen Lage der Glarnerdecke von Krinne darf man aber schliessen, dass die infolge Abtragung jetzt fast ganz verschwundene Überschiebungsfläche zwischen dem Wildflysch und den helvetischen Decken östlich von jenem Verrucanogebiet einst gegen NE herunterbog. Sie lag wahrscheinlich nahe über der heutigen Oberfläche der Wildflyschlandschaft, die, z. B. von Sargans aus betrachtet, in ihrer Gesamtform eine mit auffallend regelmässiger Wölbung gegen das Rheintal herabbiegende Kuppel darstellt.

XIII. Die Deckenreste über dem Scheitel und auf der Südabdachung des Aarmassivs.

(Profile 7—14.)

Der Verrucano, der in der Kärpf- und Magereu-Guschagruppe weite Gebiete zusammenhängend bedeckt, ist infolge des südlichen Ansteigens der Überschiebungsfläche südlich von der Linie Linthal-Elm-Weisstannental stark der Erosion anheimgefallen und nur noch in Form von grösseren Lappen (Vorabkette, Sardona) und kleinen Mützen (Mättlenstock, Hausstock, Hausstock-Südgrat, Ruchi, Trinserhorn, Flimserstein, Tristelhorn, Ringelspitz) auf den Gipfeln und Graten erhalten geblieben. Durch zwei schmale Brücken (Ranasker Furka und Sagenser Furka) hängt der Verrucano des Vorab mit den mächtigen Verrucanomassen zusammen, die zwischen Laax und Brigels den Südabhang der Tödi-Vorabkette bedecken.

Die Überschiebungsfläche an der Basis dieser Verrucanodeckenreste zeigt denselben auffallend regelmässigen Verlauf wie im bisher besprochenen Deckengebiet. Vom Südrand der Kärpfgruppe aus steigt sie mit 13—14° Neigung über den Richetlipass und das Sernftal hinweg und erscheint am Mättlenstock in 2808 m, am Hausstock in etwa 2950 m, am Vorab in 2880 m Höhe. Am Nordrand der Hausstock-Vorab-Sardonakette liegt sie annähernd horizontal und beginnt nun in schön geschwungenem, flachem Bogen südwärts gegen die Wurzelregion der helvetischen Decken abzusteigen (Profile 6—13). An der Basis des Verrucanos liegt in der Scheitelregion der Kette fast überall wieder der Lochseitenkalk, an der obern Grenze häufig noch von einer dünnen Lage Röti-

[1]) Der Seewerkalk von Krinne ist in der Geologischen Karte mit der Farbe des helvetischen Seewerkalks bezeichnet, weil seine Zugehörigkeit zur Wildflyschdecke nicht völlig sicher ist.

dolomit begleitet. Seine Mächtigkeit schwankt auch in diesem Gebiete stark. Unter den Gipfeln der Ringelkette, unter Sardona und Piz Segnes ist er meistens kaum 1—2 m dick, und unter dem Piz Atlas auf grosse Strecken ganz verquetscht. Westlich vom Segnespass dagegen bildet er unter den Tschingelhörnern eine bis 120 m hohe, hellgraue Wand (Tafel 27, Figuren 2 und 5), und unter dem südlichen Ausläufer des Piz Grisch wie auf dem Flimserstein ist er meistens 30—80 m mächtig. Unter dem nördlichen Teil des Hausstocks bildet er eine bis 55 m hohe auffallende Wandstufe, während er unter dem südlichen Teil zu einem dünnen Bändchen ausgewalzt ist. Während man früher der Ansicht war, der Lochseitenkalk schwelle gegen die Wurzelregion der helvetischen Decken an, stellte sich bei der neuen Untersuchung im Gegenteil heraus, dass er auf der Südabdachung der Vorabkette rasch an Mächtigkeit abnimmt und bald ganz verschwindet. Am Südabhang des Vorab findet man einzig am Nordwestrande des Karbeckens von Alp von Ruschein, zwischen den Gipfelpunkten 3008 und 2885 m, noch eine Bank von hellgrauem Kalk, die wahrscheinlich als Lochseitenkalk betrachtet werden darf; sonst liegt hier überall der Verrucano unmittelbar auf der untern Kreide der Vorab-Tscheppfalte. Auch am Westrand der Alp von Sagens scheint im Gegensatz zu der Darstellung in der Geologischen Karte keine zusammenhängende Lochseitenkalkbank vorhanden zu sein. Die Drusbergschichten der Tscheppfalte reichen dort, wenigstens im N, bis dicht zum Verrucano hinauf, da man nahe unter der Kontaktfläche noch verkieselte Austernschalen findet. Vielleicht darf am Südwestrande von Alp von Sagens noch eine Lochseitenkalkbank von den Drusbergschichten abgetrennt werden, da die obersten Kalklagen sich durch auffallend hellgraue Verwitterungsfarbe von den bräunlichen Drusbergschichten abheben. Unter dem Crap Masegn, südlich von Alp von Sagens wie auch zu beiden Seiten des Tales von Panix ist nirgends eine Lochseitenkalkbank zwischen dem überschobenen Verrucano und der Tscheppfalte zu bemerken.

Wie im übrigen Verbreitungsgebiet des Lochseitenkalks, so verläuft auch hier seine obere Grenze auf weite Strecken als tischebene Fläche, während seine Unterseite unregelmässig wellig und zackig gestaltet ist. An vielen Stellen, namentlich zwischen Tschepp und Ringelspitz (Tafel 28, Figur 6) und unter den Tschingelhörnern, zweigen von seiner Unterseite keilförmig zugespitzte, steil südfallende Ausbuchtungen ab, zwischen welche der Wildflysch hineingeknetet ist. Die meisten dieser Keile sind 5—20 m lang. Der weitaus grösste unter ihnen zweigt an der Nordwand des Ofens ab; er ist 20—50 m dick und greift etwa 200 m tief in den Wildflysch hinunter (Tafel 27, Figur 2).

Da die Verrucanoreste auf dem Scheitel der Hausstock-Vorab-Ringelkette orographisch die Fortsetzung des Verrucanos am Südrande der Kärpf- und der Magereu-Guschagruppe bilden, so darf man sie mit letzterem zur gleichen Decke, also zur Mürtschendecke, rechnen. Mit dieser Annahme stehen auch die Faciesverhältnisse in bestem Einklang. In der Ringel- und Segneskette, auch im östlichen Teil der Vorabgruppe, beginnt der Verrucano über dem Lochseitenkalk stets mit einem 10—50 m mächtigen lauchgrünen, schiefrigen Gestein, das zwischen den flaserig verlaufenden Serizitlagen Einsprenglinge von Quarz und Feldspat und grössere und kleinere dünne Quarzlinsen enthält und nach der Untersuchung von Blumenthal (**240,** p. 9) ein sedimentärer Plagioklasgneis ist. Dasselbe Gestein bildet nach meinen Beobachtungen auch den Sockel des Verrucanos am Foostock (Tafel 27, Figur 6) und Augstkamm bis zum Riesetenpass, und wahrscheinlich gehören auch die untersten Verrucanolagen auf der Nordseite des Weisstannentales zwischen Obersiez und Galanseralp dazu. Über diesem Paragneis folgen in der Vorab-Segnes-Ringelkette genau wie im südlichen Teil der Magereu-Guschagruppe seidenglänzende Serizitschiefer, die im S vorwiegend grün gefärbt sind, während nördlich vom Weisstannental und Foopass violettrote und grauviolette Farbentöne vorherrschen. An manchen Orten, namentlich auf der Sardona und am Piz Grisch, schliessen die Verrucanoschiefer in Menge dieselben dolomitartigen Kalklinsen ein, wie man sie am Hahnenstock und in den Bleitstöcken in der Kärpfgruppe und in der Kette der Riesetenhörner und des Rottors in der Magereugruppe beobachtet. Endlich ist hervorzuheben, dass der Verrucano im südwestlichen Teil der Vorabkette, namentlich zwischen Sether Furka und Rotstock, kleine Lager von Melaphyr und Quarzporphyr einschliesst wie in der Kärpfgruppe. Auch im Verrucano des Hausstockgipfels kommt nach den Beobachtungen von F. Weber (**373**) ein Eruptivgesteinslager vor.

Vom Hangenden des Verrucanos sind einzig am Südwestgrat der Vorabkette noch Reste erhalten geblieben. An seinem Südende finden wir am Gipfel des Rotstocks über dem hier bloss noch 80—100 m mächtigen Verrucano der Mürtschendecke:

1. Eine 5—10 m mächtige Wechsellagerung von rostig anwitternden feinkörnigen Sandkalken, wellig knolligen, oft rostig anwitternden, glänzenden glimmerhaltigen Mergelschiefern und sandigen Kalkschiefern, zu oberst mit einer 1 m dicken, fast ganz aus Quarzkörnern bestehenden rostigen Bank. Die Gesteine stimmen petrographisch mit Schichten des untern Lias der Magereu-Guschagruppe überein;
2. $1{,}_5$—2 m glänzende violettrote und grüne Quartenschiefer.
3. 5—6 m Rauhwacke, das kleine Gipfelplateau bildend.

Diese kleine Lias-Triasmütze stellt eine stark reduzierte verkehrte Schichtreihe dar. Wahrscheinlich darf sie als Rest eines Mittelschenkels zwischen der Mürtschendecke und einer höhern Decke, der Axendecke, betrachtet werden. Dieses tektonische Element setzt sich nordwärts in einigen kleinen Rauhwackeresten fort, die am Grat zwischen Rotstock und Vorab auf dem Verrucano sitzen [1]). Ferner soll hier erwähnt werden, dass Herr R. Streiff-Becker (Zürich) im Jahre 1924 auf dem Gipfel des Hausstocks einen auf dem Verrucano liegenden Liasblock entdeckt hat. Derselbe kann unmöglich durch die diluvialen Gletscher an seinen heutigen Standort getragen worden sein, sondern ist wahrscheinlich ein winziges Erosionsrelikt der Decke, welcher der Lias des Rotstockgipfels angehört. Diese Vorkommnisse beweisen, dass hier über dem Scheitel des Aarmassivs die Mürtschendecke schon primär nur noch aus Verrucano bestand und dieser selbst tektonisch auf einen kleinen Bruchteil seiner normalen Mächtigkeit reduziert war.

Die gewaltige Verrucanomasse, die zwischen Laax und Brigels fast den ganzen Südabhang der Vorab- und Hausstockkette aufbaut, gehört, wenigstens in ihren untern und mittleren Teilen, gewiss zur Mürtschendecke, da sie durch die Gratrücken zu beiden Seiten des Beckens von Alp von Ruschein mit dem Verrucano des Vorabscheitels zusammenhängt und mit ihm in den Hauptzügen der Gesteinsfacies übereinstimmt. Auch hier besteht die weitaus überwiegende Masse des Verrucanos aus weichen, dünnblättrigen, serizitisch glänzenden Tonschiefern [Phyllitgruppe in der geologischen Karte der Tödikette (**373**) von F. Weber]. Neben den vorherrschenden graugrünen bis dunkel violettgrauen Schiefern fallen an manchen Stellen, z. B. am Grat zwischen Crap ner und Ranasker Furka, an der Basis des Verrucanos nordöstlich von der Sagenser Furka, am Fil Ranasca am Westabhang des Gipfels 2343 m, an vielen Stellen im Schleuiser Tobel und am Ostende des Crap San Gion, Lager eines blauschwarzen Tonschiefers auf, der oft ohne scharfe Grenze in grüngraue oder violette Schiefer übergeht. Es sind dieselben schwarzen Schiefer, wie sie an einer Stelle am Grat zwischen Rotstock und Sether Furka vorkommen und in der Kärpfgruppe am Berglihorn kleine Lager im Verrucano der Mürtschendecke bilden. Die im Verrucano des Sardona-, Kärpf- und Foostockgebietes so häufigen Knollen und Lagen von dolomitischem Kalk zeigen sich auch auf der Südseite des Vorab stellenweise, z. B. in den Bachfurchen nordöstlich von der Sagenser Furka und am Nordabhang des Crap Masegn. Für die Zugehörigkeit dieses Verrucanogebietes zur Mürtschendecke spricht ferner das Vorkommen zahlreicher Lager von Eruptivgesteinen. Viele Lager eines hell grünlichgrauen Quarzporphyrs, ähnlich demjenigen der Kärpfgruppe und der Sether Furka, liegen im oberen Teil der Verrucanoschiefer des Gebietes östlich vom Panixertal. Er erscheint am Westabhang des Fil Ranasca in Form eines bis 80 m mächtigen Lagers und bildet höher oben am Gipfel 2343 m nochmals ein 30—50 m mächtiges Lager; er ist südlich davon im Gebiet der Alpen von Seth und Ruis das Hauptgestein und schaut auch auf den Ruiser Bergen an manchen Stellen aus der Moränendecke heraus. Östlich vom Sether Tobel setzen sich diese Lager am Gipfel des Crap Masegn und des Crap San Gion, an den Graten westlich von Alp de Fallera und in einer Serie von Quarzporphyr-

[1]) Die in der Geologischen Karte am Grat zwischen Rotstock und Sether Furka eingetragene kleine Liasmütze existiert in Wirklichkeit nicht. Wie ich 1924 beobachtete, besteht dort der Grat auf kurzer Strecke aus schwarzen Tonschiefern, die nordwärts an Quarzporphyr anstossen und nach unten ohne scharfe Grenze in grauviolette Verrucanoschiefer übergehen und daher ebenfalls zum Verrucano gehören.

bänken fort, die im südlichen Teil der Alp von Schnaus zutage treten. Schon seit langer Zeit ist bekannt, dass zwischen Ladral und der Alp Rubi ein Melaphyrlager in den schiefrigen Verrucano an den Abhängen des Culm (2420 m) eingeschaltet ist. Der Verrucano, der in der Furkel 2359 m östlich von Alp Rubi auf den Rötidolomit des Piz da Dartgas hinaufgeschoben ist, enthält Bänke des hellen Quarzporphyrs und besteht im übrigen aus mannigfaltigen bunten Verrucanoschiefern, genau wie sie z. B. am Hahnenstock in der Kärpfgruppe vorkommen.

Zwischen Fellers und Brigels werden die unteren Teile der Südabdachung der Vorabkette von einer neuen Verrucanofacies, dem Ilanzer Verrucano, aufgebaut, einer dickbankigen, grobklastischen, stark dynamometamorphen Breccie mit wechselnd mächtigen Lagen von grüngrauen bis violettgrauen Serizitschiefern. Der unmittelbare Kontakt mit den liegenden Verrucanoschiefern der Mürtschendecke ist der starken Überschüttung des Verrucanogebietes mit Verwitterungsschutt und Moräne wegen nur selten zu beobachten; westlich von der südlichen Kirche von Fellers und im Schleuiser Tobel zeigt er sich als scharfe, etwa 25° S fallende Grenze. Der Ilanzer Verrucano steigt aus der Sohle des Rheintales im E bis auf die Terrasse von Fellers (1250 m), nördlich von Ruschein und Seth bis zu 1800—1900 m hinauf; zwischen Ruis und Waltensburg endigt er schon bei 1000—1100 m mit dem Tobel des aus Ladral kommenden Baches. Hoch oben auf den Alpen von Ruis und Seth trifft man noch einige isolierte, von der Erosion verschont gebliebene Reste desselben. Das nördlichste und höchste Vorkommnis sitzt als etwa 20 m dicke Mütze auf dem Gipfel 2348 m des Fil Ranasca (Profil 12). Durch seine bis faustgrossen weissen, blassroten, dunkelroten und schwarzvioletten Silikatbrocken unterscheidet es sich deutlich von dem liegenden Quarzporphyr der Mürtschendecke, mit dem es auf den ersten Blick verwechselt werden könnte.

Der Ilanzer Verrucano baut westlich von Ilanz auch auf der rechten Seite des Rheintales den 400—500 m hohen Steilhang zwischen der Talsohle und der Terrasse von Meierhof-Flond auf. Nach den Aufnahmen von F. Weber und Niggli (**373**) tauchen am Eingang ins Val Zafragia die Paraschiefer und -gneisse des Tavetscher Zwischenmassivs unter dieser Verrucanoserie empor, setzen sich als schmale Zone auf der Nordseite des Vorderrheintales am Fusse der Brigelserhörner fort und schwellen nördlich von Brigels und Waltensburg an den Südabdachungen der Piz da Dartgaskette und des Crap Surscheins zu grösserer Mächtigkeit an. Sie bilden auch hier das Liegende des Ilanzer Verrucanos und legen sich nordwärts auf die mächtigen Verrucanoschiefer der Mürtschendecke. Aus diesen Tatsachen darf man schliessen, dass der Ilanzer Verrucano nicht mehr zur Mürtschendecke, sondern zu einer höhern Decke, wahrscheinlich zur Axendecke, gehört. Aus der Sedimentmulde (Schlans-Truns-Disentis) zwischen Aarmassiv und Tavetschermassiv sind Glarner- und Mürtschendecke herausgepresst worden, während die Wurzel der Axendecke in der Mulde zwischen Tavetschermassiv und Gotthardmassiv liegt [1]). Auf der Alp la Muotta nördlich von Ruschein liegt ein südwärtsfallender, etwa 1 km langer, 600 m breiter und etwa 50 m mächtiger Lappen von Rauhwacke auf dem Ilanzer Verrucano. Wenn auch in seinem Liegenden kein Melsersandstein zu beobachten ist, darf diese Trias doch als die normale stratigraphische Fortsetzung des Ilanzer Verrucanos und somit als Bestandteil der Axendecke betrachtet werden. Südlich vom Vorderrheintal setzt sie sich in der Rauhwacke und den Quartenschiefern fort, die unterhalb Flond auf dem Ilanzer Verrucano sitzen.

Ein merkwürdiges isoliertes Erosionsrelikt der Axendecke ist noch die über 100 m mächtige Liasmasse, die den Gipfel 2460 m am Südende der Piz da Dartgaskette formt. Sie besteht ausschliesslich aus quarzreichen Sandkalken, die nach meinen Beobachtungen völlig übereinstimmen

[1]) Nach der Darstellung von F. Weber (**373** und **374** Spezialkarten 100 A, 101 A und 101 B) dringen die Paragesteine des Tavetschermassivs nördlich von Brigels und Waltensburg in Form von 2—3 nordwärts überliegenden Gewölbekernen in die Verrucano-Serizitschiefermasse der Mürtschendecke ein und stellen somit den kristallinen Wurzelkern dieser Decke dar. Eine darunterliegende nördliche Abzweigung des Tavetschermassivs erscheint als kristalliner Kern der Glarnerdecke. Ein nördlicher Teilgewölbekern des Gotthardmassivs bildet den kristallinen Wurzelkern der Axendecke, während die Hauptmasse dieses Massivs die kristalline Wurzel der Säntis-Drusbergdecke darstellt. Die daraufsitzenden liasischen Bündnerschiefer des Piz Mundaun werden als der sedimentäre Teil der Wurzelregion dieser Decke betrachtet. Darüber schieben sich von S her die Bündnerschiefer des penninischen Deckensystems.

mit den Magereuschichten der Glärnisch-Ortstockkette oder des Magereugebietes, und bildet eine in die Verrucanoschiefer der Mürtschendecke eingewickelte, nordwärts geöffnete Mulde mit deutlicher Muldenumbiegung.

Bei Laax und Sagens tauchen die mächtigen aus der Wurzelregion der helvetischen Decken emporgestiegenen Verrucanomassen der Mürtschen- und Axendecke unter die Schuttmassen des Flimser Bergsturzes und treten weiter im E nirgends mehr zutage. Gleichzeitig fällt bei der Betrachtung der Geologischen Karte und der Profile 4—10 auf, dass der Raum zwischen dem autochthonen Aarmassiv und seinem Sedimentmantel einerseits und den auf der Südseite des Rheintales anstehenden Bündnerschiefern des penninischen Deckensystems andererseits ostwärts sich stark verschmälert. Der südlich von Trins unter der Ruine Wackenau sichtbare südlichste Aufschluss des Aarmassivs ist nur noch 2 km vom Bündnerschieferrand bei Rhäzüns entfernt, und bei Ems und Felsberg beträgt dieser Abstand bloss noch $1{,}_7$ km. Beim Vormarsch der penninischen Decken sind also hier, wenigstens im Niveau der heutigen Rheintalsohle, die gewaltigen Sedimentmassen der helvetischen Decken in hohem Grade zusammengepresst oder verquetscht worden. Nun aber sind die schon Theobald und Albert Heim bekannten merkwürdigen Trias-, Dogger- und Malmfelsen, die zwischen Bonaduz und Nundraus im Ausgang des Domleschg auf dem linken Ufer des Hinterrheins aus den Schottern der Talsohle heraustreten, wahrscheinlich sogar die Triasfelsen, die 9 km südlich vom Bündnerschieferrand bei Pardisla und Rodels im untern Domleschg anstehen, nach den Untersuchungen von P. Arbenz und W. Staub (**221**) in der Facies des Autochthonen oder der nördlichsten helvetischen Decke ausgebildet. Darnach sind also diese im Gegensatz zu den Bündnerschiefern vorwiegend nordwestfallenden und von vielen N—S streichenden Querfalten durchsetzten Felsen als ein helvetisches Fenster in der Bündnerschiefermasse zu betrachten, und die penninische Überschiebung greift hier auf viele Kilometer Breite über die Wurzeln der helvetischen Decken hinweg und lässt die Bündnerschiefer nahe ans Autochthone herantreten.

XIV. Die Wildflyschdecke.

1. Kritik der frühern Anschauungen über die Tektonik des Glarnerflysches.

Die Tertiärbildungen, die im südlichen Teil der Glarner- und St. Galleralpen die autochthonen Falten bedecken, gliedern sich von unten nach oben in folgende Abteilungen:

1. Nummulitenschichten (Bürgenschichten von Arnold Heim), mit Transgressionsgrenze auf der Kreide sitzend, mit reicher Fauna des Lutétien (Mitteleocän).
2. Globigerinenmergel (untere Flyschschiefer, Stadschiefer).
3. Taveyannazsandstein, gewöhnliche Flyschsandsteine und Dachschiefer.
4. Blattengratschichten; Mergelschiefer mit Nummulitenbänken.
5. Wildflysch; Mergelschiefer mit exotischen Blöcken, zerrissenen Sandstein-, Quarzit- und Kalkbänken und mit Riffen und Bänken von Nummulitenkalk.

Diese Bildungen scheinen eine normale stratigraphische Schichtfolge darzustellen, da sie stets in der angegebenen Reihenfolge übereinanderliegen und oft konkordant gefaltet sind. Dieser Anschauung widerspricht aber die Tatsache, dass nicht nur die basale Nummulitenbildung, sondern auch die Nummulitenbänke der Blattengratschichten und des Wildflysches eine Lutétienfauna einschliessen, während die Sandsteine und Dachschiefer im mittleren Teil des Glarnerflysches nach der allgemeinen Ansicht der Alpengeologen zum Oligocän gehören. Rothpletz suchte 1898 (**149**) das Rätsel durch die Annahme zu erklären, der eocäne Flysch mit Nummulitenkalk im obern Teil des Glarnerflysches liege verkehrt unter der «Glarner Überschiebung». Jean Boussac äusserte sich 1910 (**223**) im gleichen Sinne und suchte dann 1912 in seinem grossen Werke über die alpinen Nummulitenbildungen (**250**) gestützt auf seine eigenen Beobachtungen in der Zentral- und Ostschweiz sowie auf die Arbeiten der schweizerischen Alpengeologen in ausführlicher Darstellung die Ansicht zu begründen, das Problem des Glarnerflysches sei mehr ein tektonisches als ein stratigraphisches Problem und

erkläre sich dadurch, dass Wildflysch und Blattengratschichten dem verkehrten Mittelschenkel unter der grossen Glarner Überfaltungsdecke angehören und in ihrer Wurzelregion mit dem normalliegenden Lutétien der autochthonen Falten zusammenhangen.

Schon vor dem Erscheinen des grossen Werkes von Boussac hat Arnold Heim (**243**) eine Reihe von Gründen angeführt, welche die Unhaltbarkeit der Anschauung von Rothpletz und Boussac dartun. Trotzdem sollen hier die Erwägungen und Beobachtungen, die mit jener Ansicht im Widerspruch stehen, nochmals etwas eingehender dargestellt werden.

1. Die grossen Überfaltungsdecken besitzen in der Regel gar keinen oder bloss einen sehr reduzierten und nur lückenhaft erhaltenen Mittelschenkel; selbst bei den kleinern Deckfalten, z. B. bei den Zweigdecken der Säntis-Drusbergdecke, finden wir nur in der Nähe der Gewölbe- und Muldenumbiegungen einen Mittelschenkel von beträchtlicher Mächtigkeit. Es ist darum von vornherein sehr unwahrscheinlich, dass Wildflysch und Blattengratschichten, die sich durch die ganze Zentral- und Ostschweiz hindurch und auf grosse Breite verfolgen lassen und meistens viele hundert Meter mächtig sind (im Schächental z. B. bis 500 m, am Blattengrat bei Elm 800—900 m) dem verkehrten Mittelschenkel einer Überfaltungsdecke angehören.

2. Die Mittelschenkel grosser Falten zeigen stets Erscheinungen der Streckung und Auswalzung. Im Wildflysch und in den Blattengratschichten der Glarneralpen dagegen beobachten wir neben massenhaften kleinen Stauungsfältchen nicht selten auch grössere Falten, die auf einen starken Zusammenschub hindeuten. Kräftige liegende Falten bilden z. B. die Nummulitenbänke in den Blattengratschichten am West- und Nordabhang des Blattengrates und im westlichen Teil des Weisstannentales. Zu beiden Seiten des Krauchtales sind Wildflysch, Blattengratschichten und die Sandsteingruppe zu einem System weit ausholender Falten zusammengeschoben (Profil 8), und ebenso greift auf Fooalp und Alp Scheibs südlich vom Weisstannental der Wildflysch in Form von tiefen Mulden in die Blattengratschichten hinein (Profile 5 und 6). Das tektonische Strukturbild der Wildflysch- und Blattengratschichten ist also nicht dasjenige eines Mittelschenkels, sondern einer normalen gefalteten Schichtfolge.

3. Der Hauptgrund dafür, dass die Theorie Boussacs nicht richtig sein kann, liegt aber nach meiner Ansicht darin, dass sie in vollem Widerspruch steht mit den Anschauungen, die wir bisher über den Deckenbau der Glarneralpen und den Facieswechsel innerhalb der einzelnen Schichtgruppen gewonnen haben. In den autochthonen und parautochthonen Falten des Linthgebietes sind die basalen, auf der Kreide transgredierenden Nummulitenschichten stets in der sogenannten Bürgenfacies ausgebildet. In den Falten des Ringel- und Taminagebietes geht sie in die durch Glaukonitreichtum ausgezeichnete Mürtschenfacies über, die dann auch durch Glarner-, Mürtschen- und Axendecke hindurch herrscht. Überall geht die Bildung nach oben durch eine schwache Folge von glaukonithaltigen Mergelschiefern in die 100—200 m mächtigen Stadschiefer über. In den Blattengratschichten und im Wildflysch dagegen erscheinen die Nummulitenschichten nicht mehr als eine einheitliche, die Kreide zusammenhängend bedeckende Bildung, sondern sie treten in Form von zerstreuten und unbeständigen Bänken und Riffen im Innern der Mergel auf, weichen auch nach Gesteinscharakter und Fauna von der basalen Nummulitenbank ab, und überdies sind in den Wildflysch Blöcke und Schichtpakete vieler anderer Gesteine regellos eingestreut, die in der basalen Eocänserie völlig fehlen. Wenn der von Boussac und Rothpletz behauptete Zusammenhang der beiden Eocänzonen vorhanden wäre, müsste also überall in den zentral- und ostschweizerischen Alpen in der Synklinale zwischen den autochthonen Falten und der untersten Überfaltungsdecke ein plötzlicher und sehr starker Facieswechsel einsetzen, was von vornherein sehr unwahrscheinlich ist. Würden wir, die Tektonik der Glarneralpen im Sinne Boussacs aufgefasst, die autochthonen Falten und die Decken ausglätten, so würden wir, von N nach S fortschreitend, das Mitteleocän zuerst in der Bürgenfacies der autochthonen Falten, dann plötzlich in breiter Zone in der Facies des Wildflyschs und der Blattengratschichten, später im Gebiet der untern und mittleren helvetischen Decken in der der Bürgenfacies nahestehenden Mürtschenfacies und endlich weit im S im Gebiet der Drusbergdecke wieder in der Wildflyschfacies antreffen. Ein derartiger wiederholter Wechsel zweier Facies ist sehr unwahrscheinlich.

Dabei ist namentlich noch zu bedenken, dass das Deckengebiet der Glarneralpen nicht, wie Boussac annahm, aus einer einzigen grossen Decke besteht, die sich durch eine enge Synklinale in zwei Decken (nappe du Mürtschenstock und nappe du Wildhorn) gabelt (**250,** Figuren 15—17 bei p. 21), sondern dass es sich in ein ganzes System von Decken und parautochthonen Falten gliedert, und dass der Wildflysch nicht nach Art eines Mittelschenkels einfach an der Basis der untersten Überfaltungsdecke liegt, sondern, wie Karten und Profile zeigen, auch unter die parautochthonen Falten hinuntergreift (am Kammerstock unter die Griesstockdecke, am Panixerpass und Flimserstein unter die Vorab-Tscheppdecke). Ebenso wichtig ist die weitere Tatsache, dass er dort, wo die Glarnerdecke auskeilt, nicht ebenfalls aufhört, sondern in voller Mächtigkeit auch als Unterlage der höhern Decken sich fortsetzt. So bildet er in der Magereu-Guschagruppe und in den Grauen Hörnern das Liegende der Mürtschendecke, im Schächental die Unterlage der Axendecke. Er ist also nicht an eine bestimmte Decke gebunden, wie dies der Fall sein müsste, wenn er ein Mittelschenkel wäre, sondern er bildet die gemeinsame Unterlage des ganzen helvetischen Deckensystems. Ein gemeinsamer Mittelschenkel einer Vielheit von Decken, die alle am Südrand des Aarmassivs wurzeln, ist aber kaum denkbar.

4. Nach diesen mehr allgemeinen Erwägungen sollen noch die tektonischen Verhältnisse einiger Lokalitäten nachgeprüft werden, auf welche Boussac seine Auffassung hauptsächlich stützte.

a) Beim Studium der Erscheinungen auf Fisetenalp und am Kammerstock fand Boussac unter dem Lochseitenkalk am Kamm westlich vom Kammerstockgipfel stark metamorphen Assilinengrünsand (Lutétien), darunter sandige, gelblich anwitternde Schiefer, dann eine mächtige Folge von Mergelschiefern von Wildflyschcharakter, die er am Ostabhang des Kammerstocks auf den Taveyannazsandsteinen aufruhen sah, unter denen dann die Globigerinenmergel und Nummulitenschichten des autochthonen Gebirges folgen. Er erblickte in dem über dem Taveyannazsandstein liegenden Teil des Profils eine verkehrte Schichtfolge, im untern Teil des Profils dieselbe Schichtreihe in normaler Lage. In Wirklichkeit sind jedoch die Verhältnisse weit komplizierter (Figur 10, p. 56). Derselbe Assilinengrünsand, den Boussac dicht unter dem Lochseitenkalk antraf, wird weiter im W zu beiden Seiten des Fisetenpasses von letzterem durch 5—20 m Globigerinenmergel getrennt und ruht normal auf Seewerkalk. Weiter im E schwimmt die ganze Kreidemasse des Kammerstockgipfels als Stirnende der Glarnerdecke im Innern der Flyschschiefer von Fisetenalp, und in tieferem Niveau ist in dieselben Schiefer auch der Malm der Griesstockdecke eingebettet. Die echten Wildflyschschiefer folgen erst unter diesem Malm, während die Flyschschiefer von Fisetenalp zu den Stadschiefern gehören. Die Schichtfolge, die Boussac als verkehrten Schenkel der Glarnerdecke betrachtete, verteilt sich also auf verschiedene tektonische Einheiten und hängt stratigraphisch durchaus nicht mit dem Lochseitenkalk zusammen.

b) Boussac benutzte die Profile Blumenthals (**240,** Tafel III) durch die Gegend von Segnes sura und durch den Flimserstein als Beweis dafür, dass in der «région des charnières» auf der Südseite der Segnes-Ringelgruppe das Lutétien bereits als Schiefermasse mit eingelagerten Nummulitenbänken ausgebildet sei, ferner dass es auf sich selbst zurückgebogen sei und sich unter der «nappe inférieure» als verkehrter Mittelschenkel nach N fortsetze (**250,** 410/411). Nun aber ist in diesem Gebiete neben der Wildflyschfacies des Lutétien auch die normale Facies der autochthonen Falten vorhanden, z. B. am Westrande von Segnes sut (Tafel 27, Figur 7), wo im verkehrten Mittelschenkel der Vorab-Tscheppfalte Blattengratschichten, Dachschiefer und Sandsteine, Stadschiefer und Assilinengrünsand mit der Kreide eine kontinuierliche Schichtreihe bilden. Der Wildflysch, der hier unter dem Lochseitenkalk der Vorabkette liegt und auch in die Synklinale unter der Vorab-Tscheppfalte hineingreift, bildet nicht die Fortsetzung jener Tertiärschichten, sondern ruht diskordant auf den Blattengratschichten und auf den Taveyannazsandsteinen und Stadschiefern jenes Mittelschenkels. Die autochthone Eocänfacies und der Wildflysch sind also hier durch eine tektonische Grenze scharf getrennt.

c) Als Hauptbeweis dafür, dass der Glarnerflysch eine grosse liegende Mulde darstelle, deren verkehrter Schenkel durch Wildflysch und Blattengratschichten gebildet werde, reproduzierte

Boussac ein von Rothpletz 1898 (**149,** Tafel IV, Figur 10) veröffentlichtes Profil durch Rotstock und Panixerpass (**250,** p. 393, 409). Darnach würden die oligocänen Sandsteine unter dem Rotstock sich auf sich selbst zurückbiegen und einen im S geschlossenen Muldenkern bilden, der oben und unten von denselben mitteleocänen Schiefern umhüllt wird. Nun kann man aber aufs deutlichste sehen (Tafel 26, Figur 4), dass der Kern der schönen Flyschsynklinale, die an der Westwand des Rotstocks aufgeschlossen ist, nicht vom Taveyannazsandstein, sondern von Wildflysch gebildet wird, und dass die Sandsteinbänke sich nicht auf sich selbst zurücklegen, sondern samt den darunterliegenden Stadschiefern sich um das Südende der Wildflyschmulde herumbiegen und dann in überkippter Stellung von dem über den Flysch hinweggeschobenen verkehrten Malm der Vorab-Tscheppfalte abgeschnitten werden. Das tektonische Bild spricht durchaus dafür, dass Stadschiefer, Taveyannazsandstein und Wildflysch schon vor der Deckenbildung wie die Glieder einer normalen Schichtreihe übereinanderlagen. Nördlich von der Muldenumbiegung findet man zwischen der Passhöhe und dem Kalkhorn an mehreren Stellen als Bestandteil des verkehrten Schenkels der Vorab-Tscheppfalte 3—10 m dicke Lagen desselben taveyannazartigen Sandsteins, der das Liegende des Wildflyschs bildet. Der Wildflysch und die unter dem Taveyannazsandstein liegenden Globigerinenmergel hangen also nicht um das Südende der Sandsteinsynklinale herum zusammen, sondern es wird im Gegenteil der Wildflysch vom Taveyannazsandstein eingewickelt. Das Profil beim Panixerpass ist also keine Stütze der Theorie von Rothpletz und Boussac, sondern im Gegenteil ein schlagender Beweis für ihre Unrichtigkeit.

5. Zum Schluss soll noch auf Erscheinungen im Flyschgebiet bei Ragaz hingewiesen werden, die ebenfalls mit der Hypothese von Boussac im Widerspruch stehen. Bei Valens und Vadura gliedert sich das autochthone Tertiär in auf Seewerkalk transgredierenden Assilinengrünsand, Stadschiefer, Sandstein und Dachschiefer, zeigt also noch völlig die im Gebiet der autochthonen Falten herrschende Facies; dagegen ist der nordostwärts sich anschliessende, auf den Dachschiefern von Vadura liegende Flysch in der Facies der Schiefer mit Assilinen-, Nummulinen- und Lithothamnienkalkbänken, also in der Wildflyschfacies, ausgebildet. Tolwinski (**236,** p. 52) nahm im Sinne der Theorie Boussacs an, dieser Flysch liege verkehrt unter den Überfaltungsdecken. Nun aber wird, wie schon p. 31 bemerkt wurde, diese Wildflyschmasse im S zwischen Matonalp und Munt auf einer über 3 km langen Strecke von einer oft über 50 m mächtigen, nach S unter die Kaminspitzfalte einfallenden Serie von Dachschiefern und Flyschsandsteinen begrenzt, die am Abhang oberhalb Tschugg mit der Dachschiefer- und Sandsteinzone von Vadura zusammenhängt und als Glied des verkehrten Schenkels der Kaminspitzfalte betrachtet werden darf (Profil 1). Der Wildflysch des Gebietes südlich von Ragaz liegt also im Kern einer unter die Kaminspitzfalte untertauchenden Mulde und ist somit ähnlich wie derjenige am Panixerpass völlig vom normalliegenden autochthonen Lutétien getrennt.

2. Der Wildflysch als eingewickelte Decke.

Gestützt auf die Erscheinungen des Glarnerflysches und seine Studien in der Zentral- und Westschweiz hatte Arnold Heim 1908 in seinem grossen Nummulitenwerk (**205**) die Ansicht vertreten, der gesamte Tertiärflysch der nördlichen Kalkalpen, mit Einschluss des Wildflysches, sei als eine normale Schichtfolge und daher als Mitteleocän zu betrachten. Die Kritik, die sich dagegen erhob, und neue Beobachtungen veranlassten ihn jedoch, diese Ansicht wieder aufzugeben. Als besonders wichtig für die stratigraphische und tektonische Auffassung des Wildflyschs erwies sich der seewerartige Kalk, der bald in Form von umfangreichen Felsmassen, bald in Form von kleinern Linsen oder Brocken in den Wildflysch der südlichen Glarner- und St. Galleralpen eingebettet ist. Der hellgraue schiefrige Kalk schliesst oft zahlreiche Bruchstücke von querfaserigen Schalen einer Inoceramusart ein und ist stets reich an kleinen Foraminiferen, die auf den Anwitterungsflächen in Form von dunkeln Körnchen sich zu erkennen geben. In Dünnschliffen einiger von Alp Falzüber am Nordabhang der Sardona, von Alp Tschingeln am Segnespassweg und von Riedboden-Berglialp (Kärpfgruppe) stammenden Proben dieser Kalke und Körnchenschiefer fand Arnold Heim (**243,** p. 40/41)

in grosser Zahl: *Discorbina canaliculata*, Reuss (= *Pulvinulina tricarinata*, Quereau), *Globigerina bulloides*, d'Orb., *Globigerina*, sp., wahrscheinlich *cretacea*, *Textularia*, sp., in der Probe von Berglialp auch in Menge *Orbulinaria ovalis*, Kaufm. (= *Pithonella ovalis*, Lorenz); alles Formen, die bisher nur in der obern Kreide, und zwar nicht bloss in den helvetischen, sondern namentlich auch in den romanischen (unterostalpinen) Decken gefunden worden sind. Am Segnespassweg (Nordseite) fand ich in diesem seewerartigen Kalk auch zwei Belemniten. Nach diesen Funden konnte nicht mehr bezweifelt werden, dass diese seewerartigen Kalke nicht mehr zum Eocän, sondern zur obern Kreide gehören. Da sie häufig durch allmählichen Übergang mit den Wildflyschschiefern verbunden sind, darf auch mit ziemlicher Sicherheit angenommen werden, dass manche Partien dieser Schiefer selbst zur obern Kreide gehören. Der Wildflysch kann also nicht als stratigraphische Fortsetzung der autochthonen Eocän- und Oligocänschichten betrachtet werden.

Die seewerartigen Kalke im Flysch der Sardonagruppe waren zum Teil schon Arnold Escher und Albert Heim bekannt. Sie sind in Blatt XIV der Geologischen Karte der Schweiz als Seewerkalk eingetragen und wurden (vgl. **121,** Tafel II, Profile 12 und 13) als abgequetschte und verschleppte Teile der autochthonen Kreidefalten aufgefasst. Dieser Zusammenhang ist aber aus folgenden Gründen nicht möglich:

1. Die seewerartigen Kalke im Wildflysch der Sardonagruppe sind im allgemeinen heller als der Seewerkalk der autochthonen Falten, und die für den helvetischen Seewerkalk charakteristischen schwarzen Häute fehlen oder sind nur schwach ausgebildet. Am Segnespassweg zeigt der Kalk stellenweise eine blassrötliche Färbung, was im Seewerkalk der autochthonen Falten und der tiefern Decken noch nirgends beobachtet worden ist.

2. Die «Körnchenschiefer», die oft in den Seewerkalk eingelagert sind und in die Facies der umgebenden Wildflyschschiefer überleiten, kommen im autochthonen Seewerkalk nicht vor.

3. Die sichtbaren autochthonen Falten zeigen fast ohne Ausnahme eine geschlossene, von Nummulitenschichten bedeckte Gewölbeumbiegung, die nicht den Eindruck macht, als wären Kreidepartien davon abgequetscht worden.

4. Wären die seewerartigen Kalkmassen vom Autochthonen oder von den untern Decken abgetrennt worden, so wären wahrscheinlich da und dort auch Nummulitenschichten, Stadschiefer und Taveyannazsandstein damit in Verbindung geblieben. Sie sind jedoch niemals von diesen Gesteinen, sondern stets nur von Wildflysch begleitet.

Der seewerartige Kalk im Wildflysch der Glarneralpen kann also nicht zur helvetischen Kreide gehören; dagegen scheint er nach Gesteinscharakter und Fauna Ähnlichkeit zu haben mit gewissen Partien der Leimernschichten, die Kaufmann zuerst aus dem Flysch der Zentral- und Westschweiz beschrieben hat und die sich seither als exotische Kreide erwiesen haben (vgl. **211,** Buxtorf, 1908, p. 192—197).

Nachdem feststand, dass der Wildflysch der Glarneralpen weder als normales Glied der helvetischen Eocänserie noch als verkehrter Mittelschenkel der «Glarner Überschiebung» gedeutet werden kann, musste sich die Anschauung aufdrängen, dass er einer besondern Decke angehört, die weit aus dem S über das helvetische Eocän hinweggeschoben worden ist. Die überraschende Tatsache, dass seine Hauptmasse nicht über dem helvetischen Deckensystem liegt, sondern im Gegenteil seine Unterlage bildet, liess sich nur durch die Annahme erklären, der Wildflysch sei schon vor Beginn des helvetischen Faltenschubes über das helvetische Sedimentationsgebiet hinweggeschoben worden und sei dann, als darunter die helvetischen Decken sich bildeten, wie ein normales Schichtglied derselben mitgefaltet und von ihnen auf grosse Breite überdeckt worden, so dass nun die helvetischen Decken gleichsam in einen mächtigen exotischen Flyschmantel eingewickelt waren.

Arnold Heim hat dieser neuen Anschauung zum erstenmal im Jahre 1910 (**243**) Ausdruck gegeben. Seither hat sie sich mehr und mehr befestigt, weil auch die Erscheinungen der Flyschzonen der Zentral- und Westschweiz damit im Einklang stehen. P. Beck (**203**) kam schon 1908 nach dem Studium der Gebirge auf der Nordseite des Thunersees zur Überzeugung, dass der Wildflysch der Habkernmulde und die darinliegenden Leimernschichten ein einheitliches Phänomen bilden und zu

einer besondern exotischen Decke gehören. Seine Schilderung des Habkernflysches und seiner Leimernschichten entspricht aber vollkommen den Erscheinungen des Wildflysches der Sardonagruppe und der Grauen Hörner, bloss mit dem Unterschied, dass hier die grünen und roten Leimernschichten mit ausgesprochenem Couches rouges-Charakter, Neocom-Fleckenmergel und Lias nicht nachgewiesen sind. Ebenso kamen A. Buxtorf und R. Schider (**265,** p. 27—29) zur Ansicht, dass der mächtige Wildflysch und Schlierenflysch im Gebiet zwischen Thunersee und Pilatus wie auch die subalpine Flyschzone nicht in direktem stratigraphischem Zusammenhang mit der helvetischen Kreide ihrer Umgebung stehen, sondern aus dem S über das helvetische Deckengebiet hinweggeschoben worden sind, und dass die Hypothese der Deckeneinwicklung geeignet ist, die tektonischen Erscheinungen zu erklären.

Den ersten Grund zu dieser Einwicklungstheorie legte M. Lugeon schon 1902 (**165,** p. 731/732), indem er zeigte, dass eine Schuppe der «Zone des cols», in der sich der Flysch der Habkernmulde fortsetzt, tief in die Synklinale zwischen der Morclesdecke und der Diableretsdecke eindringt. Von besonderer Bedeutung für die Frage nach der Herkunft des überschobenen Wildflyschs wurde die weitere Feststellung Lugeons, dass die Decke des Mont Bonvin aus der «Zone des cols» sich südwärts über die Wildhorndecke hinüberwölbt, auf der Nordseite des Rhonetales durch eine Muldenumbiegung mit dieser Decke zusammenhängt und dann zwischen Sion und Sierre unter die Bündnerschiefer des penninischen Deckensystems taucht. Hieraus durfte man schliessen, dass auch der Wildflysch der Zentral- und Ostschweiz nicht, wie Beck (**203**) anfänglich annahm, zur Klippendecke gehört, sondern aus dem Faciesbezirk stammt, der ursprünglich zwischen dem helvetischen und dem penninischen Gebiet lag. Arnold Heim hat dieses Gebiet das ultrahelvetische Gebiet genannt. Für die aus dem Wildflysch und darin eingeschlossenen mesozoischen Schichtmassen bestehende Schubmasse der Glarneralpen verwende ich den neutralen Namen Wildflyschdecke.

3. Verbreitung der Wildflyschdecke.

Gemäss ihrer Entstehungsweise gliedert sich die Wildflyschdecke in drei nach ihrer Lage zu den helvetischen Falten verschiedene Teile: in einen vor den helvetischen Decken liegenden, auf den Molasserand hinaufgeschobenen Teil, einen zwischen die autochthonen Falten und die helvetischen Decken eingewickelten Teil und einen über diesen Decken liegenden Teil. Innerhalb unseres Untersuchungsgebietes gehört die Wildflyschdecke fast ganz dem eingewickelten Teile an.

In mächtigster Entwicklung ist sie zwischen dem Sernftal und Ragaz in der Hausstock-Vorab- und Sardonagruppe und in den Grauen Hörnern aufgeschlossen. Am Nordabhang von Vorab und Sardona, im Gebiet von Tschingelnalp und Falzüber, reicht sie von der Höhe von 1400 bis 1500 m an bis zu dem in etwa 2700 m Höhe liegenden Lochseitenkalk hinauf und besitzt so eine scheinbare Mächtigkeit von über 1500 m. Das westliche Calfeisental ist bis nach St. Martin hinaus von der Gipfelregion (etwa 2800 m) bis auf die in 1500—1700 m Höhe liegende Talsohle hinunter in den Wildflysch eingeschnitten. Seine wirkliche Mächtigkeit ist in diesem Gebiete jedoch viel geringer als die scheinbare. Aus den Karten und den Profilen 6—9 ergibt sich, dass in der Vorab- und Segnes-Ringelspitzkette der Wildflysch die Stirngewölbe der autochthonen und parautochthonen Falten umhüllt und so durch Faltung lokal zu ungewöhnlicher Mächtigkeit aufgehäuft ist. Aber auch dort, wo die helvetische Faltung seine Mächtigkeit nicht mehr stark beeinflussen kann, ist er immer noch sehr kräftig entwickelt. Im Hintergrund der Täler von Calvina und Lasaalp ist er 600—800 m mächtig; auf der Nordostabdachung der Grauen Hörner muss er bis zum Untertauchen unter die Rheinebene zwischen Wangs und Ragaz noch mindestens 400—600 m mächtig sein, da im Talkessel von Unter-Valeis und im Taminatobel bei Ragaz sein Liegendes noch nicht aufgeschlossen ist.

Verfolgen wir die Wildflyschdecke von Elm aus nach W, so fällt uns schon im westlichen Teil der Vorabkette eine starke Abnahme ihrer Mächtigkeit auf. Unter dem südlichen Teil des Hausstockgipfels ist sie zwischen der Sandstein-Dachschiefergruppe und dem Lochseitenkalk auf kaum 30 m Mächtigkeit reduziert, schwillt aber dann auf dem südlichen Teil des Grates zwischen Hausstock und Fil Fluaz, über dem Scheitel des Aarmassivs, nochmals zu etwa 150 m Mächtigkeit an. Auf

der Westseite des Linthtales ist sie auf Altenorenalp unter dem Rotstock etwa 250 m mächtig und spitzt sich unter dem Nordrand des Claridenfirns als schmaler Keil zwischen dem autochthonen Sandstein und der dünn ausgewalzten Griesstockdecke aus. Dem Klausenpass entlang tritt sie an mehreren Stellen in kleinen Fenstern unter dem Griesstockmalm hervor, so südlich Waldhütte am Westende des Urnerbodens, in der Klus und auf Niemerstafelalp. Auf der Südseite des Schächentales erscheint sie nach W. Staub (**247,** p. 51) unter dem Nordfuss von Griesstock und Wespen in einer Mächtigkeit von 100—200 m als Unterlage von Griesstockdecke und Hohen Faulendecke und keilt dann westlich vom Brunnital zwischen dem Autochthonen und der Hohen Faulendecke aus. Auf der Nordseite des Schächentales schwillt der Wildflysch nordwestlich von Spiringen als Liegendes der Axendecke nochmals zu mindestens 500 m Mächtigkeit an.

Die Aufschlüsse im Linthtal und Sernftal beweisen, dass mit dem Einsinken der helvetischen Decken gegen N eine auffallende Reduktion der Wildflyschdecke eintritt. Schon am Ost-

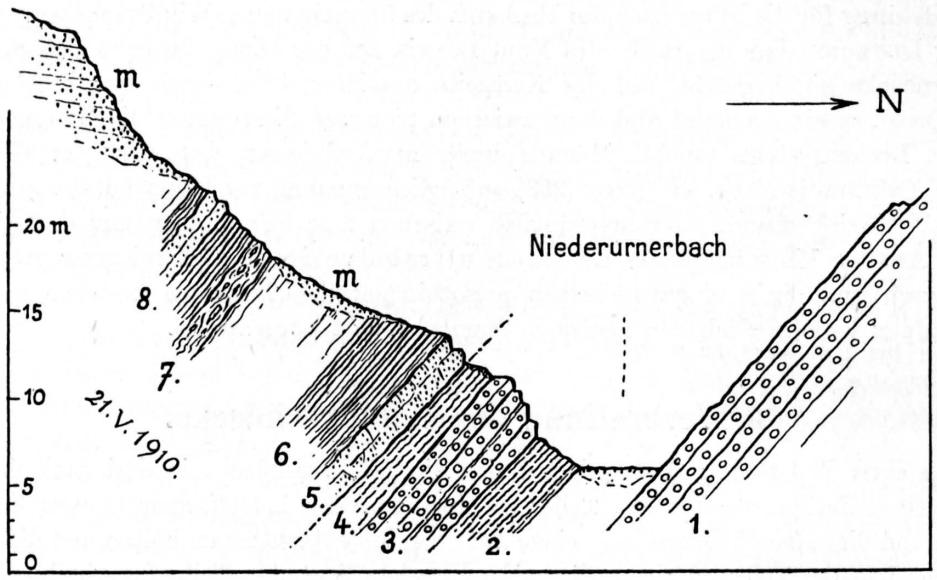


Fig. 47. **Profil durch den Kontakt von Molasse und Wildflysch am Niederurnerbach.**

1. Molasse-Kalknagelfluh der Hirzlikette.
2. Grünlichgraue Molassemergel, reich an weissen Glimmerschüppchen und kleinen, gerundeten, grauen und blassroten Quarzkörnchen; 3—4 m mächtig aufgeschlossen.
3. 4—6 m Kalknagelfluh.
4. 2—3 m grünlichgraue Molassemergel.
5. 1_s—3 m intensiv blaugrüner Quarzsandstein des Wilflysch.
6. 3 + x m graue bis grünlichgraue, feinglimmerige Mergel mit Lagen von bröckelig zerfallenden braunroten Mergeln, grösstenteils durch verrutschte Moräne verhüllt.
7. Zerknitterte schwarze Wildflyschmergel mit eingebackenen eckigen Brocken von Kalksandstein; ca. 2 m.
8. Glattflächige grünlichgraue Mergel mit einzelnen dünnen Sandkalkbänken, schlecht aufgeschlossen.

m = Moräne des Niederurnertalgletschers, zum Teil verschwemmt.

abhang des Kammerstocks ist ihre Mächtigkeit geringer als auf Altenorenalp. In der Brummbachschlucht westlich von Stachelberg beträgt sie noch etwa 150 m; allein nordwärts spitzt sich der Wildflysch rasch aus. Unter dem nördlichen Teil von Braunwald und im Luchsingertobel ist er ganz verschwunden, so dass die Glarnerdecke dort unmittelbar auf der Sandstein- und Dachschiefergruppe ruht. Auf der Ostseite des Linthtales erscheint die Wildflyschdecke unter dem Saasberg, im hintern Teile des Diestales und in den Flyschfenstern des Niederentales bei Ratzmatt und unter Mettmen in einer Mächtigkeit von 50—150 m, aber in der Lochseite bei Schwanden ist sie nicht mehr zu erkennen. Eine ähnliche Mächtigkeitsabnahme lässt sich auch im Sernftal feststellen. Während der Wildflysch am Schabell westlich über Elm gegen 300 m mächtig ist, ist er auf Rietboden-Berglialp auf etwa 200 m zurückgegangen und westlich von Engi auf ein dünnes Band reduziert. Auf den Weissenbergen am Südabhang des Gulderstocks ist er 350—400 m, im Mühlebachtal beim Untertauchen unter die Talsohle nur noch etwa 100 m mächtig. Dieselbe Erscheinung wiederholt sich im Weisstannental.

Während der Wildflysch auf der Südseite des Tales, z. B. auf Valtnovalp, oft eine Mächtigkeit von über 500 m aufweist, beträgt sie auf der Nordseite auf Tüllsalp noch etwa 300 m und nimmt dann nach NE, also in der Richtung des Einsinkens der Mürtschendecke, rasch ab, so dass sie im Bett des Mühlebachs nicht mehr 100 m erreicht und gegenüber der Roten Wand die Sandsteinzone beinahe den überschobenen Verrucano berührt.

Ob unter der Schildgruppe und unter dem nördlichen Teil der Magereu-Guschagruppe die Wildflyschdecke völlig verquetscht ist, kann nicht entschieden werden. Wo aber gegen den Nordrand der Alpen hin die Überschiebungsflächen der tiefsten helvetischen Decken wieder auftauchen, erscheint darunter auch wieder der Wildflysch. Im Niederurnertal (Profile 8—10) erfüllt er in einer Mächtigkeit von 250—700 m den ganzen Raum zwischen dem Troskalk der Wagetenkette und der Nagelfluh der Hirzlikette (Figur 47). Er gehört hier der «subalpinen Flyschzone» an, die zwischen Thunersee und Rheintal zwischen die Molasse und das helvetische Deckengebirge eingeklemmt und überall in der Wildflyschfacies ausgebildet ist.

Das plötzliche Abbrechen der Wagetenkette infolge Längszerreissung und die staffelförmige Anordnung der Gewölbestirnen von Rädertendecke und Drusbergdecke haben zur Folge, dass westlich von der Wagetenkette, im Trebsental und Wäggital, die nördliche Flyschzone der Glarneralpen plötzlich eine auffallende Verbreiterung erfährt. Durch die in der Aubrigkette wieder auftauchende Säntisdecke und ihre mächtige Senonmergelhülle wird sie in eine nördliche und eine südliche Zone geteilt, die sich aber westlich vom Aubrig in der breiten Flyschzone von Sihltal-Schwyz wieder vereinigen. Während der nördlich von der Aubrigkette liegende Teil dieser Flyschzone zur subalpinen Flyschzone gehört, kann der südliche Zweig bereits zu dem über den helvetischen Decken liegenden Teil der Wildflyschdecke gerechnet werden. Westlich vom hintern Wäggital erfüllt er den breiten Raum zwischen dem Aubriggewölbe und dem Stirngewölbe der Drusbergdecke und die Mulde zwischen letzterem und dem in die Tiefe getauchten Stirngewölbe der Rädertendecke, und vom Trebsental aus dringt er, wie die Aufschlüsse im hintern Teil des Oberseetales bei Kreuzegg und auf Sulzalp beweisen, auf 4 km Breite in die Mulde zwischen Rädertendecke und Säntisdecke ein (Profile 9 und 10).

Im mittleren und südlichen Teil der Glarneralpen sind keine über den helvetischen Decken liegende Teile der Wildflyschdecke erhalten geblieben. Ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes dagegen liegen grosse Wildflyschmassen über der Säntisdecke in den Mulden von Amden und von Wildhaus-Grabs [1]) und über der Drusbergdecke im Flysch von Obwalden.

4. Die Diskordanz zwischen dem Wildflysch und seinem Liegenden.

Mit der Anschauung, der Wildflysch gehöre einer besondern Überschiebungsdecke an, steht die Tatsache in bestem Einklang, dass er auf sehr verschiedenen Abteilungen des Eogens aufruht. Zu beiden Seiten des Linthtales liegt er überall auf der Sandstein-Dachschiefergruppe. Erst auf der Ostabdachung der Kärpfgruppe stellen sich dazwischen die Blattengratschichten ein, und zwar in zwei getrennten Partien, auf Bischofalp und Geisstalalp-Berglialp, die anscheinend in muldenförmigen Vertiefungen der Sandsteingruppe liegen. Der Wildflysch ruht also in diesem Gebiete bald auf den Blattengratschichten, bald auf den Sandsteinen.

Am Blattengrat und seiner Abdachung gegen den Raminbach, auf der Nordwestabdachung der Vorab-Sardonakette und im Weisstannental wird das Liegende des Wildflyschs überall durch Blattengratschichten gebildet, die in diesem Gebiete ihre mächtigste Entwicklung zeigen. Aber am Südwestabhang des Gulderstocks keilen sie gegen N aus, so dass der Wildflysch wieder auf die Flyschsandsteine zu liegen kommt.

Auch im Gebiet des Panixerpasses ist die Diskordanz an der Basis des Wildflyschs in die Augen springend. Er ruht dort am Westabhang des Vorab über dem nördlichsten Teil von Jätzalp

[1]) Nach Arnold Heim (**311**) und L. Rollier (**315**) gehört jedoch ein grosser Teil des in Wildflyschfacies ausgebildeten Flysches des Churfirsten-Säntisgebietes nicht zur Wildflyschdecke, sondern zur Säntisdecke.

auf dem Südende der vorhin erwähnten mächtigen Blattengratschieferzone, aber kurz nachher gegenüber Jätzalp Oberstafel auf einer Taveyannazsandsteinwand, die den untern Teil der Sandsteingruppe darstellt. Wandert man vom Seeli am Panixerpassweg über das wellige Plateau von Meer sura zur Scheitelkante von Ruch Wichlenberg hinauf, so sieht man im oberen Teil des Plateaus und an seinem Ostrande die braunen Wildflyschschiefer diskordant auf den Schichtköpfen der steil gegen SE fallenden Taveyannazsandsteinbänke sitzen. Der Wildflysch kommt also gegen N auf immer ältere Sandsteinbänke zu liegen, und an der Nordwand von Kalkhorn und Ruch Wichlenberg schneidet er die ganze Sandsteinstufe, dann die darunterliegenden Globigerinenmergel der autochthonen Falte von Jätzalp und schliesslich auch die Blattengratschichten schief ab. Wie man von der Panixerpasshöhe aus sehen kann, keilen in ähnlicher Weise auch in der Flyschwand südlich vom Südende des Meergletschers, in der sich der Taveyannazsandstein von Meer sura fortsetzt, die in kleine, nordwärts geneigte Fältchen gelegten Sandsteinbänke unter dem Wildflysch gegen N der Reihe nach aus. Gegen den Hausstock hin aber liegt der Wildflysch wieder auf einer mächtigen Serie von Flyschsandstein und Dachschiefern.

Noch viel auffallender als im Linth- und Sernftal ist die Diskordanz zwischen dem Wildflysch und seinem Liegenden im Taminagebiet und in der Segnes-Ringelgruppe. Beim Aufstieg durch das Tal von Lavtina südlich von Weisstannen sieht man an den beiden Talwänden den Wildflysch auf einer mehrere hundert Meter mächtigen Masse von Blattengratschichten aufruhen, unter denen im Talgrunde nördlich von Badöni noch stark gefaltete Flyschsandsteine mit Zwischenlagen von Dachschiefern fensterartig zutage treten. Am Steilhang zwischen Badöni und der Talstufe Valtüsch ist die Mächtigkeit der Blattengratschiefer bereits auf 200 m zurückgegangen, und beim Abstieg ins Calfeisental ist man überrascht, auf der Westseite des Tellerbaches, südlich von Eggalp, als Liegendes des mächtigen Wildflysches weder Blattengratschichten noch Sandsteine und Dachschiefer, sondern die helvetischen Globigerinenmergel zu finden, die bei St. Martin auf den Nummulitenschichten aufruhen, welche den autochthonen Seewerkalk der Vättiser Aufwölbung bedecken. Die Globigerinenmergel bilden auch östlich von St. Martin, auf der Alp Brändlisberg und in den Tälern von Tersol und Calvina die Unterlage des Wildflysches.

Auf der Ostseite von Calvina, nördlich von Vättnerberg am Südabhang des Monte Luna, stellen sich nun plötzlich wieder die Sandsteine und Dachschiefer, zuerst nur als dünner Streifen, bald aber zu 600 m Mächtigkeit anschwellend, zwischen Globigerinenmergeln und Wildflysch ein. Sie setzen sich auch auf der Nordseite des Tales des Vaplonabaches auf Vasanealp und im Zanuztobel als mächtige Schichtfolge fort, ebenso auf der Westseite der Tamina, wo die Dachschiefer in den Brüchen von Vadura ausgebeutet werden. Dann aber keilen sie nordwärts auf beiden Seiten des Taminatales, nördlich vom Zanuztobel und zwischen Ragol und St. Margrethenberg, rasch aus, so dass im Badtobel nördlich von Bad Pfäfers der Wildflysch wieder auf den Globigerinenmergeln ruht. Ebenso findet man schon 3 km westlich von Valens, am Steilhang unter Ober-Zanay und unterhalb Lasaalp, die Globigerinenmergel als Liegendes des Wildflysches. Die Flyschsandsteine und Dachschiefer des mittleren Taminatales bilden also ein inselartiges Vorkommnis, das nach W, N und E durch die Basis des Wildflysches abgeschnitten wird.

Auf der Südseite des Segnespasses sieht man am Ostfusse des Bündner Ofens (2881 m) den gegen S in raschem Auskeilen begriffenen Wildflysch noch auf den Blattengratschiefern ruhen, welche den Kern der unter dem verkehrten Schenkel des Stirngewölbes der Vorab-Tscheppfalte liegenden Mulde bilden; etwas weiter im S aber, über dem Westrande von Segnes sut, sitzt das Südende des Wildflyschs auf den zerrütteten Schichtköpfen der Flyschsandsteine und der Globigerinenmergel jenes verkehrten Gewölbeschenkels (Tafel 27, Figur 7). Eine ähnliche Diskordanz beobachtet man auch auf der Ostseite des Tales von Segnes sut. Am Abhang, über den man südlich vom Piz Atlas nach Segnes sura hinaufsteigt, findet man wieder die normalliegenden Flyschsandsteine und Blattengratschiefer und darüber den Wildflysch. Aber höher oben, am Westrande der Geschiebeebene von Segnes sura, fehlen im Mittelschenkel der Vorab-Tscheppfalte die Flyschsandsteine und Blattengratschichten bereits, so dass die schwarzen glänzenden Wildflyschschiefer unmittelbar an die helvetischen Globigerinenmergel anstossen, die hier noch etwa 50 m mächtig sind (Tafel 27, Figur 8). Weiter im E, am

Ostrande von Segnes sura und im Gebiete der Alpen Raschiglius und Surcruns, fehlen oft auch diese, so dass der Assilinengrünsand der Bürgenschichten oder die darauf ruhenden schwach glaukonitischen Pektinitenschiefer das Liegende des Wildflysches bilden. Besonders schön kann man sich im Bett des Saxbaches im nordwestlichen Teil von Surcruns überzeugen, dass hier in der Tat knorriger Wildflysch mit Brocken und unregelmässigen Bänken von Glimmersandstein dicht an die Nummulitenschichten herantritt, die ihrerseits wieder mit dem Seewerkalk der Panärafalte in Verbindung stehen.

Denselben anormalen Kontakt von Wildflysch und Bürgenschichten beobachtet man dem Nordrand der Alp Surcruns entlang. In dem vom Tristelhorn nach S verlaufenden Felskamme ruht der Wildflysch am Westabhang (Tafel 29, Figur 2) auf Globigerinenschiefern von wechselnder Mächtigkeit, während er auf der Ostseite sogar auf die Seewermergel hinuntergreift. Auch im Verbindungsgrat zwischen Ringelspitz und Tschepp sitzen die Wildflyschmergel bald auf Seewerschichten, bald auf Senonmergeln oder zerrissenen Fetzen von Assilinengrünsand (Tafel 28, Figur 6).

Wenn die Grenzfläche zwischen dem Wildflysch und seinem Liegenden eine Überschiebungsfläche ist, sollte sie häufig Reibungserscheinungen zeigen oder zum mindesten sehr scharf ausgeprägt sein. Ich muss aber zugeben, dass mir solche Erscheinungen des tektonischen Kontaktes nur selten aufgefallen sind. Die Erklärung dafür mag zum Teil darin liegen, dass der Wildflysch meistens auf Mergel- oder Tonschiefern ruht und dass auf der Gleitfläche zwischen zwei Mergelmassen keine auffallenden Reibungserscheinungen aufzutreten pflegen, ferner darin, dass Wildflysch und helvetischer Flysch häufig von gemeinsamem Clivage durchsetzt sind, das die Grenze zwischen den beiden Bildungen unauffällig macht. Immerhin kann ich einige Stellen nennen, wo eine auffallend scharfe Grenze an der Basis des Wildflysches zu beobachten ist. Nördlich von St. Martin im Calfeisental ruht auf der Westseite des Tellerbaches der düstere, durch massenhafte Brocken und zerrissene Bänke von Sandkalk ausgezeichnete Wildflysch mit scharfer, infolge steil südlich fallenden Clivages jedoch zackig unebener Grenze auf den gelblichgrau angewitterten, glatten Globigerinenmergeln (Figur 48). Sehr deutlich ist auch die Überschiebungsfläche zwischen dem aus knorrigen Schiefern mit Sandsteineinlagerungen bestehenden Wildflysch und den Globigerinenmergeln an der Felswand auf dem rechten Taminaufer nördlich vom Bad Pfäfers zu sehen. Sie macht sich vom Bergvorsprung nördlich von Calandaschau an als ein etwa 30 m über dem Taminabett liegendes schmales Terrässchen bemerkbar und steigt dicht nördlich vom Badgebäude als scharf ausgeprägte Linie rasch in die Höhe. Eine scharfe Grenze trennt auch auf der Alp Falzüber am Alpweg unterhalb Stäfeli die Blattengratschichten von dem darüberliegenden Wildflysch.

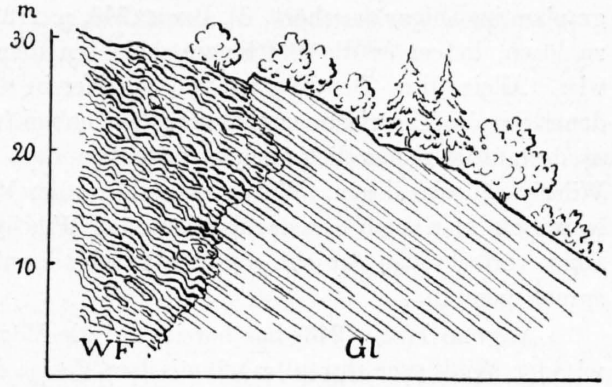


Fig. 48. **Der Kontakt von Wildflysch und helvetischen Globigerinenmergeln östlich von Stockboden (Calfeisental).**

Gl = Globigerinenmergel (Stadschiefer). WF = Wildflysch.

Im Gebiet der Säntis-Drusbergdecke bereitet die Abgrenzung der Wildflyschdecke gegen ihr Liegendes noch Schwierigkeiten. Arnold Heim beobachtete in der Mulde von Amden mancherorts, namentlich im Rinderbach am Fliegenspitz (**228,** p. 156/157), ebenso im Gebiet der Fähnern nördlich vom Säntis (**311,** p. 6—12), dass die Leistmergel (Senon) durch Aufnahme von Ölquarzitblöcken, zerknitterten Mergellagen und zerrissenen Sandsteinbänken nach oben allmählich in die Wildflyschfacies übergehen. Er neigt daher zur Ansicht (**311,** p. 12), dass ein grosser Teil des Wildflyschs von Amden und des Fähnerngebietes zur helvetischen Oberkreide gehöre und ein stratigraphisches Glied der Säntisdecke darstelle. P. Beck (**249,** p. 102—106) dagegen rechnet den gesamten Wildflysch der Amdener Mulde zur überschobenen «Habkerndecke» (= Wildflyschdecke) und erblickt in den Leistmergeln mit Wildflyschfacies lediglich eine tektonische Reibungserscheinung.

Auf ähnliche Schwierigkeiten stossen wir auch auf der Westseite des Linthtales. Am Nordfuss des Bockmattlistocks, unterhalb des Weges zwischen Trebsenalp und Schwarzenegg, findet man zwischen die zum Stirngewölbe der Rädertendecke gehörenden Leistmergel und den nordwärts folgenden typischen Wildflysch eine Übergangszone eingeschaltet, in der zwischen den knorrigen Wildflyschmergeln mit grünen Quarzitbrocken und Linsen von Sandkalk noch Lagen von glattflächigen Mergelschiefern liegen, die sich von den echten Senonmergeln kaum unterscheiden lassen. Auch auf der Fläschlihöhe am Nordfuss des Fluhbrig gehen die Leistmergel des Stirngewölbes der Drusbergdecke nordwärts durch Aufnahme von Sandsteintrümmern allmählich in die Wildflyschfacies über.

5. Die tektonische Stellung der Blattengratschichten.

Durch die Abtrennung des Wildflysches vom helvetischen Schichtensystem und seine Erhebung zu einer besondern Decke ist das Problem des Glarner Flysches immer noch nicht völlig gelöst; denn immer noch liegt ein unerklärter Widerspruch darin, dass die unter dem Wildflysch liegenden Blattengratschichten in ihren Nummulitenbänken eine Lutétienfauna einschliessen, jedoch überall auf der Sandstein-Dachschiefergruppe liegen, die nach allgemeiner Ansicht der Tertiärstratigraphen ins Oligocän gehört. P. Beck (**249,** p. 113) suchte das Rätsel im Sinne der Theorie Boussacs zu lösen, indem er die Blattengratschichten dem Mittelschenkel der «Glarner Überschiebung» zuwies. Allein diese Deutung ist von vornherein unmöglich; denn nicht nur gelten die Gründe, mit denen wir die Theorie Boussacs widerlegt haben (p. 171), zum Teil auch für die Blattengratschichten, sondern es ist namentlich auch zu bedenken, dass letztere ja stets unter dem eingewickelten Teil der Wildflyschdecke liegen. Würde man sie in den Mittelschenkel der «Glarner Überschiebung» stellen, so müsste man auch den darüberliegenden Wildflysch dazu zählen und würde so mit der auch von Beck verfochtenen Ansicht, der Wildflysch sei unter die helvetischen Decken eingewickelt, in Widerspruch geraten.

Arnold Heim (**243**) hat bereits auf die Möglichkeit hingewiesen, dass die Blattengratschichten wie der Wildflysch zur ultrahelvetischen Facies gehören und entweder den tieferen Teil der Wildflyschdecke oder eine selbständige Decke bilden. Dieser Auffassung steht jedoch die grosse Schwierigkeit gegenüber, dass die Schichtgruppe überall, wo zusammenhängende Aufschlüsse vorhanden sind, durch einen allmählichen Übergang mit der Dachschiefergruppe verbunden erscheint; auch durch die Gleichförmigkeit ihres Gesteinsmaterials und ihre ruhige Lagerung oder regelmässige Faltung steht sie in auffallendem Gegensatz zu dem Durcheinander des Wildflyschs. Andererseits muss aber betont werden, dass ihre Nummulitenbänke nach ihrem lithologischen Charakter und ihrer Fauna starke Anklänge an diejenigen des Wildflyschs zeigen (vgl. den stratigraphischen Teil). Wenn wir am oligocänen Alter der Sandstein-Dachschiefergruppe und am mitteleocänen Alter der Blattengratschichten festhalten, wird kaum etwas anderes übrigbleiben, als anzunehmen, auch die Blattengratschichten seien aus dem ultrahelvetischen Faciesgebiet über den helvetischen Flysch hinübergeschoben worden und somit durch eine Überschiebungsfläche von den liegenden Flyschsandsteinen und Dachschiefern getrennt.

6. Faltungen der Wildflyschdecke.

Da die Altersfolge der verschiedenen Gesteine der Wildflyschdecke nicht genau festgestellt ist und keines ihrer Schichtglieder sich über ein grösseres Gebiet zusammenhängend verfolgen lässt, kann in den Profilen kein auch nur einigermassen genaues Bild ihrer lokalen Tektonik gezeichnet werden. An den meisten Orten, namentlich in dem grossen Wildflyschgebiet der Vorab-Segnes-Ringelkette und der Grauen Hörner, fallen die Schichten und das herrschende Clivage mehr oder weniger steil (vorwiegend zirka 30°) gegen SE, und daneben beobachtet man an vielen Stellen komplizierte Fältchen und kleine Falten von meistens nur 5—50 m Ausmass [z. B. am Heidelpass (Figur 49), in den Zanayhörnern, an der Nordwand des Hochpardiel]. Stellenweise ist er aber auch mit dem liegenden helvetischen Flysch zu grösseren Falten zusammengeschoben.

Die stärkste Faltung dieser Art ist im Krauchtal festzustellen (Profile 7 und 8). Am Nordabhang des Blattengrates wechseln die Sandstein-Dachschiefergruppe, die Blattengratschichten und der Wildflysch zwei- bis dreimal miteinander ab, woraus man schliessen darf, dass die drei Flyschabteilungen hier zwei übereinanderliegende grosse Falten bilden. Der Wildflysch krönt im Gewölbeschenkel der oberen Falte den Blattengrat, wölbt sich dann am Südrand der Riesetenalp um die mächtigen Blattengratschichten dieser Falte herum und erscheint im Liegenden derselben östlich von den Hütten von Unter-Riesetenalp als Kern der Mulde zwischen den beiden Falten. Im Muldenschenkel der tieferen Falte steigt der Wildflysch von den Weissenbergen und der Vordern Eggalp her südwärts in die Sohle des Krauchtales hinunter und spitzt sich auf der Südseite des Tales südlich von Brandegg als Muldenkern dieser Falte aus.

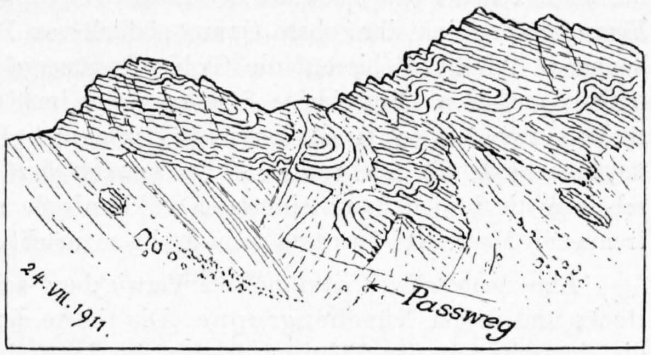


Fig. 49. **Faltung im Wildflysch am Heidelpass von Süden gesehen.**

Auf der Südseite des hintern Weisstannentales liegen die Blattengratschichten und der Wildflysch in zweimaligem Wechsel übereinander (Profile 5 und 6). Die südliche der beiden Blattengratschieferzonen mit dem mächtigen Nummulitenkalk von Ober-Fooalp-Muttental stellt den Gewölbekern einer nordwärts überliegenden Falte dar. Östlich von Alp Scheibs, am Westabhang des Laritschkopfs, zeigt sich ihr Gewölbekopf deutlich in zwei kleinere Teilgewölbe gegabelt, die von mächtigem Wildflysch umhüllt werden. Östlich vom Laritschkopf wie auch westlich vom Foopass ist diese Faltung nicht mehr erkennbar.

XV. Tektonik des helvetischen Flysches der Hausstock-Vorabkette.

Wir haben bei der Besprechung der autochthonen Falten des Linth- und Sernfgebietes die Tektonik des Flysches, namentlich der Sandstein-Dachschiefergruppe, fast ganz unberücksichtigt gelassen, weil sie grosse Komplikationen aufweist, die einer besondern Betrachtung bedürfen.

Die Sandstein-Dachschiefergruppe beginnt in der engen Mulde zwischen dem autochthonen Faltensystem und der Vorab-Tscheppdeckfalte östlich vom Panixerpass mit der früher (p. 173) besprochenen Muldenumbiegung unter dem Gipfel des Rotstocks (Tafel 26, Figur 4). Sie besteht in dieser Gegend aus einer 100—150 m mächtigen Folge von Taveyannazsandsteinen mit dünnen Schieferzwischenlagen. Sie taucht infolge der Rinkenkopfquerfalte beim Hexenseeli für eine kurze Strecke unter die Oberfläche und erscheint dann wieder an der Westwand des Vorab in Form einer etwa 150 m hohen Sandsteinwand. Es ist nun eine höchst auffallende Erscheinung, dass diese Sandsteinmasse sich nicht konkordant mit den liegenden Globigerinenmergeln um das Stirnende der unterhalb Jätzalp Oberstafel aus dem Gehänge heraustretenden Kreidefalte herumwölbt, sondern schon vor Beginn der Gewölbeumbiegung mit undeutlich gewölbeartig verbogenem, von Wildflysch umhülltem und auf den Globigerinenmergeln ruhendem Ende stumpf abbricht (Tafel 25, Figur 6). Wo wir die Gewölbeumbiegung der Taveyannazsandsteine zu sehen erwarten, liegen mächtige südfallende Blattengratschiefer. Darunter aber, 250 m tiefer als das abgebrochene Ende des Taveyannazsandsteinzuges, erscheint zu beiden Seiten des Jätztores eine neue mächtige Folge von Flyschsandsteinen und Dachschiefern, die mit den hangenden Blattengratschiefern unter das Kreidegewölbe untertaucht. Die beiden Sandsteinmassen erscheinen tektonisch vollständig getrennt, und die verschiedenen Schichtgruppen sind derart angeordnet, dass man sich unmöglich einen verquetschten Mittelschenkel als Verbindung zwischen den beiden Sandsteinmassen vorstellen kann.

Dieselben Erscheinungen wiederholen sich auf der Westseite von Jätzalp. Die vom Panixerpass her nordwärts ansteigenden Taveyannazsandsteine brechen am Nordrande von Meer sura und

an der Nordostecke des Ruch Wichlenberges zwischen dem hangenden Wildflysch und den Globigerinenmergeln der autochthonen Falten mit verworrener Kleinfaltung ab und zeigen keine Verbindung mit der auch hier von Blattengratschiefern bedeckten tiefern Sandstein- und Dachschiefermasse, die vom Jätztor her mit starkem axialem Ansteigen gegen W durch den Nordabhang des Ruch Wichlenberges in den obern Teil des Hausstocks hineinstreicht. Letztere baut auch den untern und mittleren Teil der drei Südgrate der Hausstockgruppe auf [1]). Am Grat zwischen Meergletscher und Fluazgletscher sinkt ihre obere Grenze südlich von P. 2904 m südwärts rasch zur Tiefe, so dass der hangende Wildflysch bis auf die Globigerinenmergel hinunterstösst und die Sandsteine und Dachschiefer auskeilen. Eine kleine Strecke weiter im S aber erscheint auf beiden Abhängen des Felsrückens zwischen jenen Globigerinenmergeln und dem Wildflysch wieder das Nordende der Taveyannazsandsteine als westliche Fortsetzung der Sandsteinzone des Panixerpasses. Auch hier scheinen die beiden Sandsteinmassen tektonisch nicht zusammenzuhangen, wenn auch die trennende Mergelschiefermasse nicht mehr so mächtig ist wie zu beiden Seiten von Jätzalp.

Eine neue schwer verständliche Verwicklung zeigt die Flyschtektonik am Nordrand des Hausstocks und in der Nüschengruppe. Die tiefere der beiden bisher besprochenen Sandsteinmassen, die einerseits von der Südwand des hintern Sernftales her durch den Ruch Wichlenberg, anderseits von der Südseite der Hausstockgruppe her in den Hausstock hineinstreicht, endigt dort mit einem an den Südwest- und Nordostwänden des Gipfels deutlich sichtbaren grossen liegenden Gewölbe, das durch zwei kleine Mulden in drei Teilgewölbe sich gabelt. Sein überkippter Schenkel setzt sich westwärts in den steil aufgebogenen Sandsteinbänken des Hintersulzhorns (2649 m) und in der Südwand des Nüschenstocks fort. Am Fusse dieser Wand biegen die Taveyannazsandsteinbänke wieder zu Nordfallen um, bilden dann in der Felswand über dem Nordrand des Tälchens von Nüschen drei hübsche, kleine Falten und keilen im südlichen Teil des Felsenzirkus des Locherli über den Globigerinenmergeln der autochthonen Falten aus. Vor und unter dem grossen Sandsteingewölbe liegt an den Wänden des Hausstocks eine 150—200 m mächtige Zone schwarzer Mergelschiefer, die in den geologischen Karten (**360, 373**) als Wildflysch bezeichnet sind, jedoch der Breccien, Quarzite und Sandsteineinschlüsse entbehren und daher vielleicht zu den helvetischen Globigerinenmergeln gehören. Tektonisch über diesem Schieferzuge folgt in der Nüschengruppe nochmals eine bis 400 m mächtige Serie von Taveyannazsandsteinen. Sie beginnt am Westabhang des Nüschenstocks mit einer nordwärts geneigten Mulde, deren überkippter Schenkel jedoch durch die vorhin erwähnten schwarzen Schiefer scharf abgeschnitten ist, und bildet dann unter den Gipfeln von Rüchi und Scheidstöckli über diesen Schiefern drei kleinere nordwärts geneigte Falten und hierauf unter dem Vorstegstock ein mächtiges, prachtvoll gerundetes Gewölbe, das sich um die Kreide-Eocänstirn der Torkopffalte herumschlingt. Mit welligen Faltenbiegungen steigt die Sandsteinmasse vor der grossen Stadschieferanhäufung des Locherlizirkus bis in den Kern der unter dem Malmgewölbe von Unter-Baumgartenalp liegenden Mulde hinunter, biegt dort mit scharfem Muldenknie um und setzt sich nordwärts in der gewaltigen Sandstein- und Dachschiefermasse des Bächikamms und Kilchenstocks und weiterhin in der Kärpfgruppe fort.

Die tektonischen Elemente der Nüschengruppe setzen sich mit etwas veränderten Formen auf der Ostseite des grossen Zirkus von Hintersulz im Mättlenstock und Leiterberg fort. Die Sandsteinmasse des Rüchi-Vorstegstocks beginnt dort im S in dem aus dem Hintersulzgletscher aufsteigenden «Schlössliturm» (Figur 50) mit drei übereinanderliegenden Taveyannazsandsteinfalten, die als die Fortsetzung der mehr nebeneinandergereihten Falten des Rüchi und Scheidstöckli betrachtet werden dürfen und auch am Süd- und Ostabhang des Leiterberges prächtig aufgeschlossen sind. Das an den Muldenschenkel der tiefsten Falte nordwärts sich anschliessende Vorstegstockgewölbe ist mit seinen schwungvoll umgebogenen Sandsteinbänken zu beiden Seiten des Richetlipasses und am Erbserstock aufs schönste zu sehen, und sein Eocän ist als Fortsetzung des Torkopfgewölbekerns am Westfuss des Leiterberges deutlich aufgeschlossen.

---

[1]) Die Geologische Karte der Glarneralpen (**360**) gibt an diesen Graten zu viel Wildflysch an. Vgl. die Darstellung in der geologischen Tödikarte von F. Weber (**373**).

Nördlich vom Vorstegstockgewölbe folgt eine tiefe Mulde, die orographisch in der Sattelreihe Bächikamm-Richetlipass-Wichlenmatt-Nordfuss des Erbserstocks zum Ausdruck kommt. Über den tektonischen Bau dieser Mulde konnte ich keine volle Klarheit erlangen [1]). Unterhalb Windigegg am Westabhang des Vorstegstocks ist die Muldenumbiegung in den tiefsten Taveyannazsandsteinbänken in etwa 1350 m Höhe deutlich sichtbar. Aber schwer verständlich ist, dass südlich vom Richetlipass nur die eigentlichen Taveyannazsandsteine mit prachtvoller Gewölbeumbiegung in die Mulde hinuntersteigen, während die ganze obere Hälfte der Sandsteingruppe am Nordgrat des Leiterberges die Biegung nicht mitmacht, sondern nordwärts ansteigt. Auch die Schichtstellung der Sandsteingruppe am Südgrat des Kalkstöcklis und am Verbindungsgrat zwischen Erbserstöckli und Kärpf lässt sich kaum mit dem Muldenbau in Einklang bringen. Starke Bedeckung mit Schutt und Vegetation hindern sowohl am Bächikamm wie am Richetlipass, den Zusammenhang der beiden Mulden-

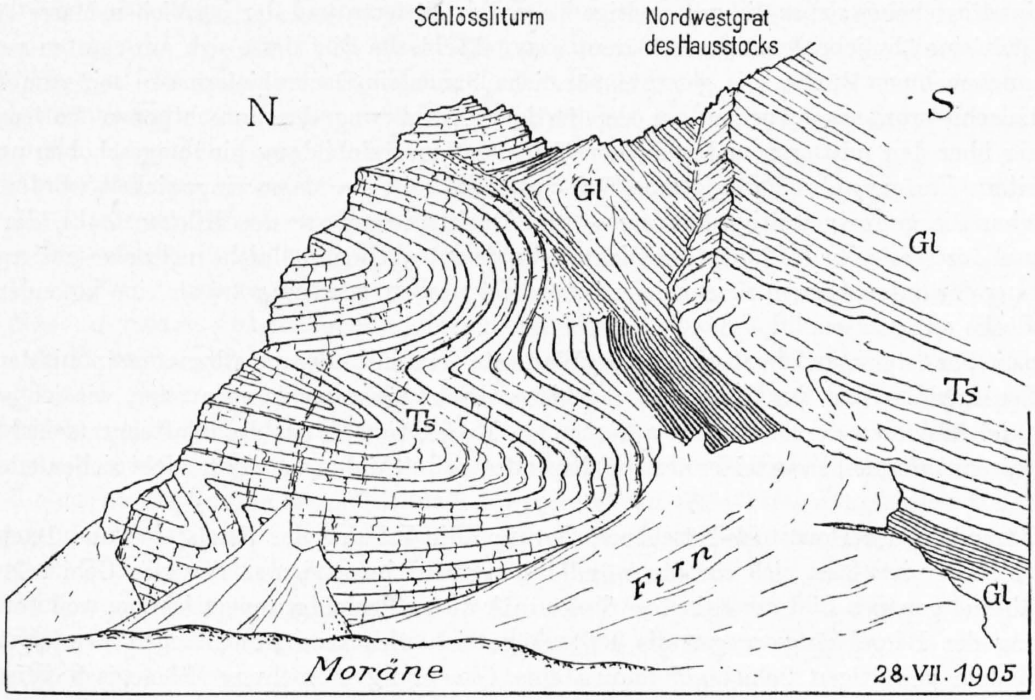


Fig. 50. **Die Taveyannazsandsteinfalten des Schlössliturms an der Westwand des Hausstocks.**
Ts = Taveyannazsandstein. Gl = Globigerinenschiefer.

schenkel zu erkennen. Sehr auffällig ist ferner, dass die Sandsteingruppe, die südlich von dieser Mulde fast bloss durch ihren untern Teil, die Taveyannazsandsteine, vertreten ist, nördlich davon plötzlich in einer über 1000 m mächtigen Folge von Sandsteinen und Dachschiefern auftritt. Am Westfusse des Kilchenstocks bei Linthal sind die echten Taveyannazsandsteine bereits unter die Talsohle getaucht, und die gewöhnlichen Flyschsandsteine und Dachschiefer bauen den ganzen Berg von der Talsohle bei 680 m bis zum Scheitelkamm (1800—2000 m) auf.

Besonders hervorzuheben ist, dass die gefaltete Sandsteinmasse des Leiterberges am Südrande des Schlössliturms ähnlich wie zwischen Rüchi und Nüschenstock durch eine Zone schwarzer Mergelschiefer (Stadschiefer?) tektonisch abgeschnitten und dadurch vollständig von dem südwärts folgenden Hausstock-Nüschenstock-Sandsteingewölbe getrennt wird. An der Südwand des Hintersulzzirkus sticht aus diesem Mergelbande dicht über dem obern Rande des Gletschers eine etwa 50 m hohe Taveyannazsandsteinstufe heraus, die im E südlich vom Schlössliturm (Figur 50), im W unter

[1]) Die in der Geologischen Karte (360) am Nordabhang des Leiterberges angegebene, in die Sandsteingruppe eindringende liegende Wildflyschmulde wie auch die Wildflyschmulde Richetlipass-Wichlenmatt-Erbsalp Oberstafel existieren in Wirklichkeit nicht. Es handelt sich hier lediglich um etwas schieferreichere Zonen der Flyschsandsteingruppe.

dem Hintersulzhorn im Innern der Mergel stumpf abbricht. Sie hängt wahrscheinlich im Innern des Hausstocks mit dem darüberliegenden grossen Sandsteingewölbe zusammen und stellt die östliche Fortsetzung des Sandsteinkeils dar, der am Westabhang der Nüschengruppe vom Nüschentälchen in den Locherlizirkus hinuntersteigt und dort auskeilt.

Aus dieser Darstellung geht hervor, dass die Sandstein-Dachschiefergruppe der südlichen Glarneralpen nicht in zusammenhängendem Faltenzuge auf den Globigerinenmergeln ruht, welche die autochthonen Malm-Kreidefalten umhüllen, sondern durch zwischenliegende Mergel (Stadschiefer oder Wildflysch?) in drei vor- oder übereinanderliegende, tektonisch völlig getrennte, gefaltete Massen zerlegt ist, von denen jede wieder ganz oder grösstenteils auf den autochthonen Stadschiefern liegt. Es ist sehr schwierig, sich ein sicheres Urteil über das Wesen dieser tektonischen Störung zu bilden. Vielleicht darf man annehmen, die südlichste Masse sei schuppenartig auf die Blattengratschiefer- oder Wildflyschdecke der mittleren Sandsteinmasse hinaufgeschoben; aber die gegenseitige Lage der mittleren und der nördlichen Masse lässt sich kaum durch eine ähnliche Annahme erklären. Das tektonische Bild liesse sich am ehesten verstehen, wenn man annehmen dürfte, die gesamte nördliche Sandstein-Dachschiefermasse sei, zum Teil mit ihrer Stadschieferunterlage, schon vor der fertigen Ausbildung des autochthonen Faltensystems, von S her über den mittleren und südlichen Teil der Sandsteinbildung hinübergeschoben und dann beim weitern Fortgang der Faltung zum Teil unter die mittlere Masse eingewickelt worden. Dann könnte aber die ganze gewaltige Sandstein- und Dachschiefermasse des Kilchenstocks, der Kärpfgruppe und der Westseite des Linthtales nicht mehr als autochthon und nicht mehr als stratigraphische Fortsetzung der autochthonen Stadschiefer betrachtet werden, sondern wäre als eine besondere Überfaltungsdecke aufzufassen.

Ob die Sandsteine und Dachschiefer der Westseite des Linthtales auf Altenorenalp mit denjenigen des Wallenbachtales und des Claridenstockgebietes direkt zusammenhangen oder, wie ich vermute, bei Altstafel-Altenoren durch die dort anstehenden Mergel vom Typus der Blattengratschichten tektonisch getrennt werden, kann leider der dort liegenden Schuttbildungen wegen nicht sicher entschieden werden.

Während in der Hausstock-Nüschenstockgruppe die Faltung der Sandsteine und Dachschiefer deutlich sichtbar ist, lässt sich für das nördlich vom Richetlipass liegende Gebiet kein auch nur annähernd genaues Bild der lokalen Tektonik dieser Schichtgruppe zeichnen, weil der starken Bewaldung der Bergabhänge wegen die Faltenzüge sich nicht zusammenhängend verfolgen lassen und weil dem gewaltigen Schichtenkomplex eine Gliederung in mehrere lithologisch verschiedene Schichtgruppen fehlt. An zahlreichen Stellen sieht man Mulden- und Gewölbeumbiegungen, Fältchen und bisweilen ganze Systeme kleinerer Falten (z. B. am Tierbodenhorn am Ostabhang des Kärpf), die stets nach N gewendet sind und erkennen lassen, dass das Ganze intensiv und kompliziert gefaltet ist; aber es ist unmöglich, die sichtbaren Fragmente der Tektonik zu einem der Wirklichkeit entsprechenden Gesamtbilde zu vereinigen.

XVI. Tektonische Stellung der Leistmergel von Oberurnen.

Am Südabhang der Wagetenkette liegt zwischen Oberurnen und dem Trebsental eine bis 250 m mächtige Folge von steil südfallenden bis senkrechtstehenden dunkelgrauen, gelblich anwitternden schiefrigen Mergeln, die in die geologische Karte der Glarneralpen als Blattengratschichten eingetragen worden sind, jedoch seither sich als Senonmergel erwiesen haben, indem L. Rollier darin im Jahre 1918 auf der Scheidegg am Südabhang des Köpflers Senonpetrefakten gefunden hat (**315,** p. 77/78). Da ihr Liegendes zwischen Oberurnen und Stadtboden durch Taveyannazsandstein, am Südabhang des Köpflers durch die Stadschiefer der Wagetenkette, also durch Sedimente, die jünger sind als Kreide, gebildet wird, können sie nicht zur Schichtreihe der Wagetenkette gehören. Sie sind von letzterer durch eine Überschiebungsfläche getrennt und müssen einer andern tektonischen Einheit angehören.

Rollier betrachtete den Wildflysch, der an der Scheidegg und auf Trebsenalp zwischen die Leistmergel des Bockmattlistirngewölbes und diejenigen der Scheidegg eingeschaltet ist, als stratigraphische Einlagerung in den Leistmergeln und daher die ganze überkippte, etwa 600 m mächtige Schichtreihe zwischen dem Seewerkalk des Bockmattligewölbes und den Stadschiefern der Wagetenkette als einheitliche Oberkreideserie des Stirngewölbes der Rädertendecke. Nach meiner Ansicht gehört jedoch der Wildflysch von Scheidegg zum eingewickelten ultrahelvetischen Wildflysch, und seine Grenzen gegen die Leistmergel sind daher tektonischer Natur. Darum folgt der Wildflysch von Scheidegg nicht dem Leistmergelzug über Locheggalp nach Oberurnen, sondern streicht samt den verkehrtliegenden Leistmergeln der Tierbergkette durch das Schwändital ins Oberseetal hinüber und hängt westlich von Trebsenalp mit der grossen Wildflyschmasse zwischen Trebsental und Wäggital zusammen. Der Leistmergelzug Scheidegg-Oberurnen, der Wildflysch von Trebsenalp-Scheidegg und die Leistmergel am Nordfuss der Tierbergkette gehören also nach meiner Ansicht drei verschiedenen tektonischen Einheiten an. In diesem Falle lassen sich die Leistmergel von Oberurnen auch nicht als verkehrte Schichtfolge am Stirnende der Säntisdecke auffassen. Es ist denn auch südlich von Unter-Lochberg am Westende der Risetenkette, wo einzig der Kontakt mit der Kreide der Säntisdecke zu sehen ist, kein Übergang, sondern eine scharfe Grenze zwischen den Leistmergeln und dem verkehrtliegenden Seewerkalk vorhanden.

Ohne Zweifel sind die von Arnold Heim (**228,** p. 39—65) sehr eingehend als eocäne Flyschschiefer beschriebenen Mergel, die nördlich von Weesen im Flibachgebiet die Kreide der Flifalte umhüllen, die östliche Fortsetzung der Leistmergel von Oberurnen. Die Hauptmasse jener Mergel stimmt lithologisch durchaus mit denjenigen von Oberurnen überein, und namentlich ist hervorzuheben, dass an beiden Orten unbeständige glaukonitreiche Nummulitensandsteine mit ähnlicher Fauna und oft massenhaften weissen Körnchen, fossilarme oder sterile Linsen von dunkelgrünem Glaukonitit und Austernbänke mit *Ostrea (Pycnodonta) vesicularis*, Lam. in die Mergel eingelagert sind. Endlich erwähne ich, dass Herr Reallehrer G. Schenk in Schänis (jetzt in Berneck) und der Verfasser im Sommer 1927 auf einer gemeinsamen Exkursion ins Flibachgebiet in den weichen Mergeln, in die der grosse Nummulitenkalkklotz Tschingelstein eingebettet ist, mehrere kleine Gastropoden gefunden haben, die von Herrn Prof. Dr. J. Böhm in Berlin als Senonfossilien bestimmt worden sind. Ein Unterschied zwischen den beiden Mergelgebieten liegt nur darin, dass die durch reiche Fauna ausgezeichneten Nummulinen- und Lithothamnienbänke des Flibachgebietes und die dort häufigen Wildflyscheinlagerungen mit Kieselkalk- und Glimmersandkalkblöcken im Leistmergelzug von Oberurnen fehlen.

Die Leistmergel des Flibachgebietes sind auf die Flyschsandsteine des Kapfenberges hinaufgeschoben, wie diejenigen von Oberurnen auf die Taveyannazsandsteine der Wagetenkette, und an beiden Orten werden sie von der Säntisdecke überschoben. Im Flibachgebiet umhüllen sie Kreide und Assilinengrünsand der Flifalte (Mürtschendecke). In ähnlicher Beziehung stehen sie wahrscheinlich zum Nordende der Mürtschendecke, das westlich von Oberurnen unter Gehängeschutt verborgen liegen muss. Man könnte nun annehmen, die Leistmergel von Scheidegg-Oberurnen-Flibach bilden samt ihren Nummulitenbänken die normale stratigraphische Fortsetzung der Kreide der Mürtschendecke. In diesem Falle müsste man aber den auf den Seewerschichten der Flifalte liegenden Assilinengrünsand, der bisher als Mitteleocän betrachtet wurde, auch zur Kreide rechnen. Das scheint mir aber gewagt; ich neige daher vorläufig eher der Ansicht zu, die Leistmergel von Oberurnen und Flibach und ihre Nummuliten- und Austernbänke gehören einer aus dem ultrahelvetischen Faciesgebiet stammenden Schubmasse an, die zwischen die Stirnenden der helvetischen Decken eingewickelt wurde.

Der Senonmergelzug Oberurnen-Trebsental bricht nicht, wie die geologische Karte der Glarneralpen (**360**) angibt, mit der Köpflerkette am Trebsental ab, sondern setzt sich nach der geologischen Karte des Wäggitales (**371**), und wie ich mich selbst überzeugt habe, über den Flyschrücken Brüschstock-Saalegg ins Wäggitalgebiet hinüber fort. Er wird durch die daraus auftauchende Aubrigkette in zwei Teile, einen schwächern südlichen und einen mächtigeren nördlichen Flügel, gespalten. Die Mergel besitzen hier denselben lithologischen Charakter wie östlich vom Trebsental und schliessen

ebenfalls zahlreiche Linsen und unbeständige Bänke von Nummulitenschichten ein. Nach der Wäggitalkarte könnte man vermuten, sie gehören stratigraphisch und tektonisch zur Aubrigkette, also zur Säntisdecke. Wenn sie aber die Fortsetzung der Oberurner Senonmergel sind, so müssen sie mit diesen als überschobene ultrahelvetische Masse betrachtet werden.

XVII. Übersicht über die tektonischen Einheiten der Glarneralpen.

Nachdem wir bei der tektonischen Analyse der Glarneralpen vorwiegend die einzelnen Berggruppen ins Auge gefasst haben, sollen im folgenden die gefundenen tektonischen Elemente nach den grossen tektonischen Einheiten zusammengestellt werden, damit ein klareres tektonisches Gesamtbild gewonnen werden kann. Wir beginnen mit den ursprünglich nördlichsten, also tektonisch tiefsten Teilen des ganzen Faltensystems und schreiten zu den ursprünglich südlicheren, tektonisch höheren Einheiten fort (vgl. Tafel 8).

1. Das autochthone Gebiet umfasst die im allgemeinen steil südostfallenden altkristallinen Schichten des Aarmassivs, die im südlichen Teil der Glarneralpen in der Tödikette auf der untern und obern Sandalp zutage treten, dann den Südabhang der Tödikette bis nach Disentis und Truns im Vorderrheintal aufbauen und weiter im E im Limmernboden, im Talgrund von Vättis und bei Tamins im Rheintal fensterartig aufgeschlossen sind; ferner das Tavetscher Zwischenmassiv, das südlich von der schmalen Trias-Doggermulde von Truns-Schlans den Gebirgsfuss aufbaut und bei Brigels unter die Verrucanomassen der helvetischen Decken taucht. Autochthon ist ferner der das Kristalline überdeckende, aus Trias, Jura, Kreide und Eocän bestehende Sedimentmantel, der von der obern Sandalp an ostwärts sich völlig über den Scheitel des Aarmassivs hinüberwölbt. Da dieser Scheitel gegen E zur Tiefe sinkt, nimmt der Sedimentmantel ostwärts einen immer stärkern Anteil am Aufbau des Gebirges. Abgesehen von dem bereits zum Deckengebirge gehörenden Verrucano auf den Gipfeln der Vorab-, Sardona- und Ringelkette, baut er östlich vom Segnespass fast die ganze Südabdachung des Gebirges bis zum Grunde des Rheintales und des Taminatales auf.

Der Sedimentmantel ist zu zahlreichen nordwärts überliegenden Falten zusammengeschoben, deren Faltungsbreite gegen S im allgemeinen zunimmt. Die südlichsten und höchsten Falten zeigen darum bereits einigermassen den Charakter von Überfaltungsdecken und werden darum etwa parautochthone Falten genannt. Das autochthone Gebirge taucht südwärts zwischen Chur und Reichenau unter die Sohle des Rheintales, wo auf das Autochthone die Wurzeln der helvetischen Decken folgen müssen. Ostwärts sinkt es zwischen Chur und Ragaz mit starkem Axialgefälle unter die Rheintalsohle. Westlich von Flims bleibt das Autochthone bis nach Brigels unter den überschobenen Verrucanomassen der Mürtschen- und Axendecke verborgen. Nordwärts sinkt das autochthone Faltensystem unter mächtige Flyschbildungen, die zwischen Ragaz und Linthal einen breiten Gebirgsgürtel aufbauen und westlich vom Klausenpass im Schächental wieder die Bergabhänge bilden. Der obere Teil dieser Flyschmasse, der Wildflysch, gehört jedoch nicht mehr zum autochthonen Gebirge. Vielleicht ist sogar die darunterliegende mächtige Flyschsandstein- und Dachschieferbildung im Sernftal, Linthtal und Schächental zum überschobenen Gebirge zu rechnen.

2. Die Vorab-Tscheppfalte schliesst die autochthone Faltenserie im S ab und bildet gleichsam das Bindeglied zwischen dem Autochthonen und dem Deckengebirge. Sie hat, namentlich im W, bereits Deckencharakter, besitzt aber nur geringe Überschiebungsbreite und ist daher zu den parautochthonen Falten zu zählen. Zu ihr gehören der mächtige Malm an der Nordwestwand des Vorab und die darüberliegende untere Kreide, die Fortsetzung dieser Schichten auf der Südabdachung der Vorabkette in den Karbecken von Ranaska und Alp Ruschein und auf der weiten Hochfläche von Alp von Sagens und Alp Nagiens, ferner die oberste Malm-Kreideserie am Flimserstein, am Tschepp und Crap Matts und ihrer Südabdachung über Alp Mora gegen Trins. An der Sether Furka, am Kalkhorn und im Karbecken von Ranaska umfasst die Schichtreihe ausser Malm noch Dogger, Rötidolomit und Verrucano in der Facies des grobklastischen Sernifits. Westlich vom Panixertal setzt

sich die Deckfalte in Rötidolomit, Dogger und Schiltkalk des Crap Surscheins und wahrscheinlich auch im Piz da Dartgas fort. Gegen S tritt, namentlich im Gebiet von Rotstock-Ranaska-Panix, eine intensive tektonische Verquetschung der Decke ein. Mit steilem Südfallen sinkt die dünn ausgewalzte Decke auf Alp Rubi, im Ladral, nördlich von Panix und südlich von Alp von Sagens unter den Verrucano der Mürtschendecke.

3. Die Griesstockdecke ist vielleicht die westliche Fortsetzung der Vorab-Tscheppfalte und gehört ebenfalls zu den parautochthonen Falten. Sie ist auf die Nordabdachung der Claridenkette und den südlichen Teil der Ortstockkette beschränkt und besteht bloss aus Malm, schwach entwickelter Kreide und Eocän. Zu ihr gehört der Malm, der dem Fätschbach und der Südseite des Urnerbodens entlang, durch die Klus und die Balmwand hindurch über die Kammlialp bis in den Gipfel des Griesstocks und des Scheerhorns sich verfolgen lässt. Die dazugehörige Kreide ist nur am Griesstock und Scheerhorn und unter der Klausenstrasse westlich vom Klausenpass erhalten. Bei Windeggen unter der Klausenstrasse und westlich von Linthal endigt die Decke ohne deutliches Stirngewölbe. Sie setzt sich südwärts in dem Malm von Fisetenalp und in dem dünn ausgewalzten Malmband fort, das auf der Südostseite des Rotstocks und am Südfuss des Gemsfayrenstocks aus dem Flysch heraussticht. Die Decke keilt gegen S aus. Sie ist eine von ihrer Wurzel abgequetschte und nordwärts geschleppte Schubmasse. Nach Buxtorf und Arbenz setzt sie sich westlich vom Reusstal wahrscheinlich im Fuss des Gitschen und durch die Urirotstock- und Titliskette hindurch bis ins Gental fort.

In den eocänen Mergelschiefern, die den Malm der Griesstockdecke am Nordabhang der Claridenkette bedecken, schwimmen zahlreiche Schürflinge von Kreide (vorwiegend Seewerkalk) und Nummulitenkalk, die wahrscheinlich beim Vormarsch höherer Decken vom südlichen Teil der Griesstockdecke abgerissen und nordwärts verschleppt worden sind.

4. Die Wagetenkette, bestehend aus Malm, Kreide, Nummulitenkalk, Stadschiefer und Taveyannazsandstein, kann nicht, wie oft angenommen wird, die Nordstirn der Mürtschendecke sein, sondern muss zufolge ihrer Faciesverhältnisse eine aus dem Faciesgebiet der parautochthonen Decken stammende, von ihrer Wurzel abgerissene und von den höhern Decken bis an den Alpenrand vorgeschobene Schubmasse sein. Sie setzt sich östlich von der Linth im Kapfenberg bei Weesen fort.

5. Die Glarnerdecke ist die erste grosse, bis gegen den Alpenrand vorgeschobene Decke. Ihre mächtigste Entwicklung zeigt sie in der Schildgruppe, wo sie die ganze Sedimentserie vom Verrucano bis zum Eocän umfasst. Im südlichen Teil dieser Berggruppe gehört ihr das ganze Gebirge bis und mit den Stadschiefern der Ennetberge und der Plattenalp an, aber mit Ausnahme der Gipfelregion von Schwarzstöckli, Heustock, Höchgrat, Gufelstock und der drei Gipfelpunkte des Schild. Ferner gehören dazu die Verrucanokette zwischen dem oberen Murgtal und der Mürtschenalp, mit Ausnahme der Verrucanoschiefergipfel Etscherzapfen, Hochmättli und Silberspitz, und die beidseitigen Verrucanowände des Murgtales von der Talsohle bis und mit dem Triasband Weissberge-Steinalpeli-Mürtschenalp und Quarten-Tobelwald. Im nördlichen Teil der Schildgruppe bleibt die Glarnerdecke unter der Mürtschendecke verborgen. Vielleicht darf das Malm-Eocänfenster von Krähenberg-Netstal auch dazu gerechnet werden. Gegen S tritt eine rasche Reduktion und schliesslich völliges Auskeilen der Decke ein. In der Kärpfgruppe gehören ihr mit Sicherheit nur noch der Verrucano am Gandstock bis in etwa 1300 m Höhe, der über dem Flysch liegende Trias-Jurazug am Westabhang der Schönau und seine Fortsetzung in Trias und Jura an der Siwelle zwischen den beiden Diestälern und in der aus Trias, Jura, Kreide und Eocän bestehenden Gipfelplatte des Saasberges sowie der damit verfaltete Verrucano der Kühtalmatt an. Südlich und östlich von der Linie Hahnenstock-Gulderstock fehlt sie wahrscheinlich ganz unter der Mürtschendecke. Auf der Westseite des Linthtales erscheint sie in der tektonisch stark reduzierten, vom Eocän bis in die Trias hinunterreichenden Schichtfolge, die vom Stöckli am Vorderglärnisch bis über das Luchsingertobel hinaus sich verfolgen lässt, unter der Terrasse von Braunwald fast ganz verquetscht ist, aber unter der Terrasse von Nussbühl am Ostabhang des Ortstocks nochmals eine Malm, Kreide und Eocän

umfassende Felsmauer bildet. Die aus denselben Schichten aufgebauten, kompliziert gefalteten Gipfel des Kammerstocks und des Gemsfayrenstocks gehören ihrem Stirnrande an, der mit auffallend anormalem S—N-Streichen wahrscheinlich in geringer Entfernung vom Linthtal unter der Glärnisch-Ortstockgruppe verborgen liegt. Die Glarnerdecke fehlt über dem Scheitel des Aarmassivs schon primär völlig. Sie ist durch die nordwärts vorrückenden Decken von ihrer Wurzel abgequetscht und passiv nach N geschoben worden. Als isolierter Rest der Decke darf wahrscheinlich die kleine Trias-Dogger-Malminsel von Krinne bei Ragaz betrachtet werden.

6. Die Mürtschendecke besitzt eine bedeutend grössere horizontale Ausdehnung als die Glarnerdecke. Im mittlern und nördlichen Teil der Schildgruppe beginnt sie mit dem obersten Teil des Verrucanos und umfasst die ganze Schichtreihe bis zum Eocän. Sie baut hier den Fronalpstock, Mürtschenstock und Alp Firzstock, den Neuenkamm und Kerenzerberg, mit Ausnahme des Valangien-Hauterivienlappens der Neuenalp, auf. Im südlichen Schildgebiet sind von ihr bloss die drei Schildgipfel in Form von kleinen, aus Verrucano, Trias, Dogger und Schiltkalk bestehenden Deckklippen und der Verrucanokamm Schwarzstöckli-Gufelstock erhalten geblieben. Auf der Westseite des Murgtales gehören dazu die Verrucanoschiefergipfel der Silberspitzkette und der über dem Triasband Weissbergen-Mürtschenalp liegende Teil der Kette Dreihörner-Kühmettler. Im östlichen Teil der Glarneralpen, im Gebiet zwischen Murgtal, Sernftal, Weisstannental und Walensee-Seeztal, baut die Mürtschendecke das ganze über den Flysch hinübergeschobene, aus Verrucano, Trias, Lias und Dogger bestehende Gebirge auf, mit Ausnahme der zur Glarnerdecke gehörenden Partien am Westrande dieser Gebirgsmasse. Ferner gehören dazu der Verrucano der Kärpfgruppe, mit Ausnahme der zur Glarnerdecke gehörenden untern Partien desselben am Nord- und Westrande der Berggruppe, ferner die Verrucanodecken auf den Gipfeln der Hausstockgruppe, der Vorab-Sardona-Ringelkette und der Grauen Hörner. Auf der Westseite des Linthtales gehören zur Mürtschendecke die Jura-Kreideserie im Sockel der Wiggiskette bis und mit dem Nummulitenband von Wiggisalp und Ober-Herberig im Klöntal, die Trias, Dogger, Malm und Öhrlikalk umfassende Schichtreihe im mittleren Teil des Vorderglärnisch, die Verrucano-Doggerserie am Ostabhang des Glärnisch zwischen Guppenrunse und Luchsingertobel und die verquetschten Verrucano-, Trias- und Doggerreste unter dem Lias von Braunwald. Am Nordufer des Walensees setzt sie sich in der Malm-Kreide-Eocänserie im untern Teil der Churfirstenkette fort. Zu ihrer Nordstirn gehört wahrscheinlich die stark zerdrückte Flifalte bei Weesen. Westlich von der Linth liegt ihr Stirnende wahrscheinlich zwischen Wagetenkette und Risetenkette unter Flysch und Schutt verborgen.

Da die Mürtschendecke unter dem südlichen Teil des Glärnisch in Verquetschung begriffen ist, westlich von Linthal am Klausenpass und im Vierwaldstätterseegebiet völlig fehlt, darf man annehmen, dass sie ähnlich wie die Glarnerdecke westlich vom Linthtal bald auskeilt. Da bei Wangs bereits der Lias statt des Verrucanos auf der Flyschunterlage sitzt, erfährt sie auch gegen E eine rasche Reduktion. Sie erreicht wahrscheinlich das Rheintal nicht. Dafür spricht auch die Tatsache, dass westlich von Walenstadt am Abhang der Churfirstenkette Eocän, Kreide und Malm der Mürtschendecke durch den wahrscheinlich ultrahelvetischen Flysch von Walenstadterberg schief abgeschnitten werden (vgl. die geologische Walenseekarte).

Die Erscheinungen am Rotstock (Panixerpass) zeigen, dass die Mürtschendecke auch über dem Scheitel des Aarmassivs stark reduziert wurde. Sie ist aber nicht wie die Glarnerdecke völlig verquetscht und schwillt dann südwärts wieder in dem mächtigen Verrucano an, der am Südabhang der Vorabkette in den Grund des Vorderrheintales hinuntersteigt. Als Kern der Wurzelzone der Mürtschendecke betrachtet F. Weber (**373** und **374**) das Tavetscher Zwischenmassiv, dessen Paragesteine zwischen Brigels und dem Sethertobel in Form eines breiten Keils in die Verrucanoschiefer der Mürtschendecke eindringen.

7. Die Kammlistockdecke umfasst das aus Dogger und Malm bestehende liegende Gewölbe des Kammlistockgipfels und die intensiv gefaltete Kreide am Nordabhang von Kammlistock und Claridenstock, die Kreide am Grat zwischen Claridenstock und Speichstock, ferner nach P. von

Schumacher (**335**) auch die Kreide- und Nummulitenkalkbänder am Nordabhang dieses Grates, unter dem Nordausläufer des Gemsfayrenstocks und im Kessel von Fisetenalp. Von Schumacher rechnet, mit einigem Vorbehalt, die Kammlistockdecke zur Mürtschendecke, Luther (**332**, p. 119/120) zählt sie sogar zum System der Axendecke und will sie mit der zur untern Urirotstockfalte gehörenden Kreide in Verbindung bringen, die über dem zur Griesstockdecke gehörenden Malm des Gitschen liegt. Wie auf p. 53—57 dargelegt wurde, neige ich zur Ansicht, es seien zum mindesten die Kreide- und Eocänschichten unter dem Nordausläufer des Gemsfayrenstocks, im Kessel von Fisetenalp und westlich vom Kammerstockgipfel eher als verschürfte, aus einem ursprünglich nördlich vom Faciesgebiet der grossen helvetischen Decken liegenden Gebiete stammende Massen zu betrachten.

8. Die Axendecke baut als mächtige Decke fast das ganze Gebirge zwischen Linthal und Vierwaldstättersee, Klausenpass und Pragelpass auf; bloss an den Abhängen gegen das Linthtal, das Klöntal und das Schächental schauen darunter noch die tieferen Decken, Mürtschendecke, Glarnerdecke und Griesstockdecke, hervor. Sie beginnt an ihrem südlichen Erosionsrande mit Trias, besteht im südlichen Teil grösstenteils aus Lias, Dogger und Malm, besitzt im N einen mächtigen Mantel von Kreide und endigt am Nordrande mit einem schmalen Nummulitenkalkband. Östlich vom Linthtal ist die Decke fast ganz abgetragen worden; ihre einzigen Zeugen sind hier die Liasreste im nordwestlichen Teil der Kärpfgruppe. Die Lias- und Doggermützen auf den Gipfeln der Magereu-Guschagruppe, die ich früher zur Axendecke rechnete, gehören ziemlich sicher noch zur Mürtschendecke. Als Überrest eines verkehrten Mittelschenkels zwischen Mürtschen- und Axendecke können die stark gequetschten Lias- und Triasreste auf dem Gipfel des Rotstocks (Panixerpass) und auf dem Grat zwischen Rotstock und Vorab betrachtet werden. Auf der Südabdachung des Vorab setzt sich die Axendecke im Ilanzer Verrucano fort, der im Gebiet zwischen Fellers, Brigels und Schlans die untern Teile der Bergabhänge aufbaut und auf der Südseite des Vorderrheintales noch bis auf die Terrasse von Obersaxen hinaufreicht. Nach F. Weber und P. Niggli (**373** und **374**) tritt diese Wurzelzone der Axendecke bei Ringgenberg ganz auf die Südseite des Vorderrheintales hinüber, streicht dann parallel zum Rheintal durch den nördlichen Teil des Medelser Gebirges hindurch und mündet als schmalgequetschte Zone am Oberalppass wieder in die Rhone-Rheintalfurche ein.

Die Axendecke reicht nicht bis an den Nordrand der Alpen hinaus. Sie endigt in der Deyenkette nördlich vom Klöntal mit einem deutlichen Stirngewölbe und wird im N von dem Eocänbande begrenzt, das von der Deyenalp über Längenegg, den Pragelpass und das Tal von Riemenstalden bis nach Sisikon am Vierwaldstättersee sich verfolgen lässt.

In der Gipfelregion des Glärnisch, in der Silbern, im Wasserberg und in der Kaiserstockkette liegen über der Kreide der Axendecke mehrere bloss aus Kreide bestehende, schuppenartig übereinandergeschobene obere Zweigdecken der Axendecke (Bächistockdecke, untere und obere Silberndecke, Toralpdecke), die im N kaum über das Stirngewölbe der Stammdecke hinausreichen. In enger Beziehung zur Axendecke stehen gewiss auch die beiden aus Trias und Lias bestehenden Braunwalder Zwischendecken, die zwischen dem Luchsingertobel und der Fritternalp als tektonische Schuppen unter der Stammdecke liegen und in der Kärpfgruppe sich wahrscheinlich im Lias des Salengrates fortsetzen.

Westlich vom Vierwaldstättersee setzt sich die Axendecke nach Arbenz und Buxtorf in der Urirotstockkette bis ins Tal von Engelberg fort. Ihre Nordgrenze wird dort durch das Eocänband bezeichnet, das südlich von Bauen beginnt und über Kohltal und Schoneggpass bis nach Grafenort im Engelbergertal sich verfolgen lässt.

9. Die Säntis-Drusbergdecke ist innerhalb der Glarneralpen bloss im NW und N erhalten geblieben. Sie umfasst hier ausschliesslich die Kreide und gliedert sich in drei durch Muldenumbiegungen miteinander verbundene, übereinandergeschobene Teildecken: die Säntisdecke, die Rädertendecke und die Drusbergdecke. Zur Säntisdecke gehören der über dem Eocänband Deyenalp-Blanken-Näfels liegende obere Teil der Wiggiskette, als Stirnrand der Decke die Risetenkette und die Aubrigkette, östlich vom Linthtal der über dem Eocänband des Kerenzerberges liegende

Kreidelappen der Neuenalp, nördlich vom Walenseetal der obere Teil der Churfirstenkette, die Mattstockgruppe und das ganze Säntisgebirge. Die Rädertendecke baut in der Wiggisgruppe die Rädertenkette auf, und die Drusbergdecke bildet die Drusberg-Fluhbrigkette, ferner die zwischen dem Sihltal und dem Muotatal liegenden Berge und die Fronalpstockkette zwischen dem Muotatal und dem Vierwaldstättersee. Östlich vom Walensee-Seeztal ist die Gliederung in die drei Teildecken nicht mehr klar zu erkennen. Wahrscheinlich entspricht die grosse Sichelkammulde der Synklinale zwischen Säntis- und Rädertendecke, so dass die Alviergruppe als östliche Fortsetzung von Rädertenund Drusbergdecke betrachtet werden darf.

Die Drusbergdecke und Verzweigungen derselben bauen auch den grössten Teil der Kalkalpen der Zentralschweiz und des Berner Oberlandes auf und hangen dort mit der Wildhorndecke, der obersten helvetischen Decke der Westschweiz, zusammen. Östlich vom Rheintal erscheint sie noch im Fläscherberg und in den Kreidebergen der Vorarlbergeralpen als Unterlage der ostalpinen Decken des Falknis und des Rhätikons. Die Drusberg-Wildhorndecke besitzt also eine weit grössere Ausdehnung als alle tieferen Decken. Als gewaltigste unter den helvetischen Decken hat sie sich über den ganzen nördlichen Teil der Schweizeralpen und über einen grossen Teil des Gebietes östlich von der Rheinlinie ausgebreitet.

10. Die Wildflyschdecke ist nach ihrem stratigraphischen und tektonischen Aufbau und nach ihrer Entstehung noch ziemlich rätselhaft. Sie stammt aus dem ultrahelvetischen Faciesgebiet und besteht ihrer Hauptmasse nach aus Mergelschiefern mit Linsen und unbeständigen Bänken von Nummulitenkalk, Sandsteinen und kiesligen Kalken. Zum Teil sind die Gesteine tertiären Alters, zu einem grossen Teil gehören sie wahrscheinlich auch zur obern Kreide. Charakteristisch für den Wildflysch sind in stratigraphischer Beziehung noch in die Schiefer eingebettete exotische kristalline Blöcke, polygene Breccien und Konglomerate, grüne Quarzite und Schürflinge von Sardonaquarzit, seewer- und malmartigen Kalken. Aus ihrer Lage zu den helvetischen Decken schliesst man, dass die Wildflyschdecke vor deren Auffaltung über das helvetische Faciesgebiet hinübergeschoben und dann bei der Überschiebung der helvetischen Decken zwischen dieselben eingewickelt wurde. Ihre Hauptmassen liegen daher jetzt vor den Stirnumbiegungen der autochthonen und parautochthonen Falten in der Hausstock-, Vorab-, Sardona- und Ringelkette und in den Grauen Hörnern, unter der Überschiebungsfläche der Mürtschendecke und der Axendecke, als «subalpiner Flysch» vor den Stirnenden der obersten helvetischen Decke und ihrer Teildecken und in den Synklinalen zwischen ihren Stirngewölben. Als Teil der Wildflyschdecke oder als besondere aus dem ultrahelvetischen Faciesgebiet stammende Schubmassen sind wahrscheinlich auch die Blattengratschichten zu betrachten, die im Sernftal- und Weisstannentalgebiet zwischen den autochthonen Flyschsandstein und den Wildflysch eingeschaltet sind, ebenso die Senonmergel des Flyschzuges Aubrig-Trebsental-Oberurnen-Flibach.

Die Wildflyschdecke ist nicht auf die Glarneralpen beschränkt, sondern setzt sich westwärts mit ähnlichen stratigraphischen und tektonischen Erscheinungen an der Basis und zwischen den helvetischen Decken und als subalpiner Flysch vor ihrem Stirnrand durch die Zentral- und Westschweiz fort. Dieser exotische Flysch bildet auch wieder die Unterlage der über die helvetischen Decken hinübergeschobenen unterostalpinen Klippen. Der Vorarlberger Flysch, der östlich vom Rhein zwischen die oberste helvetische Decke und die ostalpinen Decken eingeschaltet ist, besitzt einen ähnlichen Charakter wie der Wildflysch und darf als östliche Fortsetzung der ultrahelvetischen Wildflyschdecke betrachtet werden.

XVIII. Die tektonische Stellung des Lochseitenkalks.

Die von Arnold Escher nach ihrem Vorkommen an der Lochseite bei Schwanden benannte Kalkbank, die im südlichen und östlichen Teil der Glarneralpen in wechselnder Mächtigkeit fast ohne Unterbruch zwischen dem Flysch und dem darüber hinweggeschobenen Verrucano der helvetischen

Decken liegt, ist von Albert Heim in seinem Mechanismus der Gebirgsbildung (**70**, Bd. I, p. 141/142) und in seiner Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein (**121**, p. 152—172) nach ihren merkwürdigen lithologischen Erscheinungen und nach ihrer tektonischen Bedeutung sehr eingehend besprochen worden. In Übereinstimmung mit Arnold Escher fasste er sie tektonisch als Bestandteil des ausgewalzten Mittelschenkels der beiden Flügel der «Glarner Doppelfalte» und stratigraphisch als stark dynamometamorphen Hochgebirgskalk auf. Diese Auffassung folgte mit Notwendigkeit aus der Ansicht, der Lochseitenkalk gehe in der «Südfalte» am Vorab durch Auswalzung aus dem typischen, mächtigen Hochgebirgskalk hervor, werde dort, wie auch am Flimserstein, Tschepp und Crap Matts in verkehrter Lagerung von Dogger bedeckt und hange südlich vom Piz da Dartgas, südlich vom Panixerpass und Segnespass, ebenso am Flimserstein und Crap Matts um die eocäne Synklinale der Südfalte herum durch eine Muldenumbiegung mit dem normalliegenden Malm des Muldenschenkels dieser Südfalte zusammen.

Rothpletz (**133**, p. 248—252, und **149**, p. 247/248) bekämpfte als grundsätzlicher Gegner der ausgewalzten Mittelschenkel die Ansicht Heims energisch und erklärte den Lochseitenkalk an einzelnen Stellen als normalliegenden Malm, vorwiegend aber als einen Mylonit, eine bei der Überschiebung entstandene Reibungsbreccie. Diese Auffassung scheint mir jedoch mit den tatsächlich zu beobachtenden Erscheinungen in Widerspruch zu stehen. Würde der Lochseitenkalk, wie Rothpletz sagt, die «Hobelspäne» darstellen, die bei der Überschiebung der Gebirgsmassen auf der Rutschfläche entstanden, so müsste er aus Trümmern der verschiedenartigsten Gesteine zusammengesetzt sein, also als polygene Breccie erscheinen, in der man trotz der Dislokationsmetamorphose doch noch die Entstehung aus verschiedenartigen Kalken, Sandsteinen und Tonschiefern erkennen würde. In Wirklichkeit aber bietet er, kleine Ausnahmen abgerechnet, durchaus den Anblick eines homogenen, aus einheitlichem Gestein entstandenen Kalkes, abgesehen davon, dass seine Basis oft mit den liegenden Flyschschiefern verwalzt ist.

Es bedarf aber auch die alte Ansicht Heims einer neuen Prüfung, da seit seinen Darstellungen vom Jahre 1891 die Ansichten über die Tektonik der Glarneralpen, speziell auch des Gebietes der ehemaligen «Südfalte», sich wesentlich geändert haben. Wie Albert Heim (**242**) im Jahre 1906 sich durch eigene Beobachtung überzeugte, ist der mächtige Vorabmalm keine Anschwellung des Lochseitenkalks, und es folgt darüber am Vorab, Flimserstein und Tschepp nicht verkehrter Dogger, sondern Kreide in normaler Lagerung. Die vermeintliche Anschwellung des verkehrten Mittelschenkels gegen die Muldenumbiegung der «Südfalte» ist in Wirklichkeit die normalliegende Schichtreihe einer unter der grossen Verrucanoüberschiebung liegenden kleineren Vorfalte, der Vorab-Tscheppfalte (vgl. p. 40). Der Lochseitenkalk schwillt nicht gegen S an, um dann mit Muldenumbiegung in den normalliegenden Malm der autochthonen Falten überzugehen, sondern er wird im Gegenteil gegen S im allgemeinen mehr und mehr reduziert und schliesslich ganz verquetscht. Bloss am Flimserstein und am Crap ner auf Alp Nagiens ist er ziemlich weit im S noch in erheblicher Mächtigkeit vorhanden; aber schon am Südrand von Alp Nagiens und unter der Sagenser Furka ruht der Verrucano unmittelbar auf der normalliegenden Kreide der Vorab-Tscheppfalte. Der verkehrtliegende Malm unter dem Rotstock und die damit in Verbindung stehenden Schiltkalk-, Dogger- und Rötidolomitschichten am Panixerpassweg und im Kessel von Ranaska gehören nicht, wie Albert Heim (**242**, p. 54) auch 1911 noch annahm, einem verkehrten Mittelschenkel unter der grossen Verrucanoüberschiebung an, sondern sie sind teils verkehrt-, grösstenteils aber normalliegende Schichten der Vorab-Tscheppfalte, und es liegt im obern Teil des Ranaskakessels der Verrucano der Mürtschendecke ohne eine Spur von dazwischenliegendem Lochseitenkalk auf dem Verrucano dieser Vorabdeckfalte (Figur 7, p. 43). Nach meiner Ansicht sind auch Crap Surscheins und Piz da Dartgas westlich vom Panixertal nicht aus dem verkehrten Mittelschenkel der «Glarner Überschiebung» modelliert, sondern ihre Rötidolomit-, Dogger- und Schiltkalkschichten gehören wieder der Vorab-Tscheppdecke an. Unter dem Crap Surscheins konnte ich, im Gegensatz zu den Darstellungen von Heim und F. Weber (**373**), keinen Lochseitenkalk finden, statt dessen aber Reste verkehrter Kreide. Der Lochseitenkalk und mit ihm der Verrucano der Mürtschendecke würden erst über dem Crap Surscheins folgen.

Es sind also die wichtigsten Stützen für die alte Auffassung des Lochseitenkalks als Mittelschenkel unter der grossen Verrucanoüberschiebung dahingefallen. Jene Auffassung hat auch dadurch an Wahrscheinlichkeit eingebüsst, dass jetzt an Stelle des Faltenpaares der «Glarner Doppelfalte» eine einzige von S überschobene, sehr breite Falte angenommen werden muss. Dass in der Nähe von Mulden- und Gewölbeumbiegung einer liegenden Falte ein mechanisch reduzierter verkehrter Mittelschenkel von einigen hundert Metern Breite vorhanden sein kann, ist leicht zu begreifen und kann tatsächlich oft beobachtet werden. Dass aber auf der ganzen 30 km grossen Schubbreite der Glarner Verrucanoüberschiebung ein fast zusammenhängender, dünn ausgewalzter Mittelschenkel vorhanden sein soll, ist mechanisch nur schwer verständlich.

Wenn auch die alten Hauptgründe für die Mittelschenkelnatur des Lochseitenkalks heute nicht mehr geltend gemacht werden können, so sind doch noch einige Tatsachen übriggeblieben, die zugunsten der alten Anschauung sprechen. Im ganzen Gebiet der Verrucanoüberschiebung, namentlich im Kärpfgebiet, in der Segnes-Ringelkette und in den Grauen Hörnern, liegt zwischen dem Lochseitenkalk und dem Verrucano oft auf weite Ausdehnung eine meistens bloss 10—30 cm dicke, gelb angewitterte Kalkschicht, die an Rötidolomit erinnert und von Albert Heim und mir auch stets als solcher betrachtet worden ist. Häufig, z. B. fast überall am Flimserstein und auf Alp Nagiens, ist sie durch Dislokationsmetamorphose in einen gelben bis blassroten Marmor verwandelt. Blumenthal (**240,** p. 52) zweifelte, ob diese gelbe Kalkschicht Rötidolomit sei, und suchte die gelbe Farbe lediglich als Wirkung der Infiltration aus dem hangenden Verrucano zu erklären, während ich sie immer noch für echten Rötidolomit halte. Häufig geht sie ohne scharfe Grenze in den hell blaugrau anwitternden Lochseitenkalk über, häufig aber ist sie in Form von schlierigen Streifen mit ihm verknetet und oft scharf gegen ihn abgegrenzt. Gerade am Nordrande des Flimsersteins fand ich sie wie an vielen andern Orten ganz nach Art des Rötidolomits staubig angewittert. Im Kärpfgebiet kann man sich am besten überzeugen, dass wirklich Rötidolomit zwischen Verrucano und Lochseitenkalk eingeschaltet ist. Bei Steinstoss im nördlichen Zweig des Diestales findet man über dem hier mindestens 10 m mächtigen Lochseitenkalk 3—4 m typischen Rötidolomit und darüber grünen und roten Verrucanoschiefer. Bei der Sennhütte Kühtal im südlichen Diestal beobachtet man unter dem roten schiefrigen Verrucano 2—3 m typischen Rötidolomit, der mit ziemlich scharfer, wellig verbogener Grenze auf der 1—2 m mächtigen Lochseitenkalkbank liegt, die hier ein Flyschfenster umsäumt.

Gesteine, die jünger sind als Malm, scheinen nur selten verkehrt unter dem Lochseitenkalk zu liegen. Unter dem mittlern und westlichen Teil der Tschingelhörner (Tafel 27, Figur 5) besteht die hohe Lochseitenkalkmauer an der Südwand der Bergkette aus typischem Seewerkalk, der mit seiner bräunlichgelben Verwitterungsfarbe sich deutlich von dem hellgrauen Lochseitenkalkmalm abhebt und im E von ihm durch eine scharfe Grenze getrennt ist. Der gewöhnliche Lochseitenkalk ist seiner Hauptmasse nach jedenfalls Malm, da er stets die Merkmale desselben zeigt, wenn er nicht allzusehr zerknetet ist. Blöcke, die von der Lochseitenkalkmauer des Mättlenstocks abgestürzt sind, bestehen aus dunkelgrauem, dichtem Kalk, der sich von typischem Quintnerkalk bloss durch etwas reichlichere Calcitadern unterscheidet. Aus dem Vorstehenden ergibt sich, dass nach seinen stratigraphischen Verhältnissen der Lochseitenkalk immer noch als ausgewalzter verkehrter Mittelschenkel betrachtet werden kann.

Neue ernstliche Schwierigkeiten für das tektonische Verständnis des Lochseitenkalks entstehen aus der Tatsache, dass das über den Flysch hinübergeschobene Gebirge nicht aus einer einzigen, sondern aus einer Serie von Decken besteht. Solange die Lehre von der «Glarner Doppelfalte» zu Recht bestand, konnte man unbedenklich alle damals bekannten Vorkommnisse von Lochseitenkalk als tektonisch zusammengehörig betrachten und sie als Mittelschenkel entweder zur Nordfalte oder zur Südfalte stellen. Nun aber hat sich bei der neuen tektonischen Analyse ergeben, dass entsprechend dem Aufbau des Gebirges aus mehreren Decken auch mehrere tektonisch übereinanderliegende, ausgewalzte Kalklagen vorhanden sind, welche die Eigentümlichkeiten des Kalkes an der Lochseite zeigen und daher auch mit dem Namen Lochseitenkalk belegt werden können. Die gegenseitige tektonische Unabhängigkeit einzelner dieser Lochseitenkalkbänke liegt auf der Hand. So ist es

selbstverständlich, dass die Lochseitenkalkbank, die im Gebiet von Fronalpstock und Fähristock unter Verrucano und Trias der Mürtschendecke liegt, in keinem Zusammenhang steht mit dem Lochseitenkalk unter der Glarnerdecke in der Lochseite bei Schwanden. Wir haben sie früher (p. 66) als Bestandteil des verkehrten Mittelschenkels der Mürtschendecke betrachtet.

Alle im südlichen und östlichen Teil der Glarneralpen, also in der Kärpfgruppe, in der Magereu-Guschagruppe, im Hausstock- und Vorab-Segnes-Ringelgebiet vorhandenen Lochseitenkalkaufschlüsse ordnen sich, wie wiederholt betont wurde, zu einer auffallend regelmässig verlaufenden Bank zusammen, so dass man den Eindruck erhalten muss, sie gehören einer ursprünglich zusammenhängenden, tektonisch einheitlichen Lochseitenkalkbank an. Würde der gesamte darüberliegende Verrucano zur gleichen Decke gehören, so könnte man diese Lochseitenkalkbank, wie oben erklärt wurde, als ausgewalzten verkehrten Mittelschenkel dieser Decke ansehen. Nun aber liegt nach unserer frühern Erklärung der Lochseitenkalk in der Lochseite, unter dem nördlichen Teil des Gandstocks und unter dem westlichen Teil der Kärpfgruppe unter der Glarnerdecke, unter dem südöstlichen Teil der Kärpfgruppe und überall in der Guschagruppe, in den Grauen Hörnern und in der Hausstock-Segnes-Ringelkette aber unter der Mürtschendecke. Es lässt sich aber nach meiner Ansicht mit dem Mechanismus der Deckenbildung kaum vereinen, dass ein tektonisch einheitlicher Deckenmittelschenkel im N unter einer andern Decke liegt als im S.

Das Problem würde verschwinden, wenn man, im Gegensatz zu meiner bisherigen Darstellung, annehmen würde, Glarnerdecke und Mürtschendecke seien nicht zwei bis in die Wurzel getrennte Decken, sondern die Mürtschendecke der mittlern und nördlichen Glarneralpen sei lediglich eine sekundäre Abzweigung auf dem Rücken der Glarnerdecke, ähnlich wie z. B. die Rädertendecke eine obere Abzweigung der Säntisdecke ist. In diesem Fall könnte der Lochseitenkalk als verkehrter Mittelschenkel der Gesamtdecke betrachtet werden. Es liegt in der Tat nahe, anzunehmen, die beiden Decken hangen im südlichen Teil der Schildgruppe durch eine Synklinale zusammen, weil dort die Verrucanomassen derselben sich zu einer einheitlichen Masse zu vereinigen scheinen. Es biegen wirklich am Südrande von Fässisalp Rötidolomit, Melsersandstein und Verrucano der Glarnerdecke zu einer nordwärts geöffneten Mulde um; allein man überzeugt sich leicht, dass es sich hier nicht um eine Hauptsynklinale zwischen zwei Decken handelt, sondern lediglich um eine kleine sekundäre Falte, deren Gewölbeschenkel durch die Überschiebungsfläche der Mürtschendecke weggeschnitten ist. Der grobklastische Verrucano der Glarnerdecke geht südlich davon nicht durch Muldenumbiegung in den Verrucanoschiefer der Mürtschendecke über, sondern die beiden Bildungen stossen unter dem Gufelstock längs einer vollständig durchgreifenden scharfen Überschiebungsfläche diskordant aufeinander (Tafel 22, Figur 2). Auch viel weiter im S, am Westrand der Kärpfgruppe, zwischen Hahnenstock und Bützistock und auf der Westseite des Linthtales sind die beiden Decken überall durch eine Überschiebungsfläche getrennt; eine Verbindung derselben durch eine Synklinale kann nicht angenommen werden. Es scheint mir daher nicht möglich, Glarnerdecke und Mürtschendecke als eine einheitliche, bloss in der Stirnregion gegabelte Decke zu betrachten.

Um das tektonische Problem des Lochseitenkalks zu erklären, kann man Glarnerdecke und Mürtschendecke als völlig selbständige Decken gelten lassen und demgemäss auch die Lochseitenkalklagen unter dem nördlichen und unter dem südlichen Teil des überschobenen Verrucanos als nicht zusammengehörig betrachten. Es würden sich dann die Lochseitenkalkvorkommnisse nur deshalb zu einer scheinbar einheitlichen Platte zusammenordnen, weil die beiden Überschiebungsflächen mit dem Auskeilen der Glarnerdecke gegen S sich vereinigen. Diese Erklärung befriedigt aber namentlich deshalb nicht, weil dort, wo die Überschiebungsfläche sich gabelt, die Lochseitenkalkbank stets an die tiefere Überschiebungsfläche gebunden bleibt und niemals über die Abzweigungsstelle hinaus der Mürtschendecke folgt.

Auch die Lochseitenkalkvorkommnisse auf der Westseite des Linthtales bereiten unserm Verständnis noch Schwierigkeiten. Vom Stöckli am Vorderglärnisch bis ins Luchsingertobel hinein liegt unter der Mürtschendecke eine Lochseitenkalkbank, und die Aufschlüsse in den Runsen nördlich von Luchsingen beweisen, dass auch an der Basis der Glarnerdecke eine solche vorhanden ist. Wir treffen also hier am gleichen Bergabhang zwei tektonisch nicht zusammenhangende Lochseitenkalkbänke

und können beide als verkehrte Mittelschenkel der darüberliegenden Decken auffassen. Allein südlich vom Luchsingertobel ist nur noch eine einzige Lochseitenkalkbank vorhanden. Sie liegt stets auf dem basalen Flysch der Glarneralpen, ihr Hangendes wird aber von verschiedenen tektonischen Einheiten gebildet. Unter den Schlattbergen westlich von Luchsingen liegt sie wie im Luchsingertobel noch unter den letzten Kreideresten der Glarnerdecke; aber dicht südlich davon, im Runsenbach, bildet der Lias der untern Braunwalder Zwischendecke ihr Hangendes, da Glarner- und Mürtschendecke hier völlig verquetscht sind. Südlich von der Terrasse von Oberschwendeli (Tafel 19, Figur 7) unterteuft sie ein dünnes Verrucanoband, das als Rest der Mürtschendecke aufzufassen ist. Am Abhang westlich über Rüti liegt sie unter einer brecciösen Rötidolomitbank, die das Liegende der obern Braunwalder Zwischendecke bildet und wahrscheinlich ebenfalls die Mürtschendecke darstellt. Etwas weiter im S, am Weg Linthal-Braunwald (Figur 12), wird sie von schwachen Kreideresten der Glarnerdecke überlagert. Am obern Rand der Brummbachschlucht liegt der mächtige Lochseitenkalk unter der obern Braunwalder Zwischendecke, und auf der Südseite der Schlucht geht er in den Korallenkalk der Nussbühlwand über, der wieder die normalliegende Basis der Glarnerdecke bildet. Eine anscheinend kontinuierliche Lochseitenkalkbank bildet also zwischen dem Luchsingertobel und Linthal, ähnlich wie auf der Ostseite des Linthtales, die Unterlage von mehreren verschiedenen tektonischen Einheiten, was sich nicht mit der Ansicht verträgt, sie sei der verkehrte Mittelschenkel einer Deckfalte. Am natürlichsten erscheint mir die Annahme, sie sei in diesem Gebiete der normalliegende Malm der Glarnerdecke, der bald noch von Kreide und Eocän bedeckt wird, bald den von der tektonischen Auswalzung einzig verschont gebliebenen Rest dieser Decke darstellt. Merkwürdig bleibt aber, dass nördlich von Luchsingen diese Malmbank anscheinend direkt in die Lochseitenkalkbank übergeht, die bei Leuggelbach unter Schiltkalk und Dogger der Glarnerdecke liegt und daher nicht mehr ein normalliegendes Schichtglied dieser Decke ist, sondern als verkehrter Mittelschenkel zu betrachten ist.

Tektonisch unabhängig von dieser tiefsten lochseitisierten Kalkbank ist der typische Lochseitenkalk, der zwischen Nussbühl und der Staldenrunse über dem Eocän der Glarnerdecke an der Basis der obern Braunwalder Zwischendecke liegt. Wahrscheinlich setzt er sich in der früher (p. 57/58) besprochenen grossen Lochseitenkalkplatte fort, die im Klausenpassgebiet die Basis der Axendecke bildet. In diesem Falle kann dieser Lochseitenkalk als Mittelschenkel der Axendecke aufgefasst werden. W. Staub (**247**, p. 69—71) neigte dagegen zur Ansicht, der Lochseitenkalk des Klausenpassgebietes gehöre einer besondern, aus dem Faciesgebiet der Griesstockdecke stammenden, stark ausgewalzten Decke an, ohne jedoch dafür zwingende Gründe anführen zu können. Wenn der Lochseitenkalk von Fritternalp-Klausenpass zum Mittelschenkel des Axendeckensystems gehört, so kann er nicht, wie man früher annahm, die Fortsetzung der Lochseitenkalkbank des Kärpf-Hausstockgebietes sein.

Wir kommen zum Ergebnis, dass seit der vertieften Einsicht in die Tektonik der Glarneralpen zwei bis drei tektonisch voneinander unabhängige tektonische Elemente von Lochseitenkalktypus zu unterscheiden sind, dass aber die tiefsten dieser Lochseitenkalkbänke noch ungelöste tektonische Probleme darbieten.

XIX. Die Längsprofile der Glarneralpen.

Es ist eine durch die ganzen Alpen hindurch allgemein verbreitete Erscheinung, dass die Überfaltungsdecken und ihre autochthone Unterlage in der Längsrichtung des Gebirges wellenförmig auf- und absteigen. Breite Wellenberge und Wellentäler, Kulminationen und Depressionen wechseln miteinander ab. Arbenz (**248**, p. 113—121) hat bereits einen Überblick über diese Erscheinungen im Deckengebiet der Zentral- und Ostschweiz gegeben, und R. Staub (**292**) besprach das Längsprofil Graubündens und seine Beziehungen zu demjenigen der helvetischen Decken. Die flachwelligen Formen der Längsprofile, das fast völlige Fehlen von ausgeprägten scharfen Biegungen weisen darauf hin, dass diese gewölbe- und muldenförmigen Verbiegungen ihre Entstehung nicht einem seit-

lichen Zusammenschub verdanken, sondern grösstenteils durch die Formen der Abrasionsfläche des herzynischen Gebirges bedingt sind, das während der Permzeit abgetragen und während der tertiären Alpenauffaltung in Gestalt der Zentralmassive wieder emporgehoben worden ist.

Dieser Zusammenhang lässt sich in der Hochgebirgskette im südlichen Teil der Glarneralpen, wo das Zentralmassiv zutage tritt, unmittelbar beobachten. Vom Reusstal und Gotthardgebiet her, wo wir uns auf dem Scheitel einer tektonischen Kulmination befinden, sinkt der Rücken des Aarmassivs ostwärts durch das Tödigebiet hindurch in eine flache Depression hinunter, deren Sohle nach dem Verlauf der Sedimentdecke westlich vom Segnespass, unter dem Vorab, liegen muss. Von dort aus erhebt sich das Aarmassiv nochmals gegen E zur Kulmination von Vättis und sinkt dann verhältnismässig rasch in die tiefe Depression hinunter, deren Sohle aus der Gegend von Feldkirch östlich vom Rheintal unter dem westlichen Teil des Rhätikons hindurch verläuft und sich südwärts durch Mittelbünden hindurch bis ins Oberengadin verfolgen lässt. Dieser Gliederung entspricht das Axialgefälle, das der Sedimentmantel und die darüberliegenden Deckenreste in den einzelnen Abschnitten der Gebirgskette zeigen. Nicht nur sinken diese Sedimente im Tödi- und Hausstockgebiet bis zum Vorab mit schwachem Gefälle gegen E; auch in der Windgällen-Claridenkette zeigen die auf dem Ostflügel der Reusstalkulmination sitzenden autochthonen Falten und die Decken ein deutliches östliches Axialgefälle. Dass der Gebirgsscheitel zwischen Panixerpass und Segnespass einer tektonischen Depression angehört, kommt darin zum augenfälligen Ausdruck, dass hier nicht nur die Vorab-Tscheppdecke, sondern auch noch der Verrucano der Mürtschendecke in beträchtlicher Mächtigkeit erhalten geblieben sind. Östlich von dieser Depression steigen die autochthonen Falten und auch der Verrucano der Mürtschendecke sehr deutlich gegen den Scheitel der Vättiser Aufwölbung an (vgl. p. 29), und östlich davon sinkt der gefaltete Sedimentmantel mit auffallend starkem Axialgefälle zur tiefen Rheintaldepression hinunter.

Im mittleren und nördlichen Teil der Glarneralpen, im Gebiete nördlich von der Linie Linthal-Elm-Ragaz, bilden die über den mächtigen Flysch hinübergeschobenen Decken, als Ganzes genommen, ein sehr breites, flaches Gewölbe, dessen Kulmination durch eine in fast reiner Nord-Südrichtung von Murg am Walensee über den Gulderstock bis zum Foostock verlaufende Linie bezeichnet wird. Östlich von dieser Linie, in der Magereu-Guschagruppe, in den Grauen Hörnern und nördlich vom Seeztal auch in der Alviergruppe sinkt die ganze Sedimentserie anfänglich mit nur geringer Neigung, dann ostwärts immer stärker auffallend regelmässig gegen die Rheintaldepression, und westlich von jener Scheitellinie, im Kärpfgebiet und in der Schildgruppe, in der Glärnisch-Ortstockkette und in der Wiggis-Drusberggruppe besitzen alle Decken ein ebenso ausgesprochenes westliches Axialgefälle. Dieses Gefälle ist am stärksten zu beiden Seiten des Linthtales zwischen Näfels und Linthal, nimmt ab im mittleren Teil von Wiggis und Glärnisch, erfährt wieder eine auffallende Steigerung am Westende des Glärnisch und im Gebiet von Räderten- und Fluhbrigdecke und verflacht sich dann in der Depression von Iberg-Muotathal-Schwyz, in der über der obersten helvetischen Decke noch Reste der unterostalpinen Klippendecke erhalten geblieben sind. Bemerkenswert ist, dass im südlichen Teil der Glärnisch-Ortstockgruppe das westliche Axialgefälle lange nicht mehr so ausgeprägt ist wie in der Wiggis-Drusberggruppe, weil eben hier im S bereits die Annäherung an das Aarmassiv und seine Reusstalkulmination zur Auswirkung kommt.

Das Längsprofil der mittleren und nördlichen Teile der Glarneralpen wurde gewiss auch durch den herzynischen Untergrund beeinflusst; aber dieser Zusammenhang lässt sich nicht mit Sicherheit feststellen, weil jene Basis nirgends zutage tritt. Da das östliche Einsinken der Falten und Decken vom Calanda an durch die ganzen östlichen Glarneralpen und die Alviergruppe hindurch gleichförmig anhält, darf man wohl annehmen, der kristalline Untergrund dieser Gebirgsteile besitze eine von der Vättiser Aufwölbung aus weit nach N sich fortsetzende und ostwärts gegen eine tiefe Einsenkung abfallende Erhöhung. Es muss aber hervorgehoben werden, dass die Axen der breiten Queraufwölbungen und Quermulden von der Tödi-Vorab-Ringelkette aus sich nicht direkt nach N oder NW durch die mittleren und nördlichen Glarneralpen hindurch fortsetzen. Im Gebiet der Grauen Hörner und der Magereu-Guschagruppe ist keine Kulminationslinie vorhanden, die als nördliche Fortsetzung der Vättiser Kulmination betrachtet werden könnte, sondern der Scheitel der Kulmination liegt

hier, wie oben erklärt wurde, stark nach W verschoben auf der Linie Murg-Gulderstock-Foostock, gerade vor der Vorab-Segnesdepression. Ebenso stimmen die Längsprofile der Gebirge nördlich und südlich vom Klausenpass nicht miteinander überein. Während südlich vom Klausenpass in der Claridenkette westliches Ansteigen der Falten und Decken gegen die Reusstalkulmination herrscht, sinken nördlich davon in der Ortstockkette bis über das Bisistal hinaus die Faltenaxen immer noch nach W. Die Muotataldepression ist südlich vom Klausenpass nicht mehr zu erkennen und lässt sich kaum mit der Vorab-Segnesdepression verbinden.

Es ist möglich, dass eine mit der Vättiser Kulmination in Verbindung stehende Aufwölbung des herzynischen Untergrundes an der grossen Murgtalkulmination beteiligt ist, welche das Längsprofil der ganzen nördlichen Glarneralpen beherrscht. Unmittelbar zu beobachten ist aber, dass das Längsprofil der oberen Decken dieses Gebietes in hohem Masse durch die Mächtigkeitsschwankungen der tieferen Decken beeinflusst wird. Der Scheitel dieser Kulmination fällt zwischen Walensee und Sernftal gerade in das Gebiet der mächtigsten Entwicklung des Verrucanos von Glarner- und Mürtschendecke. Seinem raschen Auskeilen gegen W ist es wohl in erster Linie zuzuschreiben, dass im Glärnisch Glarner- und Mürtschendecke in viel tieferem Niveau liegen als im Schild. Ebenso ist das starke westliche Axialgefälle der Axendecke und der Säntis-Drusbergdecke auf der Westseite des nördlichen Linthtales gewiss in hohem Masse durch die dort stattfindende Reduktion von Glarner- und Mürtschendecke bedingt. Dass die Axendecke in der Ortstock-Märenbergkette und unter dem Plateau der Karrenalp viel weniger stark nach W einsinkt als im Glärnisch, hängt wahrscheinlich wenigstens teilweise mit der Tatsache zusammen, dass Glarnerdecke und Mürtschendecke südlich von Luchsingen am Westrande des Linthtales bereits grösstenteils oder ganz verquetscht sind, während sie im N noch in beträchtlicher Mächtigkeit in den Glärnisch eintreten und dann gegen W auskeilen.

Die Längsprofile der Glarneralpen werden nur selten durch stärkere Querfalten gestört, während die penninischen und ostalpinen Decken Graubündens nach R. Staub (**292**, p. 309—317) reich sind an Erscheinungen dieser Art. Die wichtigste Querfalte unseres Gebietes ist die p. 41 besprochene, gegen NW streichende Falte im Gebiet Sether Furka-Rinkenkopf am Panixerpass. Von viel geringerem Einfluss auf das tektonische Bild sind die p. 33 erwähnte Querfalte zwischen Haldensteiner und Mastrilser Calanda, eine kleine Querfalte in Trias und Dogger des Vättiser Gewölbes, die Querfalte in der Trias des Gamidauerspitz (vgl. p. 164) und diejenige zwischen Magereu und Goggeien (p. 156). Diese Querfalten sind wie die von R. Staub erwähnten bündnerischen Querfalten alle gegen E geneigt. Eine bestimmte Ursache für die Entstehung dieser vereinzelten Längsstörungen lässt sich kaum feststellen.

II. Teil.

Stratigraphie.

Hand in Hand mit der neuen intensiven tektonischen Durchforschung der Alpen, die mit dem Durchbruch der Deckenlehre einsetzte, ging auch ein neues eingehenderes Studium der Stratigraphie, weil man erkannte, dass eine genaue Kenntnis der stratigraphischen Verhältnisse und besonders der Faciesänderungen für das Verständnis des Deckenbaues notwendig ist und für die Abklärung mancher tektonischen Probleme wertvolle Fingerzeige gibt.

In diesem stratigraphischen Teil soll versucht werden, neben einer kurzen Charakteristik der Schichtgruppen der verschiedenen geologischen Zeitabschnitte die Faciesveränderungen darzustellen, die sich innerhalb der einzelnen Schichtenkomplexe nicht nur in vertikaler, sondern auch in horizontaler Richtung vollziehen. Wir verfolgen dabei die Schichtgruppen vom autochthonen Gebiet bis in die obersten Decken hinauf oder, wenn wir uns die Decken wieder ausgeglättet und in ihre ursprüngliche Lage zurückversetzt denken, in der Richtung von N nach S. Es wird sich dabei zeigen, dass in der Richtung quer zum Streichen der Alpen allmähliche und gesetzmässige Faciesänderungen auftreten, durch welche die scheinbar sprunghaften starken Faciesunterschiede überbrückt werden, die uns beim Vergleiche gleichaltriger Schichtgruppen auffallen, die oft am Aufbau derselben Bergkette teilnehmen, aber verschiedenen Decken angehören. Wie die Faciesvergleichung ein wichtiges Hilfsmittel für die Analyse des Deckenbaues ist, so liefert sie umgekehrt die trefflichsten Beweise für die Richtigkeit der Deckenlehre; sie spricht eindringlich dafür, dass die Sedimentmassen der Glarneralpen vor der Alpenfaltung auf der Südseite des Aarmassivs in der Reihenfolge von N nach S hintereinander ausgebreitet waren, wie sie heute im gefalteten Gebirge in Form von Überfaltungsdecken übereinanderliegen.

Die im nachfolgenden zunächst beschriebene Schichtreihe Verrucano-Kreide umfasst ausschliesslich die Sedimente der helvetischen Facies; dagegen wird bei der nachher folgenden Besprechung der Nummuliten- und Flyschbildungen eine Trennung in helvetische und ultrahelvetische Facies nötig sein. Während die helvetischen Nummuliten- und Flyschbildungen ausschliesslich tertiären Alters sind, müssen bei der Besprechung des ultrahelvetischen Wildflysches auch mesozoische Einschlüsse berücksichtigt werden.

Die vielen stratigraphischen Lücken, die bei der Untersuchung der mesozoischen und eocänen Schichtreihe der helvetischen Facies angetroffen werden, sollen nach der Besprechung der Nummuliten- und Flyschbildungen in einem Anhang: Die Diskontinuitäten der helvetischen Schichtreihe zusammengestellt werden, um ein Gesamtbild der tektonischen Unruhe und des dadurch bedingten vielfachen stratigraphischen Wechsels in diesem Gebiete zu geben (vgl. p. 465—468).

Die altkristallinen und carbonischen Gesteine des Aarmassivs sind von mir nicht näher untersucht worden, da ihre Aufschlüsse grösstenteils ausserhalb meines Untersuchungsgebietes liegen. Ich muss daher auf ihre Besprechung verzichten und verweise den Leser auf die älteren Darstellungen von Alb. Heim (**70, 121** und **277**), B. G. Escher (**241**) und besonders auf den von F. Weber in Aussicht stehenden Text zur geologischen Karte des Tödi-Vorderrheintalgebietes.

I. Verrucano.

1. Die Benennung.

Die buntfarbigen Konglomerate, Sandsteine und Tonschiefer zwischen Walensee und Vorderrheintal, die wir heute mit dem Namen Verrucano zusammenfassen, hatten schon am Ende des 18. und Anfang des 19. Jahrhunderts die Aufmerksamkeit mancher Alpenforscher, wie Hans Konrad

Escher von der Linth, Ebel, Leopold von Buch, wachgerufen. Ebel (**1**) nannte sie die «rote Tonsteinformation des Kantons Glarus». Keferstein (**8,** 1830, p. 299 u. f.) führte dafür den Namen Melsformation (nach Mels bei Sargans) ein, an dessen Stelle später oft der Name «Melser Konglomerat» verwendet wurde. Arnold Escher von der Linth nennt 1836 die grobklastischen Verrucanogesteine «Sernfter Konglomerat», und in seiner «Gebirgskunde des Kantons Glarus» (**20,** 1846) erscheinen dafür die Ausdrücke Sernfkonglomerat, Sernfschiefer und Sernfbildung. Oswald Heer (**47,** 1865) führte für diese Gesteine den Namen Sernifit ein. In der Folge verwendete auch Arnold Escher diesen Namen speziell für die roten Konglomerate, und diesem Gebrauche folgten auch Albert Heim (**70,** 1878) und Baltzer (**62,** 1873). Rothpletz (**149,** 1898) spricht von einer Sernifitformation, zu der er jedoch ausser dem Verrucano auch noch Rötidolomit und Quartenschiefer rechnet.

Um das Jahr 1830 hatte der italienische Geologe Savi für die paläozoischen Konglomerate, die im nordwestlichen Apennin in weiter Verbreitung auftreten und am Monte Pisano auf dem rechten Arnoufer südwestlich von Pisa das Kastell Verruca tragen, den Namen Verrucano eingeführt. Diese Bezeichnung übertrug nun B. Studer im Jahre 1850 auf die ähnlich aussehenden, mit Anthrazitschiefern in Verbindung stehenden Konglomerate des Montblancgebietes und verwendete den Namen nun auch in seiner Geologie der Schweiz (1851—1853) als zusammenfassende Bezeichnung für alle bisher als Melser Gesteine, bunte Glarner Gesteine, Sernfbildung, Endigungsgesteine der Zentralmassive, talkige Konglomerate der Zwischenbildung aufgeführten Gesteine. Seither werden die beiden Ausdrücke Verrucano und Sernifit nebeneinander verwendet, der erstere als allgemeine Bezeichnung, der letztere als Lokalname für die im Gebiet zwischen Walensee, Sernf- und Linthtal auftretende Facies.

2. Geologisches Alter.

Die Altersbestimmung des Verrucanos war des Mangels organischer Einschlüsse wegen von jeher ein schwieriges Problem. Die ersten Beobachter um die Wende des 18. und 19. Jahrhunderts betrachteten die «rote Tonsteinformation» der Glarneralpen als ein Glied der Grauwackeformation, also als eine paläozoische Bildung. Leopold von Buch (1809) hob bereits die Ähnlichkeit mit dem Rotliegenden Deutschlands hervor und stellte sie daher zum Perm. Im Gegensatz dazu erblickte B. Studer (**7,** 1827) in den Verrucanogesteinen eine relativ junge Bildung, da sie in den Glarneralpen über den Fischschiefern und Nummulitengesteinen des Sernftales liegen. Er betrachtete sie als durch plutonische Vorgänge sekundär veränderte Sedimente von annähernd demselben Alter wie die darunter- und darüberliegenden Gesteine. Auch in seiner Geologie der Schweiz (1851—1853) weist er dem Verrucano keine bestimmte Stellung in der stratigraphischen Stufenfolge an. Er betrachtet ihn als eine Facies, welche Ablagerungen verschiedenen Alters vom Carbon bis zum Jura umfasst. Im ganzen erblickt er im Verrucano teils echte Eruptivgesteine, teils eine metamorphe Bildung. Auch Arnold Escher spricht in der «Gebirgskunde des Kantons Glarus» (1846) noch keine bestimmte Ansicht über das Alter des Verrucanos aus. Er erklärt, die «Sernfbildung» hange sowohl nach ihrer räumlichen Verbreitung als nach ihrem mineralogischen Charakter so innig mit den kristallinischen Gesteinen der Tödikette zusammen, dass kein zureichender Grund vorhanden sei, die beiden Bildungen voneinander zu trennen (**20,** p. 69). Gestützt auf das Auftreten von Carbon im unteren Teil und im Liegenden des italienischen Verrucanos und der verrucanoartigen Konglomerate der Montblancgruppe sowie auf die Ähnlichkeit mit dem Rotliegenden Deutschlands befestigte sich indessen mehr und mehr die Ansicht, dass der Verrucano grösstenteils zum Perm gehöre und vielleicht noch in das obere Carbon hinunterreiche. Diese Anschauung erhielt eine wesentliche Stütze durch die Entdeckung von Permpflanzen im Verrucano des Val Trompia (zwischen Comersee und Langensee) durch E. Süess (**54,** 1869, p. 107 u. f.).

Albert Heim (**70,** 1878, p. 47) hob hervor, dass die verrucanoartigen Gesteine der Tödikette durch keine scharfe Grenze von den kristallinen Gesteinen des Aarmassivs getrennt seien und am Bifertengrätli (am Nordostfuss des Tödi) nicht nur zwischen dem Carbon und der Trias, sondern zum

Teil auch zwischen und unter den Carbonschiefern liegen. Er schloss daraus, dass der Verrucano der Glarneralpen zu einem grossen Teil der Carbonformation angehöre, zum Teil aber auch noch jüngere Gesteine umfassen könne. Rothpletz (**149,** 1898, p. 5—21) trennte die gneissartigen Verrucanogesteine des Vorderrheintalgebietes zusammen mit den kristallinen Schiefern des Aarmassivs bei Tamins und Felsberg als «obere Gneissformation» vom Verrucano ab und verzichtete für seine «Sernifitformation» auf eine genauere Altersbestimmung; doch betrachtete er sie wahrscheinlich als jünger als Carbon.

Das normale Hangende des Verrucanos der Glarneralpen ist die Trias, und zwar fast ohne Ausnahme der Melsersandstein. Wenn letzterer, wie jetzt meistens angenommen wird, dem Buntsandstein entspricht, so ist der gesamte Verrucano älter als die untere Trias. Schwieriger ist die Bestimmung seiner untern Altersgrenze. Da im Gebiete der Decken, dem der Verrucano unseres Untersuchungsgebietes fast ausschliesslich angehört, keine ältern Gesteine vorhanden sind, kann die Lösung dieser Aufgabe einzig im autochthonen Gebiete versucht werden. Im Vorderrheintal, bei Ilanz, ist dies nicht möglich, weil das Liegende des Verrucanos nicht aufgeschlossen ist. Im Tödigebiet bestand früher die Schwierigkeit, dass die verrucanoartigen Gesteine sich nicht scharf von den kristallinen Gesteinen des Aarmassivs abtrennen und nicht mit Sicherheit mit dem Verrucano des Deckengebietes parallelisieren liessen. Nach den Untersuchungen von B. G. Escher (**241,** 1911, p. 101—160) müssen nun die grünen serizitischen Gneisse und die graugrünen Schiefer auf der Nordostseite des Tödi definitiv vom Verrucano abgetrennt werden. Erstere werden zum vorkarbonischen Paläozoikum gestellt und letztere als durch Imprägnation mit Kieselsäure umgewandelte Carbonsandsteine erklärt. Als Verrucano sind nach B. G. Escher und nach F. Weber (**373**) bloss noch die grobkörnigen Konglomerate zu betrachten, die auf der Nordabdachung des Tödi unter dem Rötidolomit und über den Sandsteinen und Anthrazitschiefern liegen, deren Zugehörigkeit zum Obercarbon (Westphalien) durch Pflanzenfunde erwiesen ist. B. G. Escher lässt die Frage noch offen, ob diese Konglomerate zum Perm oder zum Buntsandstein gehören. Nach meinen Beobachtungen vom Jahr 1931 handelt es sich aber entschieden um echten Verrucano. Am Wege zwischen Obersand und dem Bifertengrätli ist das Gestein eine rote, ziemlich grobklastische Breccie, die sich vom Sernifitkonglomerat der Glarnerdecke fast bloss durch starke Serizitisierung infolge Dislokationsmetamorphose unterscheidet und nicht direkt vom Rötidolomit, sondern mit scharfer Grenze von der Quarzitbreccie des Melsersandsteins überlagert wird. Der Verrucano des Tödi liegt also zwischen Obercarbon und unterer Trias, darf somit als Perm betrachtet werden. Die an Carbonschiefer erinnernden schwarzen Schiefer, die hie und da in die Verrucanoschiefer der Mürtschendecke eingeschaltet sind, können nicht als Beweis für carbonisches Alter der letztern gelten, da sie noch keine Pflanzenreste geliefert haben. Man kann daher mit ziemlicher Sicherheit auch den Verrucano der helvetischen Decken ins Perm einreihen.

3. Gesteinsarten.

a) Eruptivgesteine.

1. Allgemeines.

Es ist seit langer Zeit bekannt, dass im Verrucano der Glarneralpen basische Eruptivgesteine vorkommen. B. Studer erwähnt im Jahre 1827 (**7**) zum erstenmal Mandelsteine, die er in Trümmern und als anstehenden Fels auf der Niederenalp im Kärpfgebiet gefunden hatte; Arnold Escher entdeckte 1834 am Gandstock ausgedehnte Lager von violetten Mandelsteinen und grünen «Spiliten» und fand später auf seinen Exkursionen durch die Glarneralpen wohl die meisten der jetzt bekannten Vorkommnisse von Eruptivgesteinen. Ihre überwiegende Masse gehört der Kärpfgruppe an; einzelne Lager finden sich aber auch in den östlich und südlich angrenzenden Gebirgsgruppen, am Gulderstock, in der Vorabgruppe und am Südabhang des Piz da Dartgas nördlich von Brigels.

In der geologischen Literatur fand man bisher fast ausschliesslich die basischen Eruptivgesteine des glarnerischen Verrucanos besprochen; in ihrer Gesellschaft treten aber in weit grösserem Masse, als bisher angenommen wurde, auch saure Eruptivgesteine auf. Die basischen

Eruptivgesteine sind zum erstenmal von C. Schmidt (**122,** 1891, p. 2—5) anhand der von Arnold Escher gesammelten Handstücke einer genaueren mineralogischen Untersuchung unterworfen worden. Später hat L. Milch (**123,** 1892—1896) ausgedehnte Untersuchungen über dieselben angestellt, und in neuerer Zeit sind sie von R. Beder (**214,** 1909) abermals eingehend studiert worden. Über die sauren Eruptivgesteine liegen, abgesehen von den Mitteilungen von L. Milch über einige Quarzporphyrvorkommnisse, noch keine Spezialuntersuchungen vor.

Die sauren wie die basischen Eruptivgesteine treten in Form von Lagern auf, die konkordant zwischen die sedimentären Verrucanogesteine eingeschaltet sind. Ihre horizontale Ausdehnung ist in der Regel eine mässige; selten lassen sie sich einige Kilometer weit verfolgen. Ihre Mächtigkeit beträgt oft nur wenige Meter, steigt aber bisweilen auf 50—100 und mehr Meter an. Oft trifft man in demselben Verrucanoprofil nur ein einziges Eruptivgesteinslager an, häufig aber, namentlich am Westabhang des Kärpf in der Umgebung des Milchspülersees, liegen basische und saure Eruptivgesteine, getrennt durch buntfarbige Verrucanoschiefer, in mehrfacher Wiederholung übereinander.

Die Zahl der Eruptionen lässt sich heute kaum mehr feststellen, und ebensowenig lässt sich bis jetzt eine gesetzmässige Beziehung zwischen den basischen und sauren Magmaergüssen erkennen. Milch gibt zwar an (**123,** I. Bd., p. 135), im allgemeinen liegen die Quarzporphyre in der Kärpfgruppe unter den basischen Eruptivgesteinen; nach meinen Beobachtungen jedoch liegen gerade die mächtigsten Quarzporphyrmassen, diejenigen des Kleinkärpf, Unterkärpf und Karrenstock, über basischen Eruptivgesteinen.

Während B. Studer noch in seiner «Geologie der Schweiz» (**26,** Bd. I, p. 422) die Ansicht vertrat, die Mandelsteine seien, wie der Verrucano der Glarneralpen überhaupt, bei der Alpenbildung durch eine vom Kärpfstock nach dem Murgtal verlaufende Spalte emporgedrungen, ist nun längst bekannt, dass die Eruptivgesteine sowohl der Unterlage des Verrucanos als auch der hangenden Trias völlig fehlen; die Magmaergüsse, denen sie ihre Entstehung verdanken, fanden lange vor der Aufrichtung der Alpen, während der Ablagerung des Verrucanos selbst, also in der Permzeit statt. Sie liegen daher auch nicht mehr an der Stelle ihrer primären Entstehung, sondern sind während der Bildung der helvetischen Decken mit dem Verrucano passiv an ihren gegenwärtigen Standort verschleppt worden.

Nach unsern frühern Darlegungen (p. 142 und 168) gehören die Eruptivgesteinslager dem Verrucano der Mürtschendecke an. Welche stratigraphische Stellung sie aber innerhalb desselben einnehmen, ist der komplizierten tektonischen Verhältnisse wegen schwierig zu sagen. Im südlichen Teil der Kärpfgruppe, im Vorabgebiet und am Gulderstock, liegen sie im tiefern Teil des dort vorhandenen Verrucanos, oft sehr nahe über dem Lochseitenkalk. Es ist jedoch zu bedenken, dass die Verrucanobasis hier eine Überschiebungsfläche ist und somit nicht die ursprüngliche untere Grenze des Verrucanos darstellt. In der Kärpfgruppe wird der vertikale Abstand zwischen den Eruptivgesteinslagern und dem liegenden Flysch nordwärts immer grösser und beträgt unter dem Gandstockgipfel rund 1000 m. Dabei ist jedoch zu berücksichtigen, dass hier der untere Teil des Verrucanos seiner grobkonglomeratischen Facies wegen zur Glarnerdecke gerechnet werden muss. Immerhin sind die schiefrigen, wahrscheinlich zur Mürtschendecke gehörenden Verrucanogesteine an den Abhängen des Gandstocks unter den Melaphyren noch mindestens 300 m mächtig. Am Gulderstock wiederum liegt über dem Melaphyrlager noch eine wohl 600 m mächtige Verrucanomasse. Letztere Tatsache beweist, dass die Eruptivgesteine nicht, wie Milch annimmt (**123,** II. Bd., p. 170), innerhalb des Verrucanos eine relativ junge Bildung sind. Sie scheinen eher in den mittleren oder unteren Teil des Verrucanos zu gehören.

2. Basische Eruptivgesteine.

Durch die Untersuchungen von C. Schmidt (**122**) wurde festgestellt, dass die basischen Eruptivgesteine des Glarner Verrucanos zur Melaphyrfamilie gehören. Nach ihrer makroskopischen Erscheinung gliedern sie sich in zwei Gruppen, in dunkel violettgraue und in grüne Gesteine. Die mikroskopische Untersuchung hat gezeigt, dass jede der beiden Gruppen wieder in mehrere Gesteins-

typen zerfällt. Nach den Untersuchungen von R. Beder (**214**), deren Ergebnisse im allgemeinen mit denjenigen von Milch übereinstimmen, lassen sich folgende Hauptgruppen unterscheiden:

a) Olivin-Weiselbergit.

Diesem Typus gehört wohl die Hauptmasse der basischen Ergussgesteine des Glarner Verrucanos an. Seiner makroskopischen Erscheinung nach ist er ein dunkel violettgraues, fast dichtes, massiges Gestein mit oft auffallend rauher, höckerig unebener oder rissig verwitterter Oberfläche; besonders fällt es auf durch die mehr oder weniger zahlreich vorhandenen, mit Mineralsekretionen erfüllten Mandelräume (Mandelstein). Unter dem Mikroskop erweist sich die Struktur des Gesteins als hemikristallin-porphyrisch. Die Grundmasse besteht zum grössten Teil aus Plagioklas (Oligoklas und Andesin); in untergeordneten Mengen finden sich darin Epidot, Calcit, Serizit, Titanit und Limonit. Eine wichtige Rolle spielt in der Grundmasse der Magnetit, der in Form feinster Körnchen bis zu grösseren zusammenhängenden Massen zwischen den Feldspatmikrolithen auftritt und den dunkeln, violetten Farbenton des Gesteins bedingt. Glas ist meistens nur spärlich vorhanden. In der Grundmasse liegen sehr unregelmässig bald in grosser Zahl, bald nur spärlich Einsprenglinge von mehr oder weniger stark zersetztem Olivin. Weniger zahlreich sind stark zersetzte Augit- und verzwillingte Plagioklaseinsprenglinge. Die Mandelräume verdanken ihre Entstehung der Bildung von Gasblasen in dem flüssigen Magma. Oft sind sie nur spärlich vorhanden, bisweilen so massenhaft, dass das eigentliche Gestein dagegen zurücktritt. Sie sind im allgemeinen kugelig, oft etwas oval, stellenweise im Gebiet zwischen Vorab und Panixerpass infolge des Gebirgsdruckes linsenförmig langgestreckt. Ihr Durchmesser schwankt in der Regel zwischen $0{,}_5$ und $1{,}_5$ cm. An den der Verwitterung ausgesetzten Gesteinsflächen sind sie oft hohl, im frischen Gestein aber stets mit Mineralsekretionen ausgefüllt. Diese Mandelausfüllungen bestehen meistens zum grössten Teil aus Calcit; häufig ist auch milchweisser Quarz daran beteiligt, und ziemlich häufig beobachtet man auch gelbgrünen Epidot und Chlorit.

Beder trennt von dem hier charakterisierten Haupttypus der Olivin-Weiselbergite eine Untergruppe von Gesteinen ab, die makroskopisch sich von ersterem kaum unterscheiden lassen, ebenfalls Olivin-, Augit- und Plagioklaseinsprenglinge in einer Grundmasse von Plagioklas und Glas enthalten, jedoch mikroskopisch eine etwas andere Struktur zeigen, indem die Plagioklaseinsprenglinge stark überwiegen, das Gestein also eine Navitstruktur zeigt, während der eigentliche Olivin-Weiselbergit zur Trachytstruktur hinneigt. Milch (**123**, I. Bd., p. 111) stellt diese Navite als besondere Hauptgruppe den Olivin-Weiselbergiten gegenüber und erwähnt als makroskopisch auffallendes Merkmal derselben zahlreiche ziegel- bis braunrote Tupfen und Flecken, die sich unter dem Mikroskop als durch Limonit getrübte tafelförmige Feldspateinsprenglinge von durchschnittlich über 1 mm Länge und bis 1 mm Breite erweisen. Nach Beder kommt dieser Gesteinstypus nur an wenigen Orten vor (am Berglihorn, zwischen Karrenstock und Wildmaad, am Abhang zwischen der Leglerhütte und dem Milchspülersee); Milch beschreibt ihn vom südlichen Teil des Gandstocks. Wenn jedoch die von Milch erwähnten braunroten Feldspattäfelchen für diese Gesteinsart charakteristisch sind, so muss sie viel allgemeiner verbreitet sein, da ich dunkelviolette Melaphyre mit jenem Merkmal an zahlreichen Stellen getroffen habe.

b) Andesin-Porphyrit.

Die hierher gehörenden Gesteine sind wie diejenigen der ersten Gruppe durch dunkel grauviolette Farbe ausgezeichnet, die jedoch mit zunehmender Verwitterung in Graugrün übergehen kann. Die Gesteine sind oft etwas schiefrig und zeigen nur hie und da Mandelsteintextur. Die ovalen Mandeln sind durch Calcit oder Quarz ausgefüllt und enthalten auch geringe Mengen von Epidot und Titanit, seltener Chlorit, Serizit, Magnetit und Limonit. Die Struktur erscheint schon makroskopisch deutlich porphyrisch, indem in eine aus stark verändertem Glas und Plagioklasleisten bestehende Grundmasse zahlreiche auffallend grosse Einsprenglinge von weissem Plagioklas (Andesin) eingebettet sind. Die Grösse dieser tafelförmig ausgebildeten Kristalle beträgt meistens 2—4 mm^2, kann aber 1 cm^2 erreichen. Gesteine dieser Art sind besonders auf dem Westabhang des Kärpf, z. B. am

Gipfel des Hahnenstocks und auf der Terrasse, die sich von seinem Westabhang gegen den Milchspülersee erstreckt, sowie am Abhang zwischen der Leglerhütte und dem Milchspülersee verbreitet.

c) Olivinfreier Augit-Porphyrit.

Die Gesteine dieser Gruppe sind sehr feinkörnig bis dicht, massig und durch dunkel graugrüne Farbe ausgezeichnet, die jedoch bei zunehmender Verwitterung allmählich in ein Hellgrün übergeht. Eine schon makroskopisch sehr auffallende Erscheinung sind mehr oder weniger zahlreiche schwarzgrüne Flecken, die sich lebhaft von dem graugrünen Grunde abheben. Unter dem Mikroskop erweisen sich dieselben als Einsprenglinge von Augit, der jedoch meistens nicht mehr frisch, sondern nur als Chloritmetamorphose vorhanden ist. Als Umwandlungsprodukte des Augits finden sich noch Epidot, Titanit, Magnetit, Carbonate und Quarz. Als Einsprenglinge sind in spärlicher Zahl auch in Zersetzung begriffene Plagioklase vorhanden. Die Grundmasse ist aus Augit, der in Zersetzung zu Chlorit und Epidot begriffen ist, aus Plagioklas und Glas samt dessen Entglasungsprodukten zusammengesetzt. Bei sehr starker Zersetzung der Augite und Plagioklase geht das Gestein bisweilen in einen Epidot-Albitfels über. Im Gegensatz zu den violetten Eruptivgesteinen ist hier Mandelsteintextur makroskopisch nicht zu beobachten. Unter dem Mikroskop sich zeigende kleine, rundliche Hohlräume, die mit Sekretionsmineralien (Quarz, Epidot und Chlorit) ausgefüllt sind, können vielleicht als echte Mandeln, vielleicht als Auslaugungsprodukte erklärt werden. — Gesteine dieser Gruppe finden sich in den meisten basischen Eruptivgesteinslagern des Kärpfgebietes, auch am Gulderstock und an der Sether Furka.

d) Olivinführender Augitporphyrit.

Die Gesteine dieser Gruppe haben einen ähnlichen Habitus wie diejenigen der Gruppe c. Es sind ebenfalls hemikristalline porphyrische Gesteine von massiger, feinkörniger Textur und grüner Farbe, die jedoch etwas heller ist als bei der vorigen Gruppe. Von blossem Auge sind zahlreiche kleine schwarze Einsprenglinge erkennbar, die jedoch nicht verwitterte Augite, sondern grösstenteils zu Magnetit umgesetzte Olivinkristalle sind. Die auch hier grösstenteils aus Feldspatmikrolithen, Glas und dessen Entglasungsprodukten bestehende Grundmasse enthält ausser diesen Olivinen noch Einsprenglinge von Plagioklas und spärlichem Augit, der auch in Chlorit übergegangen ist. Mandelsteintextur ist nicht vorhanden.

Aus den Darstellungen von Milch und Beder geht hervor, dass zwischen den einzelnen Gesteinsgruppen keine völlig scharfen Grenzen bestehen und Zwischenstufen vorkommen. Auch bei der bloss makroskopischen Betrachtung der Gesteine beobachtet man solche Übergänge. Man sieht nicht nur häufig in derselben Felsbank verschiedene Varietäten der dunkelvioletten Gesteine ineinander übergehen, z. B. mandelreiche Olivin-Weiselbergite in solche ohne Mandeln und mit den rotbraunen Täfelchen von verändertem Feldspat, sondern man findet oft (z. B. am Gandstock, auf Ochsenfittern am Gulderstock) violette Melaphyre mit Mandeln und grüne Augit-Porphyrite in derselben Bank ohne eine trennende sedimentäre Zwischenlage.

e) Verbreitung der basischen Eruptivgesteine.

Die basischen Ergussgesteine sind am mächtigsten am Gandstock entwickelt. Sie scheinen hier ein einheitliches Lager zu bilden, das am Nordgrate in der Höhe von zirka 2050 m beginnt, den ganzen untern und mittleren Teil der Gipfelfelsen der beiden Gandstockgipfel aufbaut und sich bis zum Seelein auf dem Grate zwischen Gandstock und Karrenstock verfolgen lässt. Das Lager mag durchschnittlich 30—50 m mächtig sein, schwillt aber am nördlichen Gipfel auf wohl 60—80 m an. Es scheinen fast alle Varietäten der oben geschilderten Gesteine vorhanden zu sein. Neben den an Masse weitaus überwiegenden dunkelvioletten, mandelreichen Melaphyren findet man, oft mit letztern im gleichen Block, häufig auch violettgraue, oft ins Grünliche spielende Gesteine mit den rechteckförmigen braunroten Einsprenglingen, ferner im S, in der Nähe des Seeleins, auch die lauchgrünen, dunkelgrün gefleckten Gesteine (Augitporphyrit). Die Eruptivgesteine haben das Haupt-

material für die grobblockigen Trümmerhalden geliefert, die sich an die Gipfelfelsen anlehnen. Wo das Liegende aufgeschlossen ist, besteht es aus roten, oft gelbgrün gefleckten Verrucanoschiefern, im S auch aus weichen hellgrünen, serizitisch glänzenden Schiefern. Rote, zum Teil sandige und an weissen Glimmerschüppchen reiche Schiefer bedecken das Eruptivgesteinslager und gehen nach oben rasch in grobes Sernifitkonglomerat über, das die obersten Teile der beiden Gandstockgipfel bildet.

Die basischen Ergussgesteine setzen sich in annähernd demselben Niveau auch in der Gipfelregion von Karrenstock und Berglihorn fort, scheinen aber hier mehrere getrennte Lager von geringerer Mächtigkeit zu bilden. Im Gegensatz zum Gandstock herrschen hier die grünen, oft dunkelgrün gefleckten, mandelleeren Melaphyre vor. Sie können z. B. bequem an der Furkel zwischen Gandstock und Karrenstock und an dem nördlich von der Berglimatt gegen den Hohberg laufenden Felskamm (2249 m) beobachtet werden. Sie bilden auch das Felsband, das südwestlich von jener Furkel das wellige Plateau am Westabhang des Karrenstocks trägt, gehen aber hier oft in dunkelviolette, bisweilen grün getupfte Melaphyre über. Im Liegenden und im Hangenden der Eruptivgesteine treten auch hier, wie überhaupt in ihrem ganzen Verbreitungsgebiet, rote, violette und grüne, meistens serizitreiche Verrucanoschiefer auf, und darüber liegen an den Gipfeln des Karrenstocks wieder grobe rote Konglomerate.

An den Abhängen der fast ganz aus bunten Schiefern aufgebauten Bleitstöcke macht sich nur an wenigen Stellen ein dünnes Melaphyrlager bemerkbar; dagegen bestehen die untern und mittleren Teile der Felswände des Schwarztschingels aus basischen Ergussgesteinen, und zwar grösstenteils aus den bald hell-, bald dunkelgrünen Varietäten mit dunkelgrünen Tupfen.

Eine ganze Serie von Melaphyrlagern tritt auf den Nordwestabhängen des Kärpfstocks in der Gegend zwischen Unterkärpf und Hahnenstock zutage. In der Steilstufe westlich unter der Terrasse des Milchspülersees findet man, ungefähr entsprechend den beiden dort auf der Karte verzeichneten Felsbändern, zwei Eruptivgesteinslager von je 10—20 m Mächtigkeit, getrennt durch rote, gelbfleckige Verrucanoschiefer. Das untere der beiden Lager besteht vorwiegend aus dunkelviolettem Gestein, dessen Grundmasse von zahlreichen rotbraunen Feldspattäfelchen durchschwärmt und von vielen rissigen Lücken und Klüften durchsetzt ist, die mit dunkelgrünem Mineral (Epidot und Chlorit?) erfüllt sind. Das obere Lager besteht aus dem dunkel graugrünen Gestein mit kleinen schwarzgrünen Flecken (Augit-Porphyrit). Auch die Ufer des Milchspülersees werden ringsum von solchen Eruptivgesteinen gebildet. Dieses Lager enthält an der Basis vorwiegend dunkelvioletten, rissig verwitterten Melaphyr ohne deutliche Mandeln und mit rotbraunen Feldspateinsprenglingen, in den oberen Lagen mehr das grüne Gestein mit schwarzgrünen und rotbraunen Flecken. Es dehnt sich vom Westufer des Sees noch weit nach S über den westlichen Teil der Terrasse aus und setzt sich dann in dem Felsband fort, mit dem die Terrasse gegen Kühtalmatt abfällt. Durch eine ziemlich mächtige Lage roter und grüner Verrucanoschiefer wird es dort von einer tieferen Melaphyrbank getrennt, die als Fortsetzung der im Steilhang unter dem Westufer des Sees vorhandenen Lager betrachtet werden kann. Eine nördliche Fortsetzung dieser Lager findet man nördlich vom Milchspülersee oberhalb der Furkel, die auf die Terrasse der Engiseen hinüberführt, und an den Abhängen des Unterkärpfs gegen diese Seen. Westlich von dieser Furkel bauen sie auch den höchsten Teil des Felsgrates auf, der die Engiseen von der Abflussrinne des Milchspülersees trennt. Typische dunkelviolette Mandelsteine, violette Melaphyre mit rotbraunen Einsprenglingen und lauchgrüne Gesteine mit kleinen schwarzgrünen Tupfen liegen hier in buntem, anscheinend regellosem Wechsel durcheinander.

Eine mächtige Folge violettroter, grüner und gelbgrüner Serizittonschiefer bedeckt die Melaphyrlager der Abhänge zwischen Milchspülersee und Kühtal-Diestal und baut den oberen Teil der Terrasse dieses Sees und die darüberliegenden Abhänge des Kammes zwischen Kärpf und Hahnenstock auf. In den oberen Teil dieser Schiefermasse sind abermals eine Serie von Eruptivgesteinsbänken eingelagert. Sie scheinen vorwiegend aus dem dunkelvioletten, schieferigen Gestein mit grossen weissen Feldspateinsprenglingen (Andesin-Porphyrit) zu bestehen. Solche Gesteine bilden nach Beder den Gipfel des Hahnenstocks und treten auch tiefer unten an seinem Nordwestabhang in mehreren durch bunte Schiefer getrennten Bänken zutage. Nordwärts verschwinden sie unter

Moränenmassen. Ihre nördliche Fortsetzung bildet wahrscheinlich die Serie von Melaphyrbänken, die Beder (**214,** p. 12) am Abhang zwischen Leglerhütte und Milchspülersee fand. Die Melaphyrlager der Umgebung des Milchspülersees treten an den gegen das Sernftal gerichteten Abhängen des Kärpf nicht mehr zutage, keilen also im Innern der Kärpfmasse gegen E aus; doch erscheint am Ostabhang des Schwarztschingels noch ein 20—30 m mächtiges Lager von graugrünem Augitporphyrit. Die bunten Verrucanoschiefer, in welche die Eruptivgesteine eingebettet sind, werden am Gipfel und am Südwestgrat des Kärpf bis zum «Kärpftor» ähnlich wie am Gandstock und Karrenstock von rotem Sernifitkonglomerat bedeckt, das viele grüne Melaphyrgerölle enthält.

Die Eruptivgesteinszone der Umgebung des Milchspülersees setzt sich nordwärts in der Bergkette fort, die sich vom Unterkärpf zwischen die beiden Zweige des Niederentales hineinschiebt. An dem felsigen Gipfel des Sonnenbergs bildet sie ein 30—50 m mächtiges Lager, in welchem der dunkelviolette Melaphyr mit Mandeln vorwiegt, aber auch die violette Varietät mit braunroten Einsprenglingen und die grünen Gesteine mit dunkeln Punkten und Flecken vertreten sind. Reste derselben Gesteine, namentlich der grünen Abarten, sind auch auf den wenig hervortretenden Gipfelpunkten nördlich vom Sonnenberg erhalten geblieben. Am Gipfel des Matzlenstocks findet man zwei übereinanderliegende, wenig mächtige Lager grüner Eruptivgesteine, die beide auf gelbgrünen Schiefern ruhen. In auffallend tieferem Niveau, mindestens 200 m unter dem Matzlenstockgrat, treten nach Beder am Abhang westlich unter der Alphütte Matzlen noch drei etwa 20—30 m mächtige Stöcke von dunkelviolettem Melaphyr aus den roten Verrucanoschiefern heraus. Auch im Ostabhang des Etzelstocks auf der Westseite des Tales von Ennetseewen steckt ein Eruptivgesteinslager von geringer horizontaler Ausdehnung, aber ziemlicher Mächtigkeit, wie einige aus grünem und violettem Melaphyr bestehende Felsköpfe beweisen, die oberhalb der Hütte von Aueren aus Schutt und Vegetation hervortreten.

Ein ausgedehntes Lager von basischen Eruptivgesteinen tritt auf der Ostseite des Sernftales am Südabhang der Gulderstockkette zutage. Beder beobachtete dort einzig am Fuckenstock solche Gesteine, und zwar ein 4—5 m mächtiges violettes Melaphyrlager am Westabhang und ein Lager von grünem Eruptivgestein am Ostabhang des Gipfels. Nach meinen Beobachtungen bilden jedoch diese Gesteine vom Südfusse des Fuckenstocks an durch die Alpen Ochsenfittern und Kühfittern hindurch ein zwar durch Schutt und Vegetation vielfach verhülltes, aber in Wirklichkeit wohl zusammenhängendes Band, das auf ein 20—30 m mächtiges und etwa 3 km breites Lager schliessen lässt. Am schönsten können sie an der Steilstufe zwischen den Hütten von Fitternstafel und Kamm beobachtet werden, wo sie ein etwa 20 m hohes Felsband bilden, das im tieferen Teil aus grünem, im oberen Teil aus dunkelviolettem, mandelreichem Melaphyr besteht. Das Lager ist auch oberhalb der Alphütte von Sandigen und besonders schön im Bachbett südlich davon aufgeschlossen und zeigt hier alle Hauptgesteinstypen, violette Melaphyre mit und ohne Mandeln und dunkel- und hellgrüne Gesteine mit rotbraunen und dunkelgrünen Einsprenglingen in buntem Wechsel. Während auf Kühfittern das Eruptivgesteinslager fast dicht auf dem Lochseitenkalk oder Flysch sitzt, wird es zwischen Fitternstafel und Kamm auf Ochsenfittern durch eine etwa 50 m mächtige Folge von roten und grauvioletten, glänzenden Verrucanoschiefern vom Flysch getrennt, und südlich vom Fuckenstock wächst diese bunte Schiefermasse auf etwa 100 m Mächtigkeit an. Das Hangende der Eruptivgesteine wird hier durch roten schieferigen, zum Teil auch durch konglomeratischen Verrucano gebildet.

Vorkommnisse von basischen Eruptivgesteinen am Grate zwischen Vorab und Panixerpass waren schon Arnold Escher von der Linth bekannt. Am kräftigsten scheinen sie an der Sether Furka entwickelt zu sein, wo sie nahe über dem Malm der Vorabdeckfalte beginnen. Neben intensiv grünen Gesteinen beobachtet man als Hauptmasse violette, stark gequetschte und oft schön gefältelte, oft von gelbgrünen epidothaltigen Streifen durchzogene Melaphyre. Oft sind sie völlig schieferig und ihre Mandeln langgestreckt. Vereinzelte Melaphyrbänke beobachtet man auch am Grate nordöstlich von der Sether Furka. Ein kleines Lager von gequetschtem Melaphyr fand ich auch in dem Verrucanogipfelchen 2804 m, das südlich vom Zwölfihorn aus dem Rande des Bündnerbergfirns herausschaut. Es liegt dicht über der Überschiebungsfläche und wird von grauvioletten

und grünen serizitischen Verrucanoschiefern überdeckt (vgl. Tafel 25, Figur 7). Mechanisch stark veränderte Melaphyre treten endlich am Abhang des Rotstocks gegen den Panixerpass zutage.

Ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes liegen die von Beder (**214**, p. 13) beschriebenen Melaphyrvorkommnisse von Val Ladral und Alp Rubi oberhalb Brigels.

3. Saure Eruptivgesteine.

L. Milch beobachtete in der Kärpfgruppe bloss an zwei am Westabhang des Gandstocks liegenden Stellen anstehende Quarzporphyre. Nach seiner Beschreibung (**123**, I. Bd., p. 135—139) sind es flaserig schieferige, grünliche Gesteine vom Habitus eines glimmerarmen Gneisses, in denen grosse Feldspate, vereinzelte Biotitblätter und Quarzkörner auffallen. Aus einzelnen Bemerkungen von Beder darf man bereits auf eine stärkere Verbreitung der Quarzporphyre in der Kärpfgruppe schliessen. Er sagt (**214**, p. 9), dass sie an den Abhängen der Gandstock-Kärpfkette teils im Liegenden, teils im Hangenden der Melaphyrlager in schroffen, hell angewitterten Felswänden zutage treten, und erwähnt vom Karrenstock und Berglihorn ein 10—20 m mächtiges Lager eines weissgrau gesprenkelten, massigen Gesteins, das sich unter dem Mikroskop als Quarzporphyr bestimmen liess; ferner führt er vom Unterkärpf hellgraue bis graugrüne und grauviolette, etwas geschieferte Quarzporphyre als Zwischenschichten zwischen den Melaphyrlagern an. Nach meinen Beobachtungen nehmen diese Quarzporphyrlager einen erheblichen Anteil am Aufbau der Verrucanogebiete, in denen die Eruptivgesteine auftreten. Durch ihre helle Anwitterungsfarbe und ihre oft recht beträchtliche Mächtigkeit fallen sie mehr ins Auge als die Melaphyrlager, in deren Gesellschaft sie erscheinen. Nach ihrer makroskopischen Erscheinung sind es massige bis unvollkommen schieferige Gesteine mit grossen weisslichen oder blassroten Quarz- und Feldspataggregaten, die von einer hell grünlichgrauen serizithaltigen Grundmasse flaserig umgeben sind. Schwacher Eisengehalt verleiht ihnen oft eine hell rostiggelbe Anwitterungsfarbe.

Ein über 20 m mächtiges Lager solcher Gesteine liegt über dem tiefsten Zuge düsterer Melaphyre im Sockel der Karrenstock- und Berglihorngipfel. Es bildet das auf der Karte verzeichnete breite, rundhöckerige Felsplateau am Westabhange des Karrenstocks, den unteren Teil der Karrenstockpyramide, den Sattel zwischen Karrenstock und Berglihorn und erstreckt sich bis auf den Grat südlich von letzterem. Aus seinem Material bestehen grösstenteils die mächtigen Trümmerfelder am Westabhang der beiden Gipfel. Eine ziemlich mächtige Bank dieser hellen Quarzporphyre ist am mittleren Bleitstock (2440 m) zwischen die Verrucanoschiefer eingeschaltet und macht sich auch am rasenbedeckten nördlichen Bleitstock bemerkbar.

Sehr mächtig sind die Quarzporphyrmassen am Kärpfstock entwickelt. Die prächtigen hell graugrünen, an rosafarbigen Feldspaten reichen Gesteine bauen den Gipfelklotz des Kleinkärpf, den obern Teil des Schwarztschingels und die Felstürme am Abhang des Kärpf gegen das Tierbodenhorn auf und ziehen sich als mächtiges Lager vom Kleinkärpf durch den Unterkärpf hindurch. Am Abhang des Unterkärpf gegen den Milchspülersee zeigen sie sich zwischen die tiefere und die höhere Serie der Melaphyrbänke eingelagert. Sie keilen im Sockel des Kärpfgipfels südwärts unter dem Konglomerat des Gipfels aus und endigen auch am Abhang zwischen dem Milchspülersee und dem Kärpffirn mit zwei oder drei keilförmigen Spitzen innerhalb der bunten Schiefermasse. Das Quarzporphyrlager des Unterkärpf setzt sich nordwärts auch in dem flachen Rücken zwischen Unterkärpf und Sonnenberg fort, taucht unter den Melaphyr dieses Gipfels und bildet westlich davon ein welliges Plateau. Wahrscheinlich gehört zu diesen Quarzporphyren auch die auf dem Gipfel des Matzlenstocks sitzende Mütze von rostig angewitterten Serizit-Quarzitschiefern. Dasselbe Gestein bildet auch am Steilhang westlich unter dem Milchspülersee unter den beiden früher erwähnten Melaphyrlagern eine 10—20 m mächtige Bank, die auf violetten Schiefern ruht und von grünen Schiefern überlagert wird. Der über die Trias der Glarnerdecke hinübergeschobene Gipfel des Bützistocks (vgl. Tafel 24, Fig. 2, 3 und 4) ist ganz aus graugrünem, mit dem Gestein des Kleinkärpf völlig übereinstimmendem Quarzporphyr aufgebaut.

Der Verrucano des Hausstockgipfels muss ausser dem von F. Weber (**373**) angegebenen Melaphyrlager auch ein kleines Lager von graugrünem Quarzporphyr enthalten, da man Trümmer

dieses Gesteins ziemlich häufig in den Moränen des am Nordostfuss des Gipfels liegenden Gletschers findet.

Auch am Grat zwischen Vorab und Panixerpass stehen Quarzporphyrlager mit den basischen Ergussgesteinen in Verbindung. Sie sind meistens etwas schieferig gequetscht und rostgelb angewittert. Ein Lager solcher Gesteine steckt im Gipfel des Glarner Vorab. An der Sether Furka bedecken sie in einer Mächtigkeit von etwa 10 m die Melaphyrbänke. Am Abhang des Rotstocks gegen die Panixerpasshöhe trifft man über etwa 30 m grünen und violetten, glänzenden Verrucanoschiefern eine Serie von hellen, etwas rostig angewitterten Quarzporphyrbänken. Ein zweites Lager solcher Gesteine stellen wahrscheinlich die grünlichen, quarzreichen Schiefer dar, mit denen dort der Verrucano oben abschliesst.

Im südlichen Teil der Grauen Hörner wird der Sockel der Verrucanogipfel durch ein stellenweise über 50 m mächtiges Lager desselben dickbankigen, hell graugrünen Quarzporphyrs gebildet, wie er in der Kärpfgruppe vorkommt. Er reicht vom Piz Sol bis über den Schottensee hinaus, bildet den Felsriegel, der den Wildsee abdämmt und die rundhöckerige Terrasse, in welche der Schottensee eingebettet ist. Als Hangendes erscheint hier stets eine mächtige Folge eines roten Sandsteins, der reich ist an fettglänzenden Quarzkörnern, die in eine serizitische Grundmasse eingebettet sind.

Zahlreiche Lager von Quarzporphyr liegen auch im obern Teil der Verrucanoschiefer der Mürtschendecke auf der Südabdachung der Vorabkette. Das Gestein ist ähnlich wie in der Kärpfgruppe meistens massig dickbankig, infolge tektonischer Quetschung oft etwas schiefrig, reich an kleinen fettglänzenden Quarzkristallen, die in hell grünlichgrauen Serizit eingebettet sind. Es tritt am Westabhang des Fil Ranasca auf etwa $2{,}_5$ km Länge in Form eines bis 80 m mächtigen Lagers zutage, bildet höher oben am Gipfel 2343 m nochmals ein 30—50 m mächtiges Lager, ist südlich davon im Gebiet der Alpen von Seth und Ruis das Hauptgestein und schaut auch auf den Ruiser Bergen an mehreren Stellen aus der Moränendecke heraus. Östlich vom Sether Tobel setzen sich diese Lager am Gipfel des Crap Masegn und Crap San Gion, an den Graten westlich von Alp de Fallera und in einer Serie von Quarzporphyrbänken fort, die im südlichen Teil der Alp von Schnaus auftreten. An vielen Orten, namentlich am Gipfel 2343 m des Fil Ranasca, südlich von Alp von Seth und im nördlichen Teil von Alp von Ruis stehen mit dem weisslichen Quarzporphyr Bänke eines blaugrünen, quarzreichen Gesteins in Verbindung, das wahrscheinlich eine Abänderung des gewöhnlichen Quarzporphyrs ist, da man Übergänge zwischen den beiden Gesteinen beobachten kann.

Ein Lager von grünlichgrauem Quarzporphyr ist auch westlich vom Dorf Andest am Ausgang des Val Ladral aufgeschlossen. Alle diese Quarzporphyrlager fallen im allgemeinen ziemlich konkordant mit der Schieferung nach S ein.

b) Sedimentgesteine.

Die weitaus überwiegende Masse des Verrucanos besteht aus klastischen Sedimentgesteinen. Nach der Grösse der Gemengteile können sie in Konglomerate, Sandsteine und Tonschiefer eingeteilt werden. Zwischen diesen drei Gesteinstypen lassen sich jedoch vielfache Übergänge beobachten. Es ist auch weder in vertikaler noch in horizontaler Richtung ein streng gesetzmässiger Wechsel zwischen ihnen festzustellen; immerhin kann gesagt werden, dass im Gebiet der Glarner- und Mürtschendecke im allgemeinen die Korngrösse von unten nach oben und von N nach S abnimmt, so dass im N und in den tiefsten Lagen die grobklastischen Konglomerate vorherrschen, während die Tonschiefer im N erst in den stratigraphisch obersten Lagen auftreten, im S dagegen das herrschende Gestein sind.

1. Konglomerate.

Die Hauptmasse des Sernifitkonglomerates, das besonders im Murgtal, an den Abhängen der Schildgruppe zwischen Ennenda und Schwanden und im untern Teile des Sernftales mächtig entwickelt ist, erscheint makroskopisch als ein regelloses Gemenge von weissen, blassroten, braun- oder

violettroten, dunkelvioletten, grünen, auch schwarzen Gesteinsfragmenten, die in einen vorwiegend dunkelroten, untergeordnet auch graugrünen Zement eingebettet sind. Neben den fast immer in grosser Zahl vorhandenen Körnern und Brocken von fettglänzendem weissem oder blassrotem Quarz und isolierten Feldspäten führt Milch (**123,** Bd. II, p. 40—102) als Komponenten dieser bunten Konglomerate an: hellgrauen, grobkörnigen Protogin, roten oder grauen Porphyr, quarzreiche Chloritschiefer, feinkörnige Serizitschiefer, Sandsteine, Quarzite, ferner Gerölle der im Verrucano anstehend auftretenden Eruptivgesteine: Melaphyr, Quarzporphyr und Porphyrit. Abgesehen von den zuletzt genannten, dem Verrucano selbst entstammenden Gesteinen sind die Komponenten der Verrucanokonglomerate älter als der Verrucano selbst. Es sind die Trümmer des während der Verrucanobildung in Abtragung begriffenen herzynischen Gebirges.

Nach Milch (**123,** Bd. II, p. 45) spielt der Protogin in allen Konglomeraten eine bedeutende Rolle, ja er soll sogar den grössten Teil des im Verrucano der Glarneralpen aufgehäuften Materials geliefert haben. Im Murgtal kommen nach demselben Autor Porphyr-Protoginkonglomerate vor, die aus der Masse nach überwiegenden kleinen Protoginfragmenten und aus grösseren roten Porphyrgeröllen, ferner aus Quarzen und Feldspäten bestehen, die mit den übrigen Komponenten in einen Feldspat führenden Sandstein mit rotem, aus Serizit und Limonit bestehendem Kitt eingebettet sind. Die Hauptmasse der grobklastischen Verrucanogesteine jedoch sind bunte Konglomerate, d. h. sie enthalten neben Protogin und Porphyr noch mancherlei andere Gesteinsarten. Melaphyrbruchstücke finden sich in reichlicher Zahl einzig in den bunten Konglomeraten, die an den Gipfeln von Gandstock, Karrenstock und Kärpf die Eruptivgesteinslager bedecken. Nach den Untersuchungen von Milch (**123,** Bd. II, p. 91—94) sind diese überdies reich an Melaphyr-Tuffmaterial, so dass das Gestein stellenweise, z. B. am Karrenstock, als Melaphyr-Tuffit bezeichnet werden könnte. Grössere Melaphyr- und Protogingerölle, die durch den Gebirgsdruck nur wenig verändert sind, liegen in einer hauptsächlich aus Melaphyr-Lapilli und Quarzkörnern, seltener Feldspatkörnern bestehenden Gesteinsmasse, die durch einen stark eisenschüssigen und carbonathaltigen Zement verkittet ist. In grösserer Entfernung von den Eruptivgesteinslagern sind Melaphyrgerölle bisher nur spärlich (von Milch z. B. im Murgtal und auf Übelis im Mühlebachtal) gefunden worden. In einem bei den Hütten von Gams im Mühlebachtal liegenden Sernifitblock sah ich ein Melaphyrbruchstück von etwa 15 cm Durchmesser.

Die mattrote Färbung, welche die Konglomerate im nordwestlichen Teil der Glarneralpen auszeichnet, wird nach Milch durch das Eisenhydroxyd des Zements verursacht, das die tonigen und glimmerigen Partikel, die feinen Quarz- und Feldspatkörner mit einem undurchsichtigen Mantel umgibt, während die durch Grösse und Farbe abweichenden Komponenten des Gesteins deutlich hervortreten. Bei zunehmendem Gebirgsdruck verliert das Eisen seine färbende Kraft, da das Eisenhydroxyd in Eisenglanz und später in Magnetit umgewandelt wird. Da gleichzeitig im Zement Serizit sich bildet, so geht die mattrote Färbung zunächst in Violett und endlich in Grün über. Gleichzeitig nimmt das Gestein eine schieferige Struktur und ausgesprochenen Glanz an, und die Konglomeratnatur wird undeutlich. So erklärt es sich, dass die Verrucanogesteine im südlichen Teil der Glarneralpen, wo sie der Dislokationsmetamorphose in höherem Grade ausgesetzt waren, ein wesentlich anderes Aussehen haben als diejenigen im N, auch wenn sie ursprünglich nicht stark von ihnen verschieden waren. Lediglich durch einen Farbenwechsel des Zements sind auch die merkwürdigen in den roten Konglomeraten zahlreich auftretenden gelblich- oder graugrünen, oft nur einige Zentimeter, oft mehrere Meter langen Flecken bedingt. Sie lassen sich wohl auch durch chemische Veränderung des Eisengehaltes erklären. Die Ursache dafür kann aber kaum in Dynamometamorphose liegen, da die Flecken stets sehr scharf begrenzt sind und niemals ein Übergang der roten Farbe in Grün beobachtet werden kann.

Eine besondere Facies des Sernifitkonglomerates ist der Ilanzer Verrucano des Vorderrheintalgebietes. Er ist seiner Hauptmasse nach eine hellgrau anwitternde, dickbankige, stark dynamometamorphe Breccie, bestehend aus eckigen, oft auch etwas abgerundeten Brocken und Körnern von weissem oder blassrotem Quarz und andern Silikatgesteinen, die in eine hellgrünliche bis violette, serizitreiche, glänzende Grundmasse eingebettet sind. Zwischen den grobklastischen Bänken liegen

aber auch graugrüne bis violettgraue, serizitische Schiefer mit spärlichen grobklastischen Einschlüssen. Diese schiefrigen Zwischenlagen sind auf der Südseite des Vorderrheintales besonders häufig, kommen aber auch auf der Nordseite vor, z. B. an der Bergstrasse bei Strada, bei Ruis und an der Strasse zwischen Station und Dorf Waltensburg.

Die überwiegende Masse der Komponenten der Verrucanokonglomerate ist sandfein bis nussgross; doch sind auch nuss- bis faustgrosse Bruchstücke recht häufig. Nur spärlich finden sich Einschlüsse von 15—20 cm Länge. Der grobklastische Verrucano ist bisher stets als Konglomerat bezeichnet worden. Milch nennt seine Komponenten Gerölle und spricht von dem Transport derselben durch fliessendes Wasser. Nach meinen Beobachtungen sind aber die Gesteinsfragmente in ihrer überwiegenden Mehrzahl durchaus eckig, sogar scharfkantig splitterig. Allerdings sieht man in den meisten Handstücken auch Gesteinsbrocken mit teilweise etwas abgerundeten Kanten; namentlich kleine Komponenten sind oft geschiebeartig gerundet. Niemals jedoch bietet der Verrucano den Anblick einer durch Wassertransport entstandenen Geschiebeablagerung wie etwa die tertiäre Nagelfluh. Man darf auch kaum annehmen, der Gebirgsdruck habe die ursprünglich gerundeten Geschiebe in eckige Bruchstücke zerlegt, da nirgends, auch nicht in dem durch Dislokationsmetamorphose wenig beeinflussten Gebiete des Murgtales und des Schild, gut gerundete Gerölle zu finden sind. Es lässt sich auch keine Sonderung der Komponenten nach der Grösse, kein Wechsel von Geröll- und Sandlagen beobachten. Demgemäss ist auch die Schichtung im allgemeinen nur unvollkommen ausgeprägt. Wo deutliche Schichtfugen vorhanden sind, gliedern sie das Gestein in dicke Bänke. Wassertransport war bei der Ablagerung des grobklastischen Verrucanos wahrscheinlich nur in untergeordnetem Masse wirksam. Das Gestein ist eher eine Breccie als ein echtes Konglomerat.

2. Sandsteine.

Die Sandsteine bestehen im allgemeinen aus Fragmenten derselben Gesteine, welche die Konglomerate zusammensetzen, und unterscheiden sich von letztern fast bloss durch die Korngrösse und das Mengenverhältnis der Komponenten. Sie treten stets nur in Wechsellagerung mit Schiefern oder Konglomeraten auf und sind niemals wie letztere das ausschliessliche Baumaterial grösserer zusammenhängender Verrucanomassen.

Ihre Hauptmasse besteht aus Quarz- und Feldspatkörnern mit Überwiegen des Quarzes; daneben kommen, namentlich in den grobkörnigen Gesteinen, in geringerer Menge Trümmer von Protogin, Porphyr und andern Silikatgesteinen vor. Nach den Untersuchungen von Milch (**123,** Bd. II, p. 121) sind die meisten feinkörnigen Sandsteine auch mehr oder weniger reich an scharfkantigem vulkanischem Tuffmaterial. Der Zement besteht meistens aus feinsten Quarz- und Feldspatkörnchen, die durch Eisenoxyd und Serizit verkittet sind. Zementreiche, etwas schieferige Sandsteine sind meistens ziemlich reich an kleinen weissen Glimmerblättchen. Die vorherrschende rote oder violettrote Farbe ist wie bei den Konglomeraten durch den Eisenoxydgehalt bedingt. Wenn der Limonit durch nicht färbenden Magnetit ersetzt wird, so tritt eine graugrüne Färbung auf (**123,** Bd. II, p. 129—132).

Im nördlichen Teil der Spitzmeilengruppe, an den Abhängen oberhalb Mels und Flums, fielen mir an vielen Orten in schieferigem Sandstein zahlreiche ockerfarbige Kalkkonkretionen von 1—5 cm Durchmesser auf. Sie sind vielleicht identisch mit den linsenförmigen grauweissen Calcium-Magnesium-Karbonatknollen, die Milch (**123,** Bd. II, p. 129) in schieferigen Sandsteinen im oberen Teil des Verrucanos im Murgtal fand.

3. Tonschiefer.

Im mittleren und südöstlichen Teil der Glarneralpen, namentlich in der Spitzmeilengruppe, im Weisstannental, in den Grauen Hörnern und in der Vorab-Segnes-Ringelkette sind dunkelrote oder violettrote, grauviolette und grüne, glänzende Ton- und Serizitschiefer das weitaus herrschende Verrucanogestein. Sie sind häufig vollkommen dicht, oft aber werden sie etwas sandig und lassen

auf dem Querbruch schon von blossem Auge kleine helle Quarzkörnchen erkennen, die in die tonige Grundmasse eingestreut sind. Bei den von Ernst Blumer ausgeführten mikroskopischen Untersuchungen (**204,** p. 203—206) erwiesen sich dichte, rote, glänzende Tonschiefer aus dem nördlichen Teil der Grauen Hörner als ein feinstkörniges Gemenge von Quarz und Eisenerzkörnchen (Magnetit und Limonit) mit einer durchschnittlichen Korngrösse von $0{,}_{005}$—$0{,}_{05}$ mm, in das bald spärlich, bald reichlicher feine serizitische Glimmerblättchen und grössere hellgrüne Chloritschuppen eingestreut sind. Dagegen zeigen die etwas sandigen, feinkörnigen Tonschiefer zahlreiche eckige Quarzkörner von bis 1 mm Durchmesser in einem feinen, schuppigen Aggregat von Quarz und Serizit und ziemlich viel, zum Teil limonitisch gewordener Magnetit. Diese sandigen Tonschiefer enthalten stets auch ziemlich viele feine weisse Glimmerblättchen, wie die feinkörnigen Sandsteine, in welche sie oft übergehen. Mit der Grösse der Quarzkörnchen nimmt stets auch die Grösse der Muskowitblättchen ab, so dass sie in den schwachsandigen bis dichten Tonschiefern von blossem Auge kaum mehr bemerkbar sind.

Eine auffällige Erscheinung der meisten roten Tonschiefer sind scharf begrenzte gelbgrüne Flecken von meistens elliptischem, häufig auch sehr unregelmässigem Umriss. Sie sind wohl wie die ähnlichen Flecken der roten Konglomerate durch primäre Verschiedenheit oder sekundäre chemische Veränderung des Eisenerzgehaltes bedingt.

Die rote Farbe der Schiefer geht nach S und zum Teil auch nach unten allmählich in dunkelviolett, grauviolett und schliesslich in grün über. Diese Farbenänderung ist nach Milch grösstenteils auch eine Folge der Dynamometamorphose; sie bewirkte eine mineralogische Veränderung der Eisenerzkörner und eine reichlichere Bildung von Serizit.

Nach den Untersuchungen von Milch (**123,** Bd. II, p. 141—162) sind der grösste Teil der glänzenden, grünen, feinblätterigen Verrucanoschiefer des Kärpfgebietes, der Vorabkette, des Weisstannentales echte Tonschiefer. Unter dem Mikroskop zeigten sie sich aus Chlorit, Serizit und massenhaften Tonschiefernädelchen, Eisenerzkörnchen, kleinen Körnchen von Epidot und vereinzelten Glimmerblättchen zusammengesetzt. Oft sind sie mehr oder weniger reich an zertrümmerten Quarz- und Feldspatkörnchen, die bald in Zonen, bald in Häufchen oder Linsen angeordnet sind. Viele der glänzenden, serizitreichen schieferigen Verrucanogesteine der südlichen Glarneralpen und des Vorderrheintales sind nach Milch auch durch Dislokationsmetamorphose aus ursprünglichen Sandsteinen und zementreichen Konglomeraten hervorgegangen. Als Überreste der grobklastischen Gemengteile sind linsenförmige Gruppen von Quarz- und Feldspatkörnern übriggeblieben, die von den blätterigen Mineralien umhüllt werden. Diese Gesteine besitzen daher stets eine flaserige Struktur, die bei weniger intensiv umgewandelten Gesteinen auch makroskopisch deutlich ist, bei den am stärksten veränderten erst unter dem Mikroskop sichtbar wird.

Aus grobklastischem Sandstein oder zementreicher Breccie ist durch Dislokationsmetamorphose wahrscheinlich auch der von Blumenthal (**240,** p. 9) eingehend beschriebene, schiefrige lauchgrüne Plagioklasgneiss entstanden, der im Vorab- und Segnesgebiet, in der Ringelkette und am Foostock fast überall den tiefsten Teil des Verrucanos bildet. Das Gestein enthält zahlreiche schon makroskopisch erkennbare Einsprenglinge von Quarz, Plagioklas und weniger häufigem Orthoklas, zwischen denen gewundene Serizitlagen verlaufen, die dem Gestein die grüne Farbe verleihen. In die Schiefer eingeschaltete grosse Quarzlinsen geben ihm oft eine lentikulare Struktur. Der Plagioklasgneiss geht nordwärts im Krauchtal und im Weisstannental in einen Schiefer über, der durch zahlreiche grobe Körner, unregelmässige Nester, Linsen und Schnüre von weissem Quarz ausgezeichnet ist, die von der grünen oder violettgrauen Serizitschiefermasse flaserig umhüllt werden.

Nach den Untersuchungen von Milch (**123,** Bd. II, p. 32—39) ist an der Zusammensetzung vieler Schiefer der Kärpfgruppe Melaphyrtuff beteiligt, und manche grüne Schiefer sind aus Quarzporphyrtuff hervorgegangen.

Nach Beobachtungen von Arnold Escher und Alb. Heim (**121,** p. 14) kommen in der Gegend von Wildmad in der Kärpfgruppe schwarze anthrazitische Schiefer im Verrucano vor, und Rothpletz (**149,** p. 21) erwähnt sogar vom Gipfel des Berglihorns ein über Melaphyr und Porphyrtuff liegendes und von roten und grünen Serizitschiefern überlagertes 3 m mächtiges unreines Kohlen-

lager, bestehend aus einem Quarzlager, das von glänzendem Anthrazit und stark abfärbender Kohle durchsetzt sei. Tatsächlich kommen im Verrucano der östlichen Kärpfkette schwarze, an Carbonschiefer erinnernde Tonschieferlagen vor; doch konnte ich keine wirkliche Steinkohle beobachten, und Pflanzenreste, welche die Zugehörigkeit zum Carbon beweisen würden, sind auch von den frühern Beobachtern nicht gefunden worden.

Weit häufiger als im Kärpfgebiet kommen solche schwarze Schiefer im Verrucano der Mürtschendecke auf der Südabdachung der Vorabkette vor. So ist die Hauptmasse der Schiefer des Grates zwischen Crap ner und Ranasker Furka ein schwarzgrauer, aus der Ferne gesehen, düster grau bis blauschwarz schimmernder Schiefer, der jedoch meistens einen schwachen Stich ins Violette zeigt. In seinem Liegenden erscheinen dort ausgedehnte Linsen eines intensiv rostbraun anwitternden, innen dunkel grüngrauen Serizitschiefers mit zahlreichen kleinen Pyritwürfelchen, deren Verwitterung die Rostfarbe der Oberfläche erzeugt hat. Solche pyritreiche, rostfarbig anwitternde, blauschwarze bis grüngraue Schiefer bemerkt man noch an manchen andern Stellen, z. B. an der Verrucanobasis nordöstlich von der Sagenser Furka, als eine etwa 15 m mächtige Folge von rostgelb anwitternden, graugrünen Schiefern mit dicken Quarzlamellen; am Grat nordöstlich vom Rotstock etwa 15 m schwarze, stellenweise auch dunkel grüngraue Schiefer, die mit hellen Quarzporphyrbänken in Verbindung stehen; im Sethertobel am linksseitigen Alpweg unterhalb Alp dado; am Fil Ranaska am Westabhang des Gipfels 2343 m, wo sie ein 15—20 m mächtiges Band unter dem Quarzporphyr bilden und auffallend an Opalinusschiefer des Doggers erinnern. Auch unter dem östlichen Teil des grossen Quarzporphyrlagers des Crap San Gion beobachtet man mehrere dünne, unbeständige Lagen schwarzer Schiefer.

Eine weit verbreitete Eigentümlichkeit der serizitischen Verrucanoschiefer der mittleren und südlichen Glarneralpen sind Einschlüsse von feinkörnigem, hell rostbraunem Sandstein in Form von länglichen Knollen und 1—2 cm dicken, sich auskeilenden Lagen, die von dunkelgrünen Tonschieferkrusten überzogen sind. Man findet sie z. B. massenhaft auf dem Scheitelplateau der Sardona, am Bündner Vorab, am Piz Grisch und Crap Masegn, am Rottor und Heustock im Mühlebachtal.

In den bunten Schiefern über- und zwischen den Eruptivgesteinslagern der Kärpfgruppe fallen an manchen Orten Linsen und dünne, rasch auskeilende Lagen und Bänke eines intensiv rotgelb anwitternden und daher etwas an Rötidolomit erinnernden Gesteins auf. Es zeigt sich inwendig häufig in weissen oder blassroten Calcit oder Marmor umgewandelt und ist stets von an der Oberfläche vorragenden Adern und Schnüren von Quarz, häufig auch von dünnen grünlichen oder roten Schieferlagen durchsetzt. In zahlreichen Wiederholungen findet man sie z. B. am Westfusse des Hahnenstockgipfels, ferner am mittleren und nördlichen Bleitstock in Form von 0,1—1,5 m dicken Bänken.

Eine auffallende Erscheinung der meisten von der Dislokationsmetamorphose stark betroffenen violetten und grünen Schiefer sind in grosser Zahl auftretende parallele Streckrisse. Sie sind stets geradlinig und sehr scharf begrenzt, häufig auffallend breitklaffend, an den Enden rasch zugespitzt und mit Calcit ausgefüllt.

4. Einzelprofile und Faciesänderungen.

a) Autochthones Gebiet und Vorab-Tscheppdecke.

Der Verrucano fehlt dem Sedimentmantel des Aarmassivs fast überall, weil er entweder nicht zum Absatz kam oder vor Ablagerung der Trias wieder abgetragen wurde. Die nördlichsten und grössten Aufschlüsse finden sich am Nordostabhang des Tödi, wo das Gestein, wie schon auf p. 199 bemerkt wurde, am Wege zwischen dem Ochsenstock und Obersand als eine etwa 25 m mächtige, dunkelviolettrote bis graugrüne, ziemlich grobklastische, stark serizitisierte und grobschieferige Sernifitbreccie zwischen Carbon und Melsersandstein zutage tritt.

Etwas weiter aus dem S stammt der Verrucano, der westlich von der Sether Furka, am Kalkhorn und im obern Teil des Kessels von Ranasca das tiefste Schichtglied der Vorab-Tscheppdeckfalte bildet. Wie schon p. 42 bemerkt wurde, ist er ein violettrotes, infolge Dislokationsmetamorphose

teilweise auch grünes, sehr grobklastisches Sernifitkonglomerat, reich an Quarzbrocken und mancherlei Silikattrümmern von bis 10 cm Durchmesser. Infolge tektonischer Quetschung ist das Gestein oft etwas schiefrig und die tonige Grundmasse zum Teil in glänzenden Serizit umgewandelt.

b) Glarnerdecke.

1. Schildgruppe. Steigt man von Ennenda über die Rotrisi auf die Brandalp oder von Sool oder Engi über den Südabhang der Schildgruppe zur Fässisalp und an den Gufelstock hinauf, so findet man fast die ganze gewaltige, an letzterem Orte wohl 1600 m mächtige Verrucanomasse sehr gleichförmig als rotes, polygenes, grobklastisches Sernifitkonglomerat ausgebildet. In dem unvollkommen geschichteten, dickbankigen Gestein finden sich nicht selten auch einzelne Lagen von rotem zementreichem Sandstein, dagegen keine dünnblätterige glänzende Tonschiefer. Eine deutliche Faciesänderung tritt im Gipfelgebiet der Schildgruppe im obersten Teil des Verrucanos ein. Am Südabhange des Weisskamms stellen sich etwa 40 m unter der oberen Grenze des dickbankigen grobklastischen Gesteins zahlreiche helle Flecken und bankartig angeordnete Streifen von hell rostfarbig anwitterndem, quarzreichem Sandstein mit spärlichem rotem tonigem Zement ein. Darüber folgt eine 20—25 m mächtige Wechsellagerung von lebhaft dunkelrotem, grobschiefrigem sandigem Verrucano, reich an kleinern eckigen, weissen und blassroten Quarzkörnern und mancherlei Silikattrümmern und mit weissen Glimmerschüppchen, mit Streifen und Bänken von grünlichgrauem, quarzreichem, oft etwas eisenschüssigem, undeutlich schieferigem Sandstein. Der rote schieferige Sandstein wird von schlierig verzweigten Streifen des grüngrauen Sandsteins durchzogen, und ebenso sind die 10—12 Bänke des letztern unscharf begrenzt und oft von dünnen Streifen einer rötlichen groben Breccie durchsetzt. Dieser grünlichgraue Sandstein scheint ähnlich zusammengesetzt zu sein wie der darüber folgende Melsersandstein. Die oberste rote Schieferbank ist mit letzterem durch eine 20—40 cm dicke, unscharf begrenzte, grünlichgraue, grobsandige Schieferlage verbunden. — Dieselbe Wechsellagerung von rotem schieferigem Sandstein mit hell graugrünem Sandstein lässt sich sehr deutlich auch an den Wänden des Klotales auf der Ostseite des Weisskamms beobachten (Tafel 23, Figur 1).

Aus vorwiegend grobem rotem Konglomerat und grobkörnigen Sandsteinen ohne auffallendere Schieferbildung besteht auch der Verrucano zu beiden Seiten des Murgtales, soweit er zur Glarnerdecke gehört.

2. Kärpfgruppe. Die hohen West-, Nord- und Nordostabhänge des Gandstocks sind bis in die Höhe von 1300—1400 m aus derselben roten grobklastischen Sernifitbreccie aufgebaut wie die Abhänge auf der Nordseite des Sernftales. Gegen die Weideflächen von Schwamm, Dürsten und Neuenhütten-Oberstafel hin geht sie jedoch rasch in ein violettrotes, oft grün geflecktes, sandiges, schieferiges Gestein mit vielen kleinen Quarzkörnchen und andern gröbern Gesteinsfragmenten, oft auch mit weissen Glimmerschüppchen über. Dazwischen erscheinen einzelne ziemlich grobkonglomeratische, aber stets etwas schieferige Bänke. Die Schiefermasse wird von 20—25° nach SE fallendem Clivage durchsetzt. Bei der Hütte von Oberstafel fallen darin oft rundliche, mit grünen Mineralien ausgefüllte Räume und an der Oberfläche rundliche und längliche, durch Auslaugung erzeugte Hohlräume auf, so dass man an schieferigen Melaphyr denken möchte, wenn das Gestein nicht im übrigen mit den sandigen, glimmerführenden, violettroten Schiefern übereinstimmen würde. Da zwischen der schieferigen und der konglomeratischen Facies keine scharfe Grenze festgestellt werden kann, bleibt man unsicher, ob erstere auch noch zur Glarnerdecke oder, was ich für wahrscheinlicher betrachte, bereits zur Mürtschendecke gerechnet werden muss.

Diese Unsicherheit besteht auch für den südlichen Teil des Gandstockgebietes. Der Verrucano gehört hier vielleicht bis zur Terrasse von Schwirren und Mettmen hinauf noch zur Glarnerdecke, ist aber hier bei weitem nicht mehr so grobklastisch wie im südlichen Schildgebiet oder am Nordabhang des Gandstocks. Er ist hier schon von der Basis über dem Lochseitenkalk an ein rotes, des ziemlich reichlichen Tongehaltes wegen grobschiefriges Gestein. Meistens ist es ein ziemlich grobkörniger Sandstein, reich an kleinen eckigen Quarzkörnern von 1—5 mm Durchmesser, die in eine

rote, oft serizitisch glänzende Grundmasse eingebettet sind. Manche Lagen sind durch Zunahme der grobklastischen Einschlüsse zu grobem Sandstein oder grobklastischer Breccie geworden. Rote Tonschieferlagen, die oft ziemlich reich sind an kleinen weissen Glimmerschüppchen und stets noch ziemlich viele kleine Quarzkörner einschliessen, kommen schon in den untern Teilen des Verrucanos vor und werden nach oben allmählich häufiger; doch herrschen noch auf der Höhe von Mettmen die mehr oder weniger grobsandigen schiefrigen Sandsteine und kommen noch einzelne grobklastische Breccienbänke vor.

Auf der Kühtalmatt zwischen Bützistock und Hahnenstock herrscht, wenigstens im obern Teil, ein violettroter, meistens etwas glänzender, glimmerhaltiger Tonschiefer, im mittlern und untern Teil dagegen ein matt violettroter, feinkörniger Sandstein von schieferiger Textur und mit Lagen von sandigem Tonschiefer. Eine auffallende Erscheinung sind hier zahlreiche, oft schlierig verzweigte, oft knotenförmig anschwellende dünne Streifen und Bänder von weissem Quarz. Da sie parallel zur Schichtung verlaufen und, z. B. am Ostrande der Kühtalmatt (unter der Überschiebungsfläche der Mürtschendecke), die Kleinfältelung des Gesteins mitmachen, sind sie wohl eine primäre Bildung, vielleicht das Äquivalent der oben erwähnten hellen Sandsteinstreifen im obersten Verrucano des Weisskamms.

Lager von Eruptivgesteinen fehlen in dem sicher zur Glarnerdecke gehörenden Verrucano gänzlich.

c) Mürtschendecke.

1. Schild-Mürtschengruppe. Die am weitesten nach N vorgeschobenen Verrucanomassen der Mürtschendecke, die kleinen Verrucanoreste am Ostfusse der Siwelle und des Stelli-Fronalpstocks, der Verrucano am Südostfusse des Mürtschenstocks, im obern Teil der Dreihörner und des Kühmettler und in der Gegend südlich von Oberterzen, zeigen im ganzen noch die Facies des roten Konglomerates, wie die Glarnerdecke im Schildgebiet, mit dem Unterschiede jedoch, dass die Gemengteile des Konglomerates durchschnittlich kleiner sind und dass die rote tonige Grundmasse auch in den tiefsten Schichten reichlicher vorhanden ist, so dass das Gestein stets eine mehr oder weniger ausgesprochene schieferige Textur besitzt. Viel reichlicher als im nördlichen Teil der Glarnerdecke stellen sich hier im oberen Teile des Verrucanos Tonschieferlagen ein. So findet man auf Bärenboden südlich vom Alpfirzstock unter der Trias zunächst einen feinsandigen, grobschiefrigen roten Tonschiefer mit feinsten Glimmerschüppchen und feinen Quarzkörnchen, darunter in wohl 100 m Mächtigkeit feinkörnigen, tonigen, schiefrigen roten Sandstein mit feinen Glimmerschüppchen und mit Lagen von feinkonglomeratischem rotem Sandstein, dessen Körner meistens weniger als $0{,}_5$ cm Durchmesser haben; darunter einen lebhaft roten feinkonglomeratischen Verrucano mit roten Tonschieferlagen. Die Konglomerate, Sandsteine und Schiefer sind in 2—3 m dicke Bänke abgeteilt, die von Transversalschieferung fast rechtwinklig durchkreuzt werden.

Nach SE hin tritt die konglomeratische Facies rasch zurück und wird mehr und mehr durch eine reine Schieferfacies ersetzt. Am Schwarzstöckli und ebenso am Heustock ist der über die Trias der Glarnerdecke hinübergeschobene Verrucano an der Basis noch deutlich konglomeratisch und grobbankig, doch bereits von etwas schieferiger Textur; gegen den Gipfel aber geht er in einen lebhaft violettroten feinen Tonschiefer über. Unter dem Höchgrat keilt der konglomeratische Verrucano südwärts allmählich aus, so dass am Gipfel des Gufelstocks der dunkel violettrote, seidenartig glänzende, gelbgrün gefleckte, von vielen parallelen Streckrissen durchsetzte Verrucanoschiefer der Mürtschendecke mit scharfer Grenze auf dem dickbankigen, groben Sernifitkonglomerat der Glarnerdecke ruht. Dieselben violettroten, glänzenden, feinen Tonschiefer bauen auch die Gipfel des Etscherzapfens, Hochmättli und Silberspitz in der Verrucanokette zwischen der Mürtschenalp und dem oberen Murgtal auf. Die scharfe Grenze, mit der sie auf dem rötlichgrauen, grobklastischen, dickbankigen Verrucano von Silberen und Tschermannen sitzen, darf als Fortsetzung der Überschiebungsfläche am Gufelstock, also als Grenze zwischen Glarnerdecke und Mürtschendecke, betrachtet werden (Tafel 23, Figur 8).

2. Ostseite des Murgtales. Die Facies der violettroten Tonschiefer greift von der Gufelstock- und Silberspitzkette her auch auf die Ostseite des Murgtales in die Kette Rottor-Erdisgulmen-Güslen hinüber und setzt sich vom Goggeien aus auch südwärts im oberen Teil der Gulderstockkette fort. In diesem Gebiete sucht man jedoch vergeblich nach einer scharfen Grenze zwischen schieferiger und konglomeratischer Facies. Steigt man z. B. von Mornen im mittleren Murgtal nach Alp Erdis hinauf, so findet man von der Talsohle an bis auf die Terrasse von Falchen (1716 m) zunächst noch das typische rote Sernifitkonglomerat der Glarnerdecke mit bis faustgrossen Gesteinsbrocken. Hier und unter der Terrasse von Seeweli (1820 m) beginnen zwischen den Konglomeratbänken sandige Schieferlagen sich einzustellen. Diese Terrasse und die Steilstufe über Falchen liegen bereits in glänzenden grauvioletten, zum Teil auch grünen Schiefern mit Streckrissen. Feinkonglomeratische Bänke kommen hier nur noch vereinzelt vor und verschwinden nach oben rasch. In gleicher Weise schiebt sich überall auf der Ostseite des Murgtales, ebenso unter der Terrasse von Übelis im Mühlebachtal und an den Abhängen der Gulderstockkette zwischen das basale Konglomerat und die reine Schieferfacies der Gipfelregion eine mehr oder weniger mächtige Übergangszone mit einem Wechsel von Konglomeraten, sandigen Schiefern und reinen Tonschiefern ein. Wahrscheinlich stellt die Zwischenzone zwischen Konglomerat- und Schieferfacies den untern Teil des Verrucanos der Mürtschendecke dar; denn weiter im N, wo die beiden Decken durch den Rötidolomit von Tobelwald klar geschieden werden, liegt als Bestandteil der Mürtschendecke unter der reinen Schieferfacies an den Abhängen von Güslen und Munzkopf dieselbe Wechsellagerung von konglomeratischen, sandigen und schieferigen Bänken, und ebenso ist am Südabhang des Gulderstocks der Verrucano zwischen dem bereits zur Mürtschendecke zu rechnenden Melaphyrlager von Ochsenfittern und dem roten Tonschiefer der Gipfelregion in dieser Übergangsfacies ausgebildet.

3. Spitzmeilen-Guschagruppe. Am Rande des Seeztales zwischen Flums und Mels besteht der Verrucano vorwiegend aus sandigen Schiefern und schieferigen Sandsteinen, zwischen welche jedoch selbst im obersten Teil, dicht unter dem Melsersandstein von Mels und Plons, viele grobschieferige, glimmerhaltige Konglomeratbänke eingeschaltet sind. So findet man im Steinbruch am Tiergarten (Inselberg zwischen Flums und Mels) als Hauptgestein einen roten, oft graugrün gefleckten Tonschiefer, der in dicken Platten («Melserplatten») gebrochen wird. Zahlreiche weisse Glimmerblättchen, Quarzkörner und kleine Bruchstücke verschiedener Silikate verleihen dem Gestein eine beträchtliche Zähigkeit. In diesen glimmerreichen, feinkonglomeratischen Schiefer sind unregelmässige Streifen und Bänke einer grobklastischen, zementarmen Breccie eingeschaltet, die oft dem Melsersandstein ähnlich wird.

In südwestlicher Richtung verschwinden die Konglomeratbänke im obern und mittleren Teil und später auch im untern Teil des Verrucanos mehr und mehr. Schon in $1{,}_5$ km Entfernung vom Rande des Seeztales, auf den Terrassen von Portels, Flumser Kleinberg und Mädris, sind die grobklastischen Einlagerungen selten geworden und höher oben, oberhalb Heidenberg, bei Bermort und Ober-Vermol, ganz verschwunden. Es herrscht hier ein matt violettroter, oft auch glänzender, feinsandiger Tonschiefer mit feinen weissen Glimmerschüppchen, feinsten Quarzkörnchen, oft reich an kleinen ockerfarbigen Kalkkonkretionen. Dabei ist zu bedenken, dass an diesem ausgedehnten Abhang nur etwa der obere Viertel des Verrucanos aufgeschlossen sein kann, da die Schichtung annähernd parallel mit der Oberfläche nach NE fällt.

An den Abhängen zu beiden Seiten des Schilsbachtales, auch auf der Molseralp, auf dem Mad-Plateau nördlich vom Spitzmeilen und auf Vansalp besteht der Verrucano in seiner ganzen aufgeschlossenen Mächtigkeit fast ausschliesslich aus glänzend violettrotem, feinem Tonschiefer. Der makroskopische Quarz- und Glimmergehalt tritt oft, z. B. auf Molseralp, so sehr zurück, dass die Unterscheidung des Gesteins von Quartenschiefer Mühe macht. Im Spitzmeilengebiet, z. B. an den Wänden nördlich und östlich unter der Madterrasse, auch auf der Ostseite des Gipsgrates, liegt in den obersten 100 m des Verrucanos eine Serie von violettroten oder grauen, grobsandigen, quarzreichen, durch rote Tonschieferlagen getrennten Sandsteinbänken (Figur 42, p. 155).

In der Sohle des Seeztobels zwischen Mels und Mühleboden findet man als mittlern und untern Teil des Verrucanos eine wechselvolle Folge von roten konglomeratischen Bänken, schieferigen

Sandsteinen, sandigen Schiefern mit Muskovitblättchen und gelben Kalkkonkretionen und glänzenden roten Tonschiefern. Bei Mühleboden, wo die Flyschunterlage auftaucht, zeigt sich als tiefstes Verrucanoglied ein grünlichgraues schieferiges Gestein mit grossen, unscharf begrenzten, fettglänzenden Quarzkörnern, die von einer grüngrauen serizitisch-quarzitischen Grundmasse umgeben werden.

Beim Aufstieg von Mühle (nordöstlich von Weisstannen) nach Alp Matels findet man über dem Flysch zunächst etwa 40 m grünlichgrauen schieferigen Verrucano mit vielen kleinen und grösseren (bis 10 cm langen) eckigen Quarzbrocken und mancherlei Silikattrümmern, hierauf grauviolette, immer noch ziemlich quarzreiche Schiefer mit feinkonglomeratischen und sandigen Zwischenlagen; oberhalb der Terrasse von Matels bis zur Trias hinauf violettrote, glänzende Tonschiefer. — Als typisch für den Verrucano auf der Nordseite des mittlern und hintern Weisstannentales und der Faulen-Foostockkette kann das Profil gelten, das man auf der Galanseralp beobachten kann. Über Wildflysch und Lochseitenkalk folgen dort an der Ahornenwand:

1. Graugrüner, weicher, serizitreicher, glänzender Tonschiefer, in der Nähe der Überschiebungsfläche wellig gefältelt, mit dünnen, unregelmässigen Lagen und Schnüren von weissem Quarz. Etwa 15 m. Allmählicher Übergang in:
2. Violettgraue weiche, serizitische, feinsandige bis dichte, glänzende Tonschiefer ohne Sandstein oder Konglomeratbänke. Etwa 400 m mächtig.
3. Lebhaft violettrote, glänzende Tonschiefer; etwa 150 m. Im oberen Teil liegen zwei durch rote Schiefer getrennte, $1{,}_3$ und $1{,}_8$ m dicke Bänke eines grauvioletten, ziemlich feinkörnigen, quarzreichen Sandsteins.

4. Kärpfgruppe. Als älteste Verrucanoschichten der Mürtschendecke dürfen hier wohl die früher erwähnten schieferigen Konglomerate, Sandsteine und sandigen roten Schiefer betrachtet werden, die auf der Nordabdachung des Gandstocks über dem Neuenhüttenwald die Unterlage der Weideflächen der Neuenhüttenalp bilden. Sie sind offenbar das stratigraphische und tektonische Äquivalent der schieferigen Konglomerate und sandigen Schiefer, die auf der Ostseite des Murgtales und im mittleren Mühlebachtal unter der Tonschieferfacies liegen. Die konglomeratischen Schichten setzen sich südwärts ins Niederental hinein fort, bilden dort die Querriegel zwischen den einzelnen Talstufen und die niedrigen Steilstufen über der Talsohle und keilen im hinteren Teil des Tales über dem Flysch aus. Die roten sandigen Schiefer, die nach oben mehr und mehr in violettrote und grüne, glänzende Schiefer übergehen, bauen die über dem Steilrande folgenden flachern Abhänge der Gandstock-Kärpfkette, z. B. die breite Terrasse Auf den Matten und ihre nördliche Fortsetzung, auf. Die schieferigen Konglomerate der Neuenhüttenalp setzen sich auch in den Abhängen des Matzlenstocks und wahrscheinlich auch auf der Westseite des Tales von Ennetseewen in der Schönaukette fort. Der Verrucano, der hier über dem Triasband Stelliboden-Tiefenwald die Abhänge des Etzelstocks, den Schönaugipfel und das Franzenhorn bildet, ist seiner Hauptmasse nach eine blass violettrote, ziemlich grobkörnige, quarzreiche Breccie von grobschieferiger Textur, enthält aber auch Lagen von glänzendem violettrotem Tonschiefer.

Der unter jenem Triasband liegende Verrucano, der nach meiner Ansicht bis hinunter zu der Trias-Jura-Quetschzone am Westabhang der Schönau auch zur Mürtschendecke gehört, ist in der «Blabruns» westlich vom Niederenstafel im untern Teil ein dunkelroter grobschiefriger Sandstein oder ein schiefriger, fein- bis grobklastischer Sernifit mit ziemlich reichlichen roten Tonschieferlagen, im mittlern und obern Teil ein dunkelroter, serizitisch glänzender, sandiger Tonschiefer mit spärlichen konglomeratischen Zwischenlagen. Der gesamte Verrucano ist hier in eine feinsplitterige Dislokationsbreccie umgewandelt, deren ursprüngliche Schichtung jedoch noch am Verlauf der zu parallelen Bändern angeordneten hell grüngrauen Flecken erkennbar ist. Nach S nimmt die schiefrige Facies rasch überhand. An den Ufern des Haslerbaches ist der Verrucano bereits durchwegs ein matt dunkel violettroter, feinsandiger, mehr oder weniger glimmerführender feiner Schiefer. In der Vordern Bodenrunse und in der Rüfirunse am Westabhang der Schönau ist er bloss im untersten Teil als ziemlich grobe, unvollkommen schieferige Breccie, im ganzen mittlern und obern Teile dagegen

vorwiegend als dunkel violettroter, sandiger, stellenweise etwas glänzender Tonschiefer mit graugrünen Flecken und meistens nicht sehr auffallenden Glimmerblättchen ausgebildet.

In der Gipfelregion der vom Gandstock bis zum Hahnenstock ziehenden Hauptkette folgen über der erwähnten mächtigen Schieferbildung die früher (p. 202—205) besprochenen Eruptivgesteinslager und die dazwischen- und darüberliegenden bald dunkel violettgrauen, bald grünen oder gelbgrünen, glänzenden Serizitschiefer. Am Westabhang des Karrenstocks ist diese Serie etwa 250 m, am Abhang des Kärpf gegen das Diestal 300—400 m mächtig. Als jüngste Verrucanobildung dieses Gebietes folgt darüber an den Gipfeln von Gandstock, Karrenstock und Kärpf nochmals ein ziemlich mächtiges rotes Konglomerat, das sich von den ältern Konglomeraten durch ziemlich reichliches Vorkommen von Melaphyrbruchstücken unterscheidet.

5. Glärnischgruppe. Der auf mehr als 500 m Mächtigkeit anschwellende Verrucanokeil am Ostabhang des Glärnisch zwischen Guppenruns und Luchsingertobel ist in ähnlicher Facies ausgebildet wie der Mürtschendeckenverrucano der Schildgruppe und des nördlichen Teils der Spitzmeilengruppe. Er ist, wie man besonders gut auf Mittelguppen feststellen kann, seiner Hauptmasse nach ein roter, unvollkommen schieferiger Sandstein oder sandiger Schiefer, meistens sehr reich an ziemlich grossen weissen Glimmerblättchen und kleinen eckigen Quarzkörnern. Er enthält auch einzelne ziemlich grobklastische Konglomeratlagen und südlich über der Hütte von Mittelguppen, 20—30 m unter der oberen Grenze, einige Bänke eines feinkörnigen hellen Quarzsandsteins. Auch die mechanisch stark reduzierten Verrucanoreste bei Luchsingen und südlich von der Terrasse Oberschwendeli westlich von Betschwanden lassen die sandig-schieferige oder konglomeratische Facies noch deutlich erkennen. Infolge der starken tektonischen Quetschung ist hier ihre ursprünglich rote Farbe grösstenteils in Grün umgewandelt.

6. Graue Hörner. Der Verrucano ist in dieser Gebirgsgruppe fast völlig gleich ausgebildet wie im nordöstlichen Teil der Guschagruppe. Im nördlichen Teil, an den von der Alp Ochsensäss gegen das Seeztobel, Mels und gegen Gargums und Meienberg abfallenden Abhängen finden wir denselben Wechsel von roten sandigen, muskovithaltigen Schiefern, schieferigen zementreichen Sandsteinen und spärlichen grobschieferigen Konglomeratbänken wie am Abhang des Seeztales zwischen Mels und Flums. Auf der Alp Vermi gehen die feinsandigen Schiefer in glänzende, feinblätterige violettrote Tonschiefer über. Beim Aufstieg von Unter-Gamidauer nach Ober-Gamidauer und zum Schwarzsee beobachtet man folgende Gesteinsfolge:

1. Im untern Teil des Steilhangs über Unter-Gamidauer massige bis unvollkommen schieferige, grauviolette Sandsteine, reich an eckigen Quarzkörnern von durchschnittlich $0{,}_5$—2 mm, selten bis 5 mm Durchmesser, dazwischen auch sandige violette und grüne Schiefer.
2. Im mittleren und oberen Teil des Steilhangs vorwiegend sandige violettrote Schiefer mit noch ziemlich zahlreichen teils wasserklaren, teils blassroten Quarzkörnchen, häufig auch weiche, glänzende, violettrote und grüne Tonschiefer.
3. Oben auf Ober-Gamidauer, auf Baseggla und an den Felsstufen, die das Karbecken des Schwarzsees umgeben, bis unter die Trias der Drei Kreuze violettrote oder grauviolette, glänzende, weiche Tonschiefer.

Wie früher (p. 206) erwähnt wurde, beginnt im südlichen Teil der Grauen Hörner der Verrucano mit einem bis 50 m mächtigen Lager desselben graugrünen bis blassroten Quarzporphyrs, der auch in der Kärpfgruppe in grossen Lagern auftritt. Er bildet die rundhöckerigen Karböden, in welche Wildsee und Schottensee eingebettet sind, den Felsriegel zwischen den beiden Seen und den Sockel der diese Becken einrahmenden Gipfel. An den Gipfeln, die den Wildsee umgeben, folgt darüber ein blassroter oder rötlich violetter, quarzreicher, grobkörniger Sandstein, der nach oben allmählich feinkörnig und schieferig wird und schliesslich in einen feinen glänzenden Tonschiefer übergeht.

7. Vorab-Segnes-Ringelkette. Die auf den Gipfeln dieser Kette erhalten gebliebenen Verrucanomassen erscheinen wie tektonisch so auch nach ihrem petrographischen Charakter als die südliche Fortsetzung des Verrucanos des südlichen Spitzmeilengebietes. An den meisten Orten, nament-

lich an den Gipfeln der Segneskette und der Ringelspitzgruppe und im südlichen Teil der Foostockkette, beginnt der Verrucano über dem Wildflysch oder dem Lochseitenkalk mit dem p. 209 besprochenen lauchgrünen dünnschieferigen, aber bankig abgesonderten Gestein, das nach den Untersuchungen von Blumenthal (**240**) als ein Plagioklasgneiss bezeichnet werden muss. Wie früher (p. 209) schon angedeutet wurde, ist er durch Dislokationsmetamorphose vielleicht aus Konglomeraten hervorgegangen, wie wir sie überall in der Spitzmeilengruppe und in den Grauen Hörnern an der Basis des Verrucanos angetroffen haben. Dieser Plagioklasgneiss ist am Piz Segnes 100 bis 120 m, am Ringelspitz etwa 100 m, am Foostock 110—140 m mächtig. Am Ost- und Südrand von Piz Grisch und Crap ner ist er nur noch 25—30 m mächtig, und gegen S und W keilt er rasch aus. Die grünen, glänzenden Serizitschiefer, in welche er nach oben übergeht, machen überall die Hauptmasse des Verrucanos aus. Mancherorts, z. B. am Glarner und Bündner Vorab, am Piz ner, folgen darüber noch düster violette, glänzende Serizitschiefer mit Übergängen in grüne Schiefer. Wie bereits erwähnt wurde, sind in diese grünen und violetten Schiefer häufig Lagen und Knollen eines gelbbraun anwitternden, eisenschüssigen, dolomitartigen Kalkes eingelagert. Innerhalb dieser Schieferzone liegen auch die früher besprochenen kleinen Lager von Melaphyr und Quarzporphyr der Vorabkette.

Dieser Serizitschieferfacies gehört auch die Hauptmasse des gegen die Wurzelregion mächtig anschwellenden Verrucanos der Mürtschendecke auf der Südabdachung der Vorabkette an. Auch hier herrschen im tieferen Teile graugrüne, in der Höhe mehr grauviolette bis rotviolette Farbentöne vor, die jedoch vielfach wieder in Grün übergehen. Eine Eigentümlichkeit dieses Gebietes sind blauschwarze, glänzende Schiefer, die an manchen Orten zwischen die grünen oder grauvioletten Serizitschiefer eingelagert sind (vgl. p. 209/210). Ebenso sind in den mittlern und obern Teil dieser Serizitschiefermasse zahlreiche, zum Teil sehr mächtige Lager von hell graugrünem Quarzporphyr eingeschaltet (vgl. p. 206).

d) Axendecke.

Bei der Überschiebung der Axendecke ist der Verrucano nicht auf die Nordseite des Aarmassivs hinübergelangt. Als Verrucano der Wurzelregion dieser Decke betrachte ich mit F. Weber (**374**) den Ilanzer Verrucano, der zwischen Fellers und Brigels die untern Partien der linken Talseite des Vorderrheintales bedeckt. Sein petrographischer Charakter ist auf p. 207 kurz beschrieben worden.

e) Hauptergebnisse.

1. Der Verrucano ist im ursprünglich nördlichen Teil des helvetischen Faciesgebietes, im autochthonen Tödigebiet, in der Vorab-Tscheppfalte und in der Glarnerdecke, vorwiegend als grobklastische Breccie (Sernifitkonglomerat) ohne stärkere tonige Zwischenlagen ausgebildet. Ihr oberer Teil geht im N (Schildgruppe) in schieferige Sandsteine, im S (Westrand der Kärpfgruppe) in sandige Tonschiefer über.

2. Der tiefste Teil des Verrucanos behält durch die ganze Mürtschendecke hindurch, mit Ausnahme der Wurzelregion am Südabhang der Vorabkette, die konglomeratische Facies bei; seine mittleren und oberen Teile dagegen sind, soweit es Sedimentgesteine sind, nur am Nordwest-, Nord- und Nordostrand dieser Decke noch mehr oder weniger konglomeratisch oder sandig-schieferig, im ganzen mittleren und südlichen Teil ihrer Hauptmasse nach als feinstkörnige bis dichte Ton- und Serizitschiefer ausgebildet.

3. Die Linien, auf denen die Abnahme der Korngrösse erfolgt (Linien gleicher Facies), verlaufen in der Mürtschendecke nicht parallel zum Alpenstreichen, sondern ziehen sich im Gebiet der Magereu-Guschagruppe und der Grauen Hörner fast rechtwinklig dazu in der Richtung von NW nach SE.

4. In dem sicher zur Glarnerdecke gehörenden Verrucano fehlen Lager von Eruptivgesteinen. Sie scheinen auf die Mürtschendecke beschränkt zu sein und liegen hier innerhalb der Schieferfacies im mittleren und obern Teil des Verrucanos.

5. Im südlichen Teil der Mürtschendecke sind durch Dislokationsmetamorphose die grobklastischen Gesteine der Verrucanobasis zum Teil in Plagioklasgneiss und die Tonschiefer in Serizitschiefer umgewandelt worden.

5. Die Kupfererze im Verrucano.

Seit alter Zeit ist bekannt, dass der Verrucano stellenweise, namentlich auf der Mürtschenalp und in ihrer Umgebung, Kupfererze enthält. Nach E. Stöhr (**46**) und C. Schmidt (**284,** p. 68/69) setzt auf der zur Mürtschenalp gehörenden Alp Tschermannen am Nordabhang der Silberspitzkette in dem flach nach N einfallenden Verrucano der Glarnerdecke auf $1,_5$ km Länge ein E—W streichender, 50° nach S einfallender Gang auf, der durch mehrere N—S verlaufende querschlägige Klüfte verworfen ist. Die Erze durchziehen in dünnen Schnüren die dolomitische Gangart und das Nebengestein, gelegentlich ein bis 6 m mächtiges Trümernetz bildend. Das primäre, erst in grösserer Tiefe sich findende Erz ist ein fast silberfreier Kupferkies. Gegen das Ausgehende, in der Zementationszone, kommen dessen Umwandlungsprodukte: Buntkupfererz, Kupferglanz und Malachit vor. Im Buntkupfererz ist gediegen Silber in Form kleiner Blättchen sekundär angereichert. Das reichste Buntkupfererz enthielt $17,_8$ % Kupfer und $0,_{66}$ % Silber. Seltener finden sich noch Fahlerz, Molybdänglanz und Uranglimmer.

Neben dem erwähnten Erzgang finden sich schichtige Kupfererzlager am Nordabhang des Grossen Hochmättli und des Silberspitz, ferner kleine Vorkommnisse westlich von den Hütten von Mürtschenalp Oberstafel und am Flumser Grossberg. Bemerkenswert ist, dass die Kupfererze in dieser Gegend nicht auf den Verrucano beschränkt sind, sondern in die Trias hineinreichen. In geringer Menge finden sie sich im Rötidolomit von Tobelwald östlich vom Murgtal und im Melsersandstein von Bärenboden und Robmen auf der Nordseite des Mürtschenalptales. Die letztern Vorkommnisse gehören der Mürtschendecke, die übrigen der Glarnerdecke an. Da alle diese Erzlagerstätten nahe beisammen liegen, sind sie wahrscheinlich in der gleichen Zeitperiode entstanden. Da sie sich aber auf Glarner- und Mürtschendecke verteilen, kamen die Erze wahrscheinlich erst nach der Deckenüberschiebung zum Absatz.

Kleinere Erzlagerstätten liegen auch im Verrucano zu beiden Seiten des Vorderrheintales in der Umgebung von Ruis, nämlich im Ual Schmuèr zwischen Ruis und Andest, wo Kupferkies, Bleiglanz und untergeordnet Zinkblende in Adern im quarzreichen Verrucano auftreten; im Stollen «Sul Rhein» auf dem rechten Rheinufer gegenüber der Bahnstation Ruis, wo einige den grünlichen Serizitschiefern annähernd parallel verlaufende Erzadern Bleiglanz und Zinkblende enthalten; im Steilhang Pardella nördlich von Vivèr im Gebiet von Obersaxen, wo eine Fahlerzlagerstätte vorhanden ist. Ein kleines Lager von Kupfererzen, ähnlich denjenigen von Mürtschenalp, soll auch im Verrucano von Alp Ranasca nördlich von Panix liegen (vgl. **341,** C. Friedländer, 1930, p. 55—63).

6. Entstehung des Verrucanos.

Über die Bildungsweise der sedimentären Verrucanogesteine besitzen wir noch keine klaren Anschauungen. Immerhin wird jetzt ziemlich allgemein angenommen, sie seien eine festländische Bildung, und zwar der Verwitterungsschutt des herzynischen Gebirges, das gegen Ende der Carbonzeit in Mitteleuropa entstanden und während der Permzeit in Abtragung begriffen war (vgl. **200,** C. Schmidt, 1907, p. 79, und **295,** Arnold Heim, 1920, p. 268/269). Danach dürfen wir uns vorstellen, der Verrucano der Vorab-Tscheppfalte, der Glarner- und der Mürtschendecke sei auf der Südabdachung eines in Abtragung begriffenen herzynischen Gebirgszuges abgelagert worden, der später bei der alpinen Faltung als Aarmassiv emporgestaut wurde. Die Tatsache, dass gegen S hin, also mit der Entfernung von diesem abwitternden Gebirgszuge, die Korngrösse der Verrucanogesteine gesetzmässig abnimmt, stimmt gut mit jener Anschauung überein. Der südlich von der breiten Serizitschieferzone der Mürtschendecke folgende grobklastische Ilanzer Verrucano darf wahrscheinlich als der grobe Detritus eines herzynischen Gebirgszuges betrachtet werden, der südlich vom Sedimentationsgebiet der Mürtschendecke lag und bei der alpinen Faltung zum Gotthardmassiv emporgestaut wurde.

Welche Kräfte beim Transport des Verwitterungsschuttes, der den Verrucano lieferte, mitgewirkt haben, scheint mir ein noch ungelöstes Problem zu sein. Im Gegensatz zu der bisher herrschenden Anschauung kann ich nicht annehmen, fliessendes Wasser habe vorwiegend als Transport-

mittel gedient, ähnlich wie bei der Ablagerung der Molasse, weil, wie ich bereits p. 208 betonte, dem Verrucano die für eine Flussablagerung charakteristischen Merkmale, das Vorkommen gut gerundeter Geschiebe und ein deutlicher Wechsel von Geröll-, Sand- und Mergelschichten, fehlen. Andererseits vermag man sich kaum vorzustellen, was für andere Kräfte einen Schuttwall von 60 km Breite und 1000—2000 m Mächtigkeit aufzuschütten vermochten.

7. Landschaftlicher Charakter.

Mit ihren vorwiegend düster violetten Verwitterungsfarben macht die Verrucanolandschaft einen ernsten Eindruck. Der petrographisch ziemlich gleichförmigen Zusammensetzung wegen fehlt ihren Steilhängen die feingegliederte Bänderstruktur, welche das Kalkgebirge auszeichnet. Häufig lässt sich zwar ein gewisser Wechsel von vortretenden Gesimsen und flacher zurückgewitterten Bändern beobachten; allein ihre Grenzen sind stets etwas unscharf und unregelmässig. Durch viele Nischen und Rinnen sind die Abhänge in zahlreiche unregelmässig eckig begrenzte Buckel und seitlich auskeilende Felsleisten zerlegt. Die Verwitterungsformen der aus Schiefern aufgebauten Hänge und Gipfel sind im allgemeinen weicher und feiner gegliedert als diejenigen der Konglomerate und Sandsteine, weichen aber in ihrem Gesamtcharakter nur wenig von letztern ab. Die gneissartigen Gesteine und die Serizitschiefer der südlichen Glarneralpen ertragen im allgemeinen steilere Böschungen als der darunterliegende Wildflysch. An den Graten hat die Verwitterung aus ihnen oft spitzige Zacken und Türme modelliert (Tschingelhörner, Foostocknordgrat, Ringelspitz).

Der grobkörnige Verrucano ist stets stark von Klüften durchsetzt; grobblockige Trümmerhalden umsäumen daher fast immer den Fuss seiner Steilhänge (Rotrisi-Ennenda, Murgtal, Üblital im Mühlebachtal, Gandstock), und nicht selten haben sich von ihnen kleinere und grössere Bergstürze abgelöst (Murgtal, Gandstock, Weisstannental). Seiner kieselig-tonigen Zusammensetzung wegen ist das Gestein für das Wasser wenig durchlässig; daher ist die Verrucanolandschaft arm an starken, tiefgründigen Quellen, dafür ungemein reich an kleinen oberirdischen Wasserläufen. Für die Vegetation bildet der Verrucano eine ziemlich günstige Unterlage. In den untern und mittleren Regionen sind seine steileren Hänge grösstenteils mit Tannenwald bedeckt (Gandstock, Murgtal). In der Alpenregion zeigt er eine üppigere und artenreichere Flora als das Kalkgebirge.

Die durch die diluvialen Gletscher erzeugten Rundhöcker und andere Glazialerosionsformen haben sich im Verrucano, ähnlich wie im kristallinen Gebirge, in vorzüglicher Weise erhalten, da er gegen mechanische und chemische Verwitterung sehr widerstandsfähig ist.

8. Technische Verwendung.

Die rote Verrucanobreccie ist ihrer Festigkeit und Wetterbeständigkeit, auch ihrer hübschen Farbenwirkung wegen ein geschätzter Baustein; doch wird sie als solcher nirgends in einem grösseren Steinbruche ausgebeutet. Einige kleinere Steinbrüche im Dorfe Murg und am Wege von Flums nach Rüfi werden nur zeitweise zur Gewinnung von Mauer- und Wuhrsteinen benutzt. Die grossen roten Verrucanoblöcke der Rotrisi bei Ennenda und der südlich angrenzenden Trümmerhalden lieferten nach dem Brande von Glarus (1861) das Hauptbaumaterial für den Wiederaufbau der Stadt und werden auch seither stets noch als Mauerstein, namentlich für Fundamente und Mauersockel, benutzt. Am Tiergarten nordwestlich von Mels wird der rote konglomeratische Schiefer («Melserplatten») in einem grösseren Steinbruche für Brücken- und Bodenplatten, Mauerdeckel, Treppenstufen, Deckel für elektrische Kabelleitungen gebrochen (vgl. **270**, II. Teil, p. 44 und 161/162). Beim Bau der Staumauer von Garichte im Niederental wurden die in Menge dort herumliegenden erratischen Quarzporphyrblöcke zur Verkleidung der Aussenseiten der Mauer benutzt.

Aus alten Rats- und Landsgemeindeprotokollen geht hervor, dass zwischen 1607 und 1723 wiederholt Versuche zur Gewinnung der Kupfererze im Gebiet der Mürtschenalp unternommen wurden, ohne dass es jedoch zu einer bedeutenden Ausbeutung kam. Aus jener Zeit stammen wahrscheinlich die alten Gruben, die man am Nord- und Ostabhang des Silberspitz und im Kalttal beobachtet. Eine

lebhaftere Ausbeutung setzte ein, als der Bergwerksbetrieb durch eine 1853 von Dr. Heinrich Simon gegründete Gewerkschaft (später Aktiengesellschaft) wieder aufgenommen wurde (vgl. E. Stöhr, **46**). Es wurden drei neue Gruben aufgetan, von denen die beiden grösseren («Erzbett» und «Hauptgrube») am Abhang zwischen Tschermannen und Mürtschenalp Unterstafel liegen und die dritte sich im «Kalttal» befindet. Von 1854 bis 1861 wurden 1148 Zentner Schmelzerze verkauft mit einem Durchschnittsgehalt von $14{,}_9$ % Kupfer und $0{,}_{067}$ % Silber, für welche die Hütte Brixlegg im Tirol Fr. 22 pro Zentner bezahlte, während die Kosten für Abbau, Aufbereitung und Transport Fr. 32 betrugen. Nach dem Tode Simons im Jahr 1862 ging der Bergwerksbetrieb des finanziellen Misserfolges wegen ein. Während des Weltkrieges, im Jahr 1916, wurde der Bergwerksbetrieb neuerdings durch Gustav Weinmann aus Zürich aufgenommen, aber schon 1918 wegen zu geringer Erzausbeute wieder eingestellt (vgl. C. Schmidt, **284**, p. 68).

Nach C. Friedländer (**341,** p. 55—63) sind die Kupfer-, Blei-, Silber- und Zinkerze im Gebiet von Ruis-Andest-Obersaxen wahrscheinlich schon vor dem 8. Jahrhundert ausgebeutet worden, wenn auch sichere Berichte erst vom 15. Jahrhundert an vorhanden sind. Zu wiederholten Malen, namentlich im Anfang des 16. Jahrhunderts, im 17. und zu Anfang des 19. Jahrhunderts fand hier, besonders im Andester Tobel und bei Vivèr, ein ziemlich lebhafter Bergwerksbetrieb statt, wie die vielen noch vorhandenen Stollen beweisen; doch musste er des mangelnden Erfolges wegen immer wieder aufgegeben werden. Im Jahr 1916 nahm die Firma G. Weinmann & Cie. in Zürich den Bergwerksbetrieb nochmals auf, musste ihn aber schon 1918 wieder einstellen. Nach C. Friedländer sind alle Erzlagerstätten in der Umgebung von Ruis nicht abbauwürdig.

II. Trias.

1. Gliederung und Alter.

Die Ablagerungen der Triasperiode gliedern sich in den Glarneralpen in drei Stufen: Melsersandstein, Rötidolomit und Quartenschiefer.

Rothpletz behauptete seinerzeit (**149,** 1898, p. 15/16 und 21/22), Verrucano, Rötidolomit und Quartenschiefer seien in der Natur keineswegs so scharf voneinander getrennt, wie die Namen es vermuten lassen; in der Regel liegen schon im unteren Teil des Verrucanos dünne Lagen von Dolomit, und im Innern der eigentlichen Dolomitbildung kommen noch dünne Lagen oder dicke Bänke von echtem Sernifitgestein vor. Er vereinigte daher die Rötigruppe unter dem Namen «obere Sernifitstufe» mit dem Verrucano und erklärte, die bisher übliche Abgrenzung des Rötidolomits gegen den Sernifit sei eine durchaus willkürliche.

Demgegenüber muss betont werden, dass in meinem ganzen Untersuchungsgebiete der Verrucano gegen die darüberliegende Rötigruppe sehr klar und scharf abgegrenzt ist. Die hie und da im schiefrigen Verrucano der Mürtschendecke auftretenden dolomitartigen Einlagerungen sind selbst da, wo sie bankartige, aber rasch auskeilende dünne Lagen bilden, petrographisch durchaus vom echten Rötidolomit verschieden. Die Rötigruppe selbst zeigt eine sehr klare und gesetzmässige Gliederung, und die darin eingeschlossenen sernifitartigen Einlagerungen sind stratigraphische Eigentümlichkeiten dieser Stufe. Allerdings bietet der Schichtenkomplex in den Glarneralpen keine entscheidenden Anhaltspunkte für seine Einreihung in das stratigraphische System, da er bisher keine Petrefakten geliefert hat. Es hat sich aber die Anschauung, dass er die helvetische Facies der Trias repräsentiert, immer mehr befestigt, insbesondere seitdem an mehreren Orten ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes im Hangenden des Quartenschiefers Rhät gefunden wurde (vgl. P. Arbenz, **380,** p. 468/469, und E. Gerber, **194**) und im Rötidolomit bei Innertkirchen (W. Paulcke, **231** und **232**) und im Lauterbrunnental (E. Gerber, **175**, p. 73) Petrefakten entdeckt worden sind, die seine Zugehörigkeit zum Muschelkalk mit Sicherheit beweisen. Infolge dieser Funde darf nun auch der Quartenschiefer mit ziemlicher Sicherheit zum Keuper gerechnet werden, und ebenso ist es wahrscheinlich geworden, dass der Melsersandstein das zeitliche Äquivalent des Buntsandsteins darstellt.

Die oberste Triasstufe, das Rhät, ist in den östlichen Schweizeralpen bisher noch nirgends mit Sicherheit festgestellt worden. Die Bank mit Muschelquerschnitten, die H. Schardt (**252,** p. 192) auf der Nordseite des Schächentales im Grenzgebiet von Quartenschiefer und Lias fand und als Rhät betrachtete, liegt wahrscheinlich im untersten Lias, und die von Arnold Heim (**295,** p. 274) auf der Südseite des Walensees zwischen Quartenschiefer und Lias beobachteten mergeligen Dolomitbänke sind wahrscheinlich als eine lokale Faciesabänderung der Quartenschiefer zu betrachten.

2. Melsersandstein.

a) Benennung und stratigraphische Stellung.

Zwischen dem Verrucano und dem Rötidolomit liegt fast überall eine 5—20 m mächtige Serie von grauen Quarzsandsteinen oder Quarzitbänken. Für diese von Alb. Heim (**70,** p. 52 und 53) als Sockelschichten beschriebene Gesteinsstufe hat in neuerer Zeit Ernst Blumer (**204,** p. 206) den Namen Melsersandstein vorgeschlagen, nach dem Vorkommen beim Dorfe Mels, wo das Gestein in mehreren Brüchen für Mühlsteine, Treppenstufen usw. ausgebeutet wird. Ich schliesse mich diesem Vorschlage an, obschon die Stratigraphie dieser Stufe und ihre Beziehung zum Liegenden und Hangenden an anderen Lokalitäten, z. B. auf Vansalp, besser studiert werden kann.

Das Gestein der Mühlsteinbrüche von Mels ist von den Beobachtern der ältern Zeit (so von Ebel, Hans Conrad Escher von der Linth) und seither bis in die neuere Zeit, z. B. auch von Milch (**123,** Bd. II, p. 104—110), zu den Sandsteinen und Konglomeraten des Verrucanos gerechnet worden. Es ist dies leicht begreiflich, da es hier in der Tat stellenweise manchen echten Sernifitbreccien zum Verwechseln ähnlich sieht, da ferner Vegetation und Moränenbedeckung die obersten Schichten der Gesteinsstufe grösstenteils verhüllen und die hangende Rötigruppe an dieser Stelle nicht mehr vorhanden ist. Bei der geologischen Untersuchung der weitern Umgebung überzeugt man sich jedoch, dass der Melsermühlstein nicht, wie Milch (**123,** Bd. II, p. 168) annahm, im Innern des Verrucanos liegt, sondern nach Gesteinscharakter und Schichtgliederung durchaus identisch ist mit der Quarzsandsteinbildung, die in den Grauen Hörnern und in der Magereu-Guschagruppe überall das Liegende der Rötigruppe und das Dach des Verrucanos bildet. Seine Abtrennung vom Verrucano erscheint daher trotz der petrographischen Verwandtschaft mit der Sernifitbreccie gerechtfertigt, um so mehr, als die Schichtgruppe, wie die Einzelprofile beweisen werden, fast ohne Faciesänderung über weite Regionen sich ausdehnt, während ihr Liegendes von Ort zu Ort die Facies wechselt oder sogar Bildungen verschiedenen Alters angehört.

b) Spezialprofile.

1. Mürtschendecke.

Auf der **Vansalp** im Hintergrunde des Schilsbachtales lässt sich an vielen Stellen, z. B. am Ostfusse des Spitzmeilen, östlich von P. 2211 m, das nachfolgende Profil (Figur 51, B) feststellen. Von unten nach oben:

1. Grau anwitternder, dickbankiger Quarzsandstein, grösstenteils aus grossen weissen und blassroten Quarzkörnern zusammengesetzt und mit vereinzelten Trümmern von Silikatgesteinen, wie sie im Verrucanokonglomerat vorkommen; oft etwas eisenschüssig, hie und da mit unscharf und unregelmässig begrenzten Streifen von rotem verrucanoartigem Sandstein. Die untere Hälfte der 7—9 m, bisweilen bis 15 m mächtigen Abteilung ist massig, fast ohne Schichtung und bildet eine aus dem Gehänge heraustretende, oft dachförmig über den Verrucanoschiefer vorragende Steilstufe. Einzelne ihrer klastischen Gemengteile erreichen Nuss- bis Faustgrösse. Der obere Teil ist feinkörniger und in deutliche Bänke gegliedert.
2. Wechsellagerung von grauen, oft etwas ins Grünliche spielenden Quarzsandsteinbänken mit dünnen Lagen von grünlichgrauen serizitischen Quarzitschiefern und vereinzelten roten sandigen Schiefern von Verrucanotypus. Mächtigkeit 3—5 m.

3. Wechsellagerung von dunkelgelb anwitternden, 5—30 cm dicken Linsen und Bänken von Dolomit mit grünlichgrauen Quarzitschiefern, roten Tonschiefern oder dunkel braungrauen, eisenschüssigen sandigen Schiefern. Mächtigkeit 4—6 m. Darüber folgt Rauhwacke.

Die Schichtgruppe 3 bildet mit ihren Dolomitbänken den Übergang zur Rötigruppe und könnte auch mit letzterer vereinigt werden. Ich stelle sie jedoch noch zum Melsersandstein, weil sie mit ihm durch lithologische Übergänge enger verknüpft erscheint als mit den Rötischichten, von denen sie oft durch eine scharfe Grenze getrennt ist.

In den Mühlsteinbrüchen bei **Mels** [1]) (Harzloch am Westrande des Dorfes, Runggalina südwestlich von der Eisenbahnstation und auf Kastels) wird die Schichtgruppe 1 des obigen Profils ausgebeutet. Das Gestein ist auch hier eine ausserordentlich widerstandsfähige Quarzitbreccie, die zum grössten Teil aus meist kataklastischen Quarzkörnern besteht, aber auch Feldspat und Körner und Brocken manch anderer Silikatgesteine enthält. Das Zement besteht nach der Untersuchung durch das mineralogisch-petrographische Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich

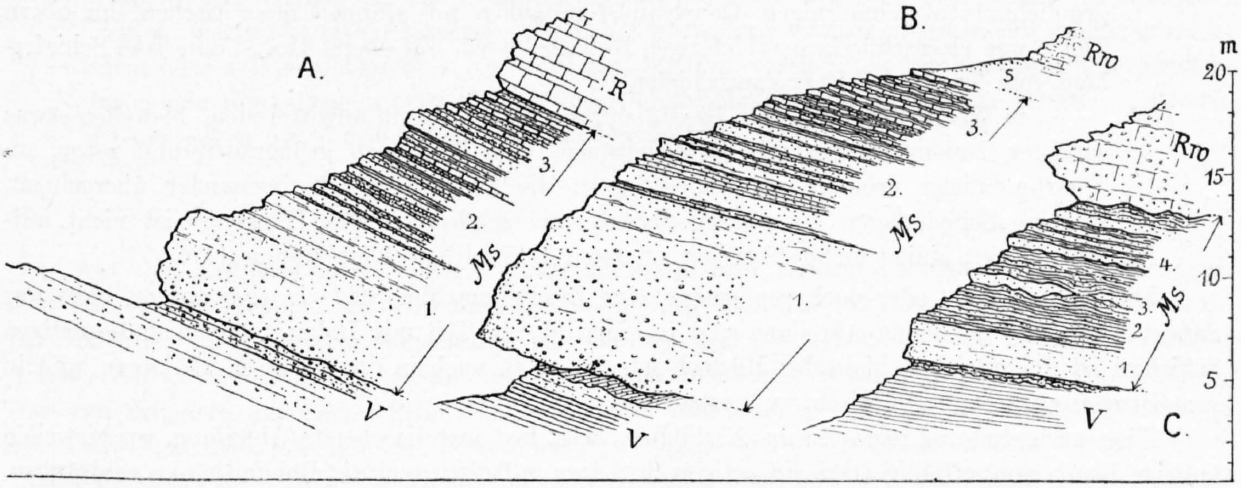


Fig. 51. **Profile durch den Melsersandstein.**

A = Hechlenstock-Fässisalp (Glarnerdecke). B = Bärenboden-Meerenalp (Mürtschendecke). C = Stäfeli-Krauchtal (Mürtschendecke). V = Verrucano. Ms = Melsersandstein. Rw = Rauhwacke. R = Rötidolomit. S = Schutt.

(**270,** II. Teil, p. 44) aus einem sehr feinen bis filzigen Gemenge von Quarz und Serizit. Es bestimmt wahrscheinlich die hell grünlichgraue Grundfarbe des Gesteins, von der sich neben den weisslichen Quarzkörnern die massenhaften blassroten bis dunkel fleischroten oder auch dunkelvioletten eckigen Silikatkörner und -brocken prachtvoll abheben. Diese bunten Körner haben in ihrer Mehrzahl einen Durchmesser von 1—5 mm, manche sind auch 3—6 cm lang. Der obere Teil der mindestens 10 m mächtigen Quarzitbank wird reicher an feinsandigen roten Gesteinskomponenten, so dass hier der graugrüne Fels von unscharf begrenzten, flammig verlaufenden roten Streifen durchzogen erscheint. Er nimmt hier auch eine grobschieferige Textur an und nähert sich in seinem Aussehen stark dem Verrucano der Umgebung. Auf den zahlreichen parallelen, etwa 40—45° nach SE fallenden Verwerfungsklüften, welche das Gestein im Bruche von Runggalina durchziehen, treten bis 5 cm dicke Zwischenlagen von grünlichem Serizitschiefer auf. Die Schichtgruppen 2 und 3 des Profils von Vansalp sind in den Melser Steinbrüchen nicht mehr klar aufgeschlossen, treten aber am Abhang zwischen denselben stellenweise zutage. Dicht östlich vom Steinbruch Runggalina sieht man am Fusswege auf dem linken Seezufer die Quarzitbreccie des Melsersandsteins mit messerscharfer, wellig unebener und durch Verwerfungsspalten zerhackter Grenze auf rotem, glimmerhaltigem Verrucanoschiefer aufruhen.

Der Melsersandstein ist nach Gliederung und Gesteinscharakter auch in der **Mürtschen-Schildgruppe** ganz ähnlich ausgebildet wie im Spitzmeilengebiet, wie das nachfolgende, auf Bärenboden

[1]) Näheres über diese Steinbrüche und die mikroskopische und chemische Untersuchung des Gesteins in **270,** II. Teil, p. 44, 45 und 161. Vgl. ferner Milch, **123,** II. Bd., p. 104—110, und E. Blumer, **204,** p. 206.

südlich vom Alpfirzstock aufgenommene Profil (Figur 51, B) beweist. Dicht unter der südlichen Hütte und in der nördlich davon liegenden Bachrinne beobachtet man:

a) Verrucano:

1. Roter Verrucanoschiefer.
2. $0,_4$ m licht bräunlicher, feinkörniger Sandstein, zu oberst grünes Kupfererz enthaltend.
3. Schwarze Schieferlage von nur 1—3 cm Dicke.
4. $0,_1$—$0,_2$ m grobkörniger eisenschüssiger Sandstein mit Quarzkörnern, transversal geschiefert, mit welligen Schichtflächen. — Messerscharfer, etwas wellig unebener Kontakt mit

b) Melsersandstein:

1. 8—9 m massige, grobklastische, hellgraue Quarzitbreccie, im untern Teil reich an grossen Quarzbrocken, in den obern 2—3 m weniger grobkörnig. Die Bank bildet ein weit über den Verrucano vorspringendes Dach.
2. Etwa 5 m Wechsellagerung von 7—8 weisslichen, oft etwas eisenschüssigen, häufig etwas grünlichgrauen, feinkörnigen Quarzsandsteinbänken mit dünnen quarzitischen, im obern Teil etwas eisenschüssigen schieferigen Zwischenlagen. Zu oberst eine dünne rote Schieferlage vom Typus der Verrucanoschiefer.
3. 3—$3,_5$ m Wechsellagerung von 10—12 dünnen, lebhaft gelb anwitternden, bisweilen etwas sandigen Dolomitbänken mit gelblichgrauen, zum Teil auch grüngrauen und roten, an Quartenschiefer erinnernden Schieferlagen; die Farbentöne oft ineinander übergehend, einzelne Schieferlagen etwas eisenschüssig und sandig. — Das Hangende ist nicht aufgeschlossen; einige Meter über der obersten Dolomitlage folgt Rauhwacke.

Die Dreiteiligkeit oder doch wenigstens eine Zweiteilung der Stufe in eine untere, bloss aus Sandsteinbänken bestehende Abteilung und in einen oberen Teil mit Dolomitbänken und sandigen Schiefern ist überall im Gebiete der Mürtschendecke, z. B. auch in den Grauen Hörnern und in der Guppenrunse am Glärnisch, zu beobachten.

Eine wechselnde petrographische Ausbildung zeigt fast nur die oberste Abteilung, wo bisweilen kräftige Lagen von auffällig verrucanoartigen Schiefern auftreten und die Dolomitbänke verdrängen, wie die in Figur 51, C, dargestellte Schichtfolge beweist, die man oberhalb der Hütte von Stäfeli südlich vom Spitzmeilen beobachten kann:

a) Verrucano:

1. Lebhaft roter, glänzender, feinglimmeriger Verrucanoschiefer.
2. Roter Verrucanoschiefer, mit zahlreich eingelagerten dünnen Lagen und Knollen von weissem Quarz, die dem Gestein eine wellig-knollige Struktur verleihen.

b) Melsersandstein:

1. $1,_5$ m ziemlich feinkörniger, grauer bis violettgrauer, klotziger Quarzsandstein.
2. 2—$2,_5$ m roter, grünlichgrau gefleckter verrucanoartiger Schiefer, reich an feinen Quarzkörnern und weissen Glimmerschüppchen.
3. 0—$0,_3$ m rötlichgrauer, feinkörniger Quarzitsandstein.
4. Etwa 4 m grüne und rote, mehr oder weniger an Quarzkörnern reiche Schiefer mit einzelnen Quarzsandsteinlagen, in den obersten $1,_5$ m reich an weissen Quarzknollen und -streifen.

c) Rauhwacke, mit auffällig scharfem Kontakt direkt auf den roten quarzhaltigen Schiefern sitzend.

2. Glarnerdecke.

In der Glarnerdecke zeigt der Melsersandstein eine Gliederung, die bis in alle Details mit dem typischen Profile der Mürtschendecke übereinstimmt. So findet man am Nordwestrande von **Fässisalp**, südlich von der Furkel zwischen Hechlenstock und Heustock (Schildgruppe), folgende Schichtreihe (Figur 51, A):

a) Rotes Verrucanokonglomerat mit grünlichgrauen oder bräunlichgrauen Streifen, reich an groben, bis faustgrossen eckigen Einschlüssen. Die obersten 20—40 cm sind meist melsersandsteinartig, grünlichgrau, etwas eisenschüssig, reich an grossen Quarzbrocken, oft von grobschieferiger Textur.

b) Melsersandstein:

1. Etwa 7 m sehr dickbankiger, grobklastischer Quarzsandstein von derselben Beschaffenheit wie bei Mels und auf Vansalp. Die untersten 2 m sind reich an über nussgrossen Einschlüssen, der obere Teil gleichförmig grobkörnig mit nur vereinzelten nussgrossen Quarzbrocken und durch einige sehr dünne Quarzschieferlagen in deutliche Bänke geteilt.
2. $3_{,5}$—4 m Wechsellagerung von grünlichgrau anwitternden, inwendig weissgrauen oder bräunlichgrauen, etwas eisenschüssigen, ziemlich grobkörnigen Quarzsandsteinbänken mit grünlichgrauen, meist etwas rostigen Quarzsandsteinschiefern und roten sandigen Schiefern, die zuweilen in blassrote Sandsteine übergehen.
3. 4—5 m Wechsellagerung von grünlichgrau anwitternden, inwendig grünlichgrauen, weisslichgrauen oder etwas eisenschüssigen, ziemlich feinkörnigen Sandsteinbänken mit grünlichgrauen, mehr oder weniger eisenschüssigen sandigen Schiefern, vereinzelten feinsandigen roten Schieferlagen und dunkelgelben oder braungelben Dolomitbänken von 10—30 cm Dicke. — Scharfe Grenze gegen den darüber folgenden Rötidolomit.

3. Autochthones Gebiet.

Aus den Beschreibungen anderer Autoren und meinen eigenen lückenhaften Beobachtungen geht hervor, dass auch im autochthonen Gebiet im Liegenden des Rötidolomits eine Sandsteinstufe vorhanden ist, die wie der Melsersandstein der Glarner- und Mürtschendecke mit einer grobkörnigen Arkose oder Sandsteinbildung beginnt und nach oben durch eine Wechsellagerung von Sandsteinen, sandigen Schiefern und Linsen oder dünnen Bänken von Dolomit mit dem Rötidolomit verbunden ist. Tolwinski (**236,** p. 4 und 48) führt sie aus der Umgebung von Vättis unter dem Namen «oberer Quarzsandstein» an, macht aber keine näheren Angaben über ihre petrographische Beschaffenheit und lässt auch die Frage offen, ob sie das Äquivalent des permischen Verrucanos oder der untern Trias (Buntsandstein) sei. Blumenthal (**240,** p. 10 und 11) dagegen rechnet sie zur Trias und beschreibt sie aus der Gegend zwischen Luterzug und Hochwald im Calfeisental unter dem Namen «unterer Sandstein» als einen 3—4 m mächtigen, feinkörnigen Quarzsandstein, der sich konkordant an den Rötidolomit anschmiegt. Nach meinen Beobachtungen ist die Sandsteinstufe in der Umgebung von Vättis ziemlich allgemein als tiefstes Schichtglied der Sedimenthülle des Aarmassivs vorhanden. Am rechten Ufer des Kreuzbaches, in der Nähe des nach dem Gelbberg führenden Alpweges, beobachtete ich folgendes Profil:

1. Grau anwitternder, grobkörniger, hellgrauer Quarzsandstein; die Korngrösse ist im allgemeinen etwas geringer als in der Glarner- und Mürtschendecke, doch kommen auch bis nussgrosse eckige Quarzkörner vor; die dicken Bänke infolge Serizitgehalt zum Teil grobschieferig. Mächtigkeit 5—8 m, auf der linken Bachseite aber nur 3—5 m. Der scharfe Kontakt mit den darunterliegenden, steilgestellten Gesteinen des Zentralmassivs verläuft unregelmässig.
2. Blassrötliche bis gelbliche Kalksandsteine mit dünnen grünlichen oder gelblichgrünen schieferigen Zwischenlagen; etwa 4 m.
3. Kompakter, dickbankiger, dunkelgelb anwitternder Rötidolomit; etwa 50 m.

In ähnlicher Weise ist die Schichtgruppe auch auf der rechten Seite des Taminatales am Fusse des Calanda ausgebildet. Ich fand dort an einem Fusswege südlich vom Gnapperkopf unter dem Rötidolomit:

1. Etwa 3 m graugrüne Schiefer, mit messerscharfer, wellig unebener Grenze an den hangenden Rötidolomit grenzend, ziemlich reich an braun angewitterten kleinen Pyritwürfelchen und mit Linsen und dünnen Lagen eines feinsandigen Kalkes.

2. Weissgrauer Quarzsandstein, zum Teil infolge Quetschung von serizitisch glänzenden weissen Häuten durchzogen. Liegendes nicht aufgeschlossen.

Nach den Angaben von Blumenthal ist auf der Südseite von Ringelspitz und Calanda der Melsersandstein weniger deutlich oder gar nicht entwickelt; doch kann man in dem Profil, das er (**240,** p. 39) auf dem rechten Ufer des Lavoibaches an der Strasse zwischen Tamins und Trins beobachtete, in den beiden zwischen Rötidolomit und Verrucano liegenden Schichtgruppen: Wechsellagerung von Dolomit mit hellgrünen sandigen Schiefern, $1{,}_5$ m, und weisser, rostig anwitternder Quarzsandstein, 1 m, deutlich die obere und die untere Abteilung des Melsersandsteins erkennen. Wesentlich mächtiger fand ich dieselben Schichten etwa 400 m westlich von dieser Stelle, dicht oberhalb der Strasse Tamins-Trins in der Liegenschaft Fatschis, wo sie während des Baues der rhätischen Bahn durch einen kleinen Steinbruch aufgeschlossen wurden. Ich beobachtete dort von unten nach oben:

1. Prachtvoll weisser Quarzitsandstein [1]), durch einige hell bräunlichgraue, 10—15 cm dicke, tonige, serizitisch glänzende Zwischenlagen in Bänke von 30—60 cm Dicke geteilt. $3 + x$ m (das Liegende ist nicht aufgeschlossen).
2. Wechsellagerung von rostig anwitternden, von tonigen Lagen durchzogenen, dünnen dolomitischen Kalkbänken, rostigen Tonschiefern und aus Dolomitsplittern und Quarzkörnern bestehenden Breccien. Etwa $4{,}_5$ m. Hangendes durch Moräne verhüllt.

Auch im Gebiet der Sandalp am Tödi liegt zwischen dem Rötidolomit und den zentralmassivischen Gesteinen eine Schichtgruppe von wenigen Metern Mächtigkeit, die nach ihrer stratigraphischen Stellung und ihrem petrographischen Charakter mit dem Melsersandstein parallelisiert werden muss. Nach den Angaben von B. G. Escher (**241,** p. 142/143) besteht sie aus teils feinkörnigen, vorwiegend aber grobkörnigen Konglomeraten mit bis faustgrossen Geröllen. Aus der weitern Bemerkung, dass die Basisschichten des Rötidolomits Gerölle und rote, verrucanoartige Schiefereinschlüsse führen, darf man schliessen, dass auch hier zwischen dem eigentlichen Sandstein und dem Rötidolomit eine Übergangsbildung vorhanden ist, ähnlich wie in den untern helvetischen Decken.

Gleichen Alters mit unserem Melsersandstein ist wohl auch die Aufbereitungsschicht, die in den Urner- und Berneralpen am Kontakt zwischen dem Aarmassiv und der helvetischen Trias auftritt und vom Scheidnössli zwischen Erstfeld und Schattdorf im Reusstal wiederholt, zuletzt von W. Staub (**247,** p. 22—24), B. G. Escher (**241,** p. 161—165) und Alb. Heim (**279,** p. 436—438) eingehend beschrieben worden ist. Der etwa 1 m mächtige Arkosesandstein, der im Scheidnössli- und Haldeneggprofil (**279,** p. 436—438 und Figuren 5 und 6) über dem verwitterten Gneiss liegt, entspricht wohl genetisch der massigen Quarzitbreccie des Melsersandsteins, während die darüber folgende Wechsellagerung von Dolomitbänken mit dünnen Quarzitsandsteinbänken und Tonschieferlagen auffallend mit der obersten Schichtgruppe des Melsersandsteins der Glarner- oder Mürtschendecke übereinstimmt. In dem von P. van der Ploge (**259,** p. 200) aufgenommenen Profil durch die Trias von Bockiberg am Ostabhang des Schlossbergs westlich vom Reusstal erkennt man sogar dieselbe Dreiteilung, wie sie für den Melsersandstein der Glarneralpen charakteristisch ist: Quarzsandstein, Schiefer mit Sandsteinlagen und Dolomit mit Schiefer. An die oberste Abteilung unseres Melsersandsteins erinnern die von E. Gerber (**175,** p. 51/52) als Verrucano betrachteten, unmittelbar auf dem Gneiss des Aarmassivs sitzenden 2 m grünen dolomitischen Schiefer mit Sandsteinbänken in dem von ihm aufgenommenen Profil beim Schafläger auf der linken Seite des obern Lauterbrunnentals.

Aus einer Vergleichung der verschiedenen Profile ergibt sich, dass der Melsersandstein durch das ganze Gebiet der helvetischen Facies hindurch seinen petrographischen Charakter fast unverändert beibehält. Seine Faciesänderungen sind viel geringer als diejenigen des Verrucanos und bestehen grösstenteils in Mächtigkeitsschwankungen, für die wir noch eine Erklärung finden werden.

[1]) Nach den Untersuchungen des mineralogisch-petrographischen Instituts der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich ist das Gestein eine nur aus kataklastischem Quarz bestehende Quarzitbreccie, deren bis $1{,}_{35}$ mm grosse Körner durch Quarz und Serizit lückenhaft gebunden sind (**270,** II. Teil, p. 160).

c) Die Diskontinuität an der Basis des Melsersandsteins.

Im autochthonen Gebiet (Vättis, Sandalp, Reusstal, Berner Oberland) ruht der Melsersandstein auf der Denudationsfläche des prätriadischen herzynischen Gebirges auf; seine untere Grenze ist also hier eine Transgressionsgrenze. Sehr bemerkenswert ist nun die Tatsache, dass auch im Gebiet der Glarner- und Mürtschendecke, wo der Melsersandstein auf dem permischen Verrucano ruht, der Kontakt mit seinem Liegenden stets messerscharf und meistens etwas wellig uneben ist, so dass man auch hier auf einen Unterbruch in der Sedimentation schliessen darf. Eine $0,_3$—$0,_5$ m mächtige, bald eisenschüssig rostige, bald grün gefärbte, quarzkörnerreiche Sandsteinschicht, die an vielen Orten unter der Kontaktfläche den Abschluss des Verrucanos bildet, kann vielleicht als eine Verwitterungsschicht aufgefasst werden. Sehr merkwürdig ist ferner die Tatsache, dass an manchen Orten der Melsersandstein zwischen dem Verrucano und der Rötigruppe auskeilt und dann nach einem Unterbruch von einigen hundert Metern sich wieder einstellt. Man beobachtet dieses Auskeilen oft in Gebieten von sehr ruhiger tektonischer Lagerung, in der Spitzmeilengruppe z. B. westlich von Banüöl, ferner auf Vansalp im Hintergrunde des Schilsbachtales, wo auf mehrere Kilometer Länge Verrucano und Trias ohne jegliche Faltung dahinziehen. Am Westrand von Fässisalp (Glarnerdecke) [1]) bleibt er auf einige hundert Meter Länge im Scheitel eines Gewölbes gänzlich aus, während er nördlich und südlich davon unter den gleichen tektonischen Bedingungen in normaler Mächtigkeit ausgebildet ist. Die Lückenhaftigkeit der Verbreitung des Melsersandsteins kann daher kaum als Folge der Ausquetschung bei der Gebirgsfaltung erklärt werden; sie scheint eher eine stratigraphische Erscheinung zu sein. Dafür spricht noch die weitere Erscheinung, dass überall dort, wo der Melsersandstein auskeilt, zuerst die untersten Schichten ausbleiben und die oberen Teile am längsten aushalten. Endlich beobachtete ich an mehreren Stellen eine deutliche Diskordanz zwischen dem Verrucano und dem vollständig entwickelten Melsersandstein. So stossen im zirkusförmigen Hintergrunde des Klotales (südwestlich von der Mürtschenalp) unter dem Scheitel des Weisskammes die Verrucanoschichten mit ihrem regelmässigen Wechsel von roten Schieferbändern und grauen Sandsteinlagen sehr auffällig unter schiefem Winkel auf die Basis des Melsersandsteins (Tafel 23, Figur 1), und dieselbe Erscheinung zeigt sich auch am Südostende des Hechlenstocks und am Schafläger.

Aus diesen Beobachtungen darf man den Schluss ziehen, dass vor der Ablagerung der Trias ein Unterbruch in der Sedimentation, verbunden mit einer teilweisen Abtragung des Verrucanos, eingetreten ist und dass der Melsersandstein stellenweise gar nicht oder erst gegen das Ende der untern Trias zum Absatz kam. Auf diese Weise lässt sich auch die ungleichförmige, zwischen 0 und zirka 20 m wechselnde Mächtigkeit der Quarzitbreccie, die den untern Teil des Melsersandsteins bildet, erklären. Der vielfache Wechsel von Dolomitbänken mit sandigen und tonigen Zwischenlagen und besonders auch die von Arnold Heim (**274,** p. 154—156) am Scheidnössli im Reusstal gefundenen Rippelmarken auf den Schichtflächen des Rötidolomits sprechen dafür, dass der obere Teil des Melsersandsteins eine Seichtseebildung ist. Er ist der erste marine Niederschlag im helvetischen Faciesgebiet, das während der Permzeit ein wahrscheinlich in allmählicher Senkung begriffenes Festland gewesen war und nun zur Zeit der untern Trias langsam ins Meer untertauchte. Die Quarzitbreccie, mit der der Melsersandstein beginnt, ist vielleicht noch eine festländische Bildung. In diesem Fall fällt es jedoch schwer, seine Diskontinuität gegenüber dem Verrucano zu erklären und sich von seinen Absatzbedingungen eine klare Vorstellung zu machen.

3. Die Rötigruppe.

(Rötidolomit und Rauhwacke.)

Die Rötigruppe ist die mächtigste und auffallendste Abteilung der helvetischen Trias. Bald ist sie in ihrer Gesamtheit als Rötidolomit im engern Sinne, d. h. als dichter dolomitischer Kalkstein ausgebildet, bald ist ein Teil derselben durch Zellendolomit (Rauhwacke) ersetzt. Aus den Spe-

[1]) In der Geologischen Karte der Glarneralpen ist der Melsersandstein hier irrtümlicherweise lückenlos angegeben.

zialprofilen wird sich ergeben, dass diese beiden Facies innerhalb der Glarneralpen in viel gesetzmässigerem Wechsel auftreten, als man nach den ältern Darstellungen schliessen möchte.

Der Rötidolomit oder Rötikalk hat seinen Namen durch Arnold Escher von der Linth nach der Röti, einer Terrasse zwischen der oberen Sandalp und dem Bifertenalpeli am Nordostfusse des Tödi, erhalten. Die von Mösch (**78**) angewendete Bezeichnung Vanskalk nach der Vansalp in der Spitzmeilengruppe hat keine allgemeine Verwendung gefunden.

a) Spezialprofile.

1. Autochthones Gebiet.

Im autochthonen Gebirge zwischen Reuss- und Rheintal ist die Rötigruppe nach den Darstellungen von Albert Heim (**70** und **121**), W. Staub (**247**), Tolwinski (**236**), Blumenthal (**240**), B. G. Escher (**241**) und nach meinen eigenen Beobachtungen überall in ihrer Gesamtheit als dichter, gut gebankter, lebhaft rötlichgelb angewitterter Rötidolomit, niemals als Rauhwacke ausgebildet. Während er im Reusstal nach W. Staub (**247**, p. 24 und 25) im Maximum 17 m mächtig ist und unter dem Scheitel der Windgällenkette gänzlich fehlt, ist er im Tödigebiet im allgemeinen in einer Mächtigkeit von 30—50 m entwickelt und in der Umgebung von Vättis mindestens 50 m, bei Tamins und Trins im Vorderrheintal 40—50 m mächtig.

2. Glarnerdecke.

In der Glarnerdecke tritt die Rötigruppe überall in derselben Facies und ungefähr in derselben Mächtigkeit auf wie im östlichen Teil des autochthonen Gebietes. Die ausgedehntesten Aufschlüsse bietet er hier auf Fässisalp und Walenfässis im südlichen Teil der Schildgruppe. Im obern Teil von Fässisalp beobachtet man folgendes Profil (Figur 54, A, p. 233):

1. Über den Übergangsschichten im Dache des Melsersandsteins 40—50 m dichter Rötidolomit (R_1 in Figur 54), in 20—50 cm dicke Bänke abgeteilt, leuchtend weissgelb und staubig anwitternd, inwendig hell bläulichgrau, sehr zähe, reich an Quarzadern, die an der verwitterten Oberfläche in Form von verzweigten Leisten vorragen.

2. Übergangsschichten gegen den Quartenschiefer (R_2):

a) $0{,}_5$—$1{,}_5$ m dunkelgelb anwitternde Dolomitbänke, reich an vorragenden grauen Kieselknauern und Kieselschnüren.

b) 2—4 m lebhaft gelb anwitternde Dolomitbänke, reich an kiesligen Schnüren und Knauern, inwendig gelblichgrau bis violettrot, reichlich durchzogen von roten Flecken und Streifen, lokal in rote tonige Schiefer übergehend mit reichlich eingelagerten, gelblich anwitternden, inwendig violetten Dolomitknollen.

c) 1—3 m normaler, inwendig blaugrauer, aber etwas schmutzig grau anwitternder Dolomit mit Kieselknauern, zu oberst oft mit blaugrünen oder rötlichen Schiefereinlagerungen.

Die Übergangsschichten sind sehr wechselvoll ausgebildet, aber stets durch ihren Reichtum an Kieselkonkretionen und durch rote Schiefereinlagen ausgezeichnet. Sie bilden am Rande der leuchtend weissgelben Dolomitfläche ein durch seine dunklere Färbung auffallendes Band.

3. Mürtschendecke.

a) Normalprofil.

Die Facies der Rötigruppe in der Mürtschendecke ist durch das Auftreten einer mächtigen Rauhwackebildung ausgezeichnet, die meistens den ganzen untern und mittleren Teil der Schichtgruppe einnimmt. Auf der Ostseite des Mürtschenstocks, auf Bärenboden (Meerenalp) und im ganzen mittleren und südlichen Teil der Magereu-Guschagruppe kann man folgende Schichtreihe feststellen (Tafel 26, Figur 1):

1. Rauhwacke, direkt auf den Übergangsschichten im Dache des Melsersandsteins liegend. Ihre Mächtigkeit ist sehr wechselnd; selten sinkt sie unter 30 m, öfters aber schwillt sie auf 100 und mehr Meter an. Oft sind dünne (5—15 cm) Bänke von kompaktem Dolomit in den Zellendolomit eingelagert, die von bräunlichgrauen, dünnen Tonlagen durchzogen sind, oft etwas brecciöse Struktur zeigen und ohne scharfe Grenze in den Zellendolomit übergehen. Die Hauptmasse der Rauhwacke stellt eine Breccie dar, bestehend aus regellos gelagerten eckigen Brocken und Splittern von teils hell gelblichgrauem, zum Teil auch dunkel gelbgrauem Dolomit, die in eine dolomitische und löchrig ausgelaugte Grundmasse eingebettet sind. Die Zellen sind meistens mit kleinen bräunlichen Dolomitkristallen austapeziert oder mit gelbbraunem Dolomitstaub ausgefüllt. Als Gemengteile der Breccie beobachtet man häufig kleine Bruchstücke von dunkelrotem, bisweilen auch von grünem Tonschiefer vom Habitus des Verrucanoschiefers. Sie sind häufig so klein, dass man sie erst mit der Lupe findet; in der Regel erreichen sie kaum 1 cm Länge; an der Schönegg östlich vom Spitzmeilen fand ich jedoch in der Rauhwacke viele rote und grüne Schieferbruchstücke von 30—60 cm Länge. Ferner finden sich in den tiefsten Rauhwackeschichten, an der Grenze gegen den Melsersandstein, fast immer eckige Trümmer eines dunkel braungrauen Sandsteins in Form

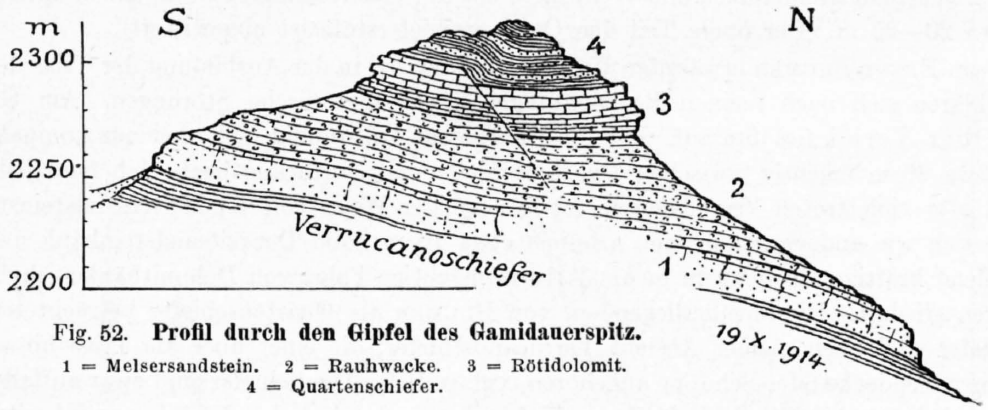


Fig. 52. **Profil durch den Gipfel des Gamidauerspitz.**
1 = Melsersandstein. 2 = Rauhwacke. 3 = Rötidolomit.
4 = Quartenschiefer.

von teils kleinen Splittern, teils bis 50 cm grossen Brocken [1]). Auf der Madterrasse östlich vom Walenkamm (Weisstannental) ist die Rauhwacke besonders in den untersten 10—20 m eine typische Dolomitbreccie, reich an bunten Schieferstücken und im tiefsten Teil auch mit braunen Sandsteinbrocken. Vollgespickt von roten und blaugrünen Schieferstücken ist sie an den Ufern des Madseeëlis. Am Gipfel des Weissmeilen und am Gypsgrat ist die Rauhwacke gipshaltig.

Nach oben geht die Rauhwacke durch eine etwa 2 m mächtige Übergangsbildung, bestehend aus dünnen, etwas brecciösen und von braungrauen tonigen Häuten durchzogenen Dolomitbänken über in:

2. Dichter Rötidolomit, 12—15 m, stellenweise auch 20—25 m mächtig, in 30—50 cm dicke Bänke gegliedert, hell gelblichgrau und staubig anwitternd, inwendig hell bläulichgrau. Die obersten Bänke sind ziemlich reich an grau und rissig anwitternden, vorragenden Kieselknauern und enthalten stellenweise auch eckige Brocken von leuchtend rotem Kiesel.

3. Als Übergangsschicht gegen den Quartenschiefer beobachtet man öfters, besonders schön auf der Terrasse am Südostfusse des Spitzmeilen, südlich von P. 2211 m, eine $0{,}_5$—2 m dicke prachtvolle Breccienbank, bestehend aus eckigen oder undeutlich gerundeten Trümmern von hell bläulichgrauem, gelbgrauem oder violettem Dolomit, roten Schieferstücken, weissgrauen und intensiv roten Quarzkörnern und violettem, braun anwitterndem, feinkörnigem Sandstein, eingebettet in eine blassrote, sandige Grundmasse, die aus sandfeinen Splittern derselben Gesteine besteht, denen die grösseren Trümmer angehören. Die Dolomittrümmer sind in der Mehrzahl kleine Splitter, viele sind faustgross, einzelne bis 30 cm lang. Als Liegendes dieser Breccienbank zeigt sich öfters eine dünne rote Schieferlage von Quartenschiefertypus.

[1]) Schon Arnold Escher (**20**, p. 71) hatte Bruchstücke von rotem Schiefer in der Rauhwacke am Weissmeilen beobachtet, und ebenso war C. Mösch (**78**, p. 172) die Breccienstruktur der Rauhwacke und das Vorkommen von roten Schieferstücken in der Breccie aufgefallen.

b) Die Rötigruppe in den Grauen Hörnern.

Aus den Mitteilungen von Ernst Blumer (**204,** p. 207) und Tolwinski (**236,** p. 49 und 50) über die Stratigraphie der Triasreste, die auf dem Verrucano der Grauen Hörner erhalten geblieben sind, scheint hervorzugehen, dass in diesem Gebiete die Rötistufe sehr wechselvoll ausgebildet und insbesondere die Rauhwacke nur stellenweise vorhanden sei. Nach meinen Beobachtungen besitzt jedoch die Trias hier dieselbe Gliederung wie am Mürtschenstock und im Spitzmeilengebiet, namentlich hebe ich hervor, dass auch hier über den dünnen Dolomitbänken und Quarzitschieferlagen im Dache des Melsersandsteins stets Rauhwacke folgt. So zeigt die Trias am Gipfel des Gamidauerspitz folgende Schichtreihe (Figur 52):

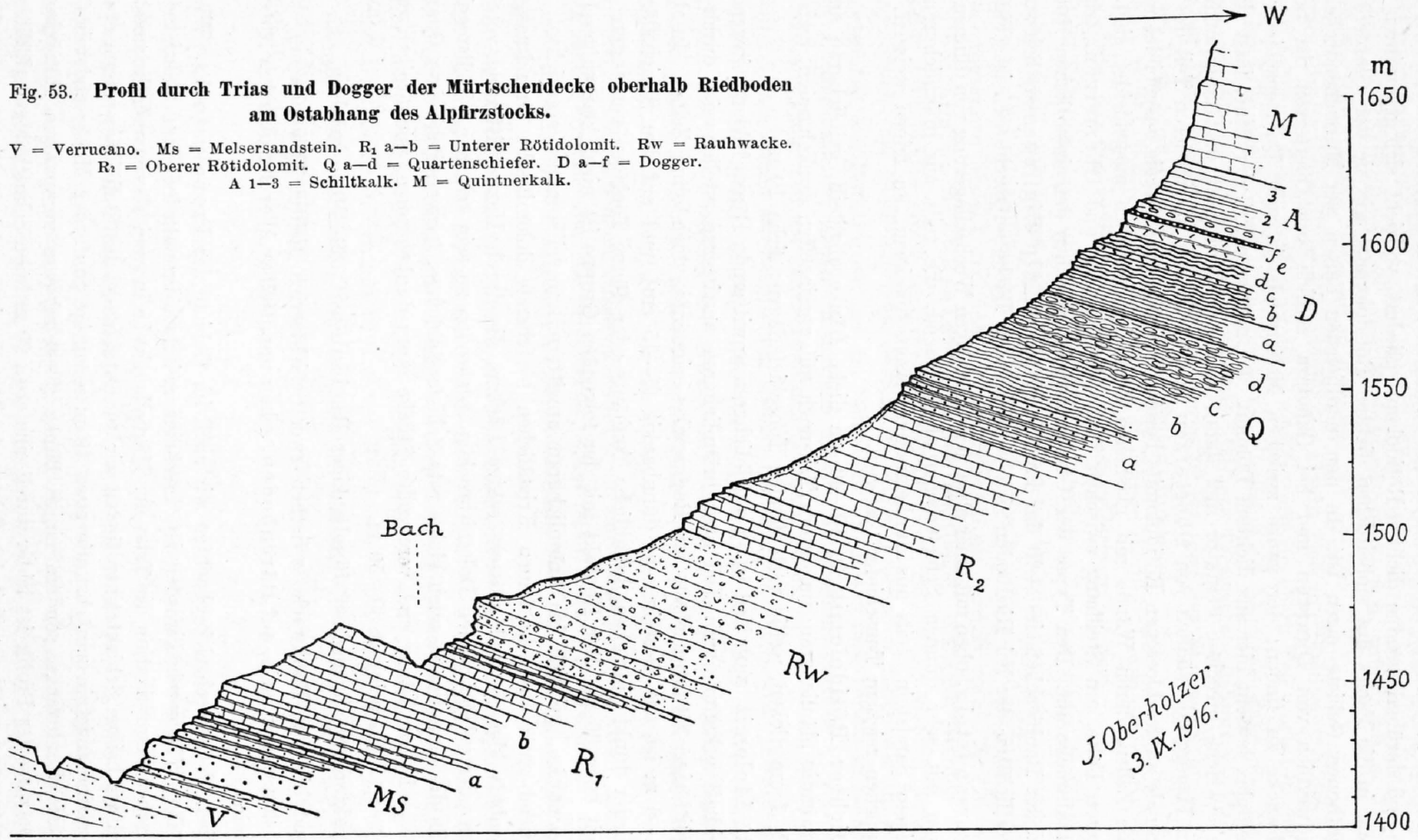
1. Melsersandstein; massiger weissgrauer Quarzsandstein. Die Dolomitbänke und Quarzitschieferlagen in seinem Dache sind grösstenteils durch Schutt verhüllt und können höchstens 3 m mächtig sein. Zirka 15 m.
2. Rauhwacke, typisch, 50—60 m.
3. Rötidolomit, im untern Teil dünnbankig, oben in etwas dickere Bänke abgeteilt, etwa 20 m.
4. Quartenschiefer. Lebhaft violettrote Schiefer mit eingelagerten teils weissen, teils blassroten Quarzsandsteinbänken und verrucanoartigen, violettroten, grobkörnigen sandigen Schiefern. Etwa 20—25 m. Der obere Teil der Quartenschieferstufe ist abgewittert.

Die von Ernst Blumer erwähnten Unregelmässigkeiten in der Ausbildung der Trias der Grauen Hörner erklären sich nach meinen Beobachtungen durch tektonische Störungen. Am Grat westlich von Ober-Vermi fiel ihm auf, dass die Rauhwacke vollständig fehlt und nur kompakter Rötidolomit, etwa 20 m mächtig, zwischen Quartenschiefer und Verrucano liegt. Ich fand jedoch auch hier den düster violettroten Verrucanoschiefer in normaler Weise von der Melsersandsteinstufe überlagert, die sich wie anderwärts in eine massige, etwa 10 m hohe Quarzitsandsteinbank und in eine hier auffallend kräftige, doch kaum mehr als 10 m mächtige Folge von Dolomitbänken und Quarzitschieferlagen gliedert. Die darüberliegenden, von Blumer als Quartenschiefer betrachteten violettroten Schiefer sind nach meiner Ansicht Verrucanoschiefer, die einer über die Trias hinweggeschobenen kleinen Teildecke oder Schuppe angehören (vgl. p. 164). Die Schiefer sind zwar auffallend weich und fein, entbehren aber der dem Quartenschiefer eigenen leuchtenden Färbung und besitzen, wenn auch spärlich, weisse Glimmerschüppchen wie die Verrucanoschiefer dieser Gegend. Auch fehlen die Kalkkonkretionen und die im untern Teil der Quartenschiefer sonst stets vorhandenen Sandsteinbänke. Dieselbe Erscheinung wiederholt sich 1 km östlich von Ober-Vermi, auf der Scheitelfläche des Garmil (Tafel 29, Figur 1), wo diskordant auf den Dolomitbänken im obern Teil der Melsersandsteinstufe eine etwa 4—6 m mächtige Folge von düster violettroten Schiefern ruht, die petrographisch vollkommen mit den Verrucanoschiefern im Liegenden des Melsersandsteins übereinstimmen. Die Unvollständigkeit des Triasprofils wird also an beiden Stellen dadurch bedingt, dass die Triasschichten lokal durch die Überschiebungsfläche einer vom Verrucano abzweigenden kleinen Teildecke oder Schuppe schief abgeschnitten werden.

In ähnlicher Weise erklärt sich das von E. Blumer erwähnte Fehlen des Rötidolomits zwischen Rauhwacke und Quartenschiefer am Fürggli, der flachen Einsenkung zwischen Garmil und Burst (Tafel 29, Figur 1). Bei genauerer Untersuchung findet man, dass schon dicht nördlich vom Fürggli an beiden Abhängen des Bergrückens die etwa 70 m mächtige Rauhwacke in normaler Weise von 10—15 m kompaktem Rötidolomit überlagert wird, deren Bänke mit 15—20° Neigung nach N sinken. Auf der Ostseite des Fürggli, kaum 2 m unter dem Sattel, sieht man die Dolomitbänke mit etwas undeutlicher knieförmiger Biegung plötzlich abbrechen. Die Rauhwacke steigt vom Fürggli her auf die tektonisch abgeschnittenen Schichtenköpfe des Rötidolomits hinauf, tritt mit den normal über letzterm folgenden Quarzitbänken der Quartenschieferstufe in Berührung und bildet etwas nördlich davon auf dem Scheitel des Bergrückens eine etwa 30 m lange und 2—4 m mächtige Decke, die im S auf den Quarzitbänken des untern Quartenschiefers, im N auf den leuchtend roten Schiefern des obern Teils dieser Stufe aufruht. Es ist also auch hier das normale Triasprofil der Mürtschendecke vorhanden; der kompakte Rötidolomit fehlt am Fürggli auf einer nur wenige Meter breiten Stelle nur deshalb, weil hier vom Rücken der Trias eine kleine liegende Falte mit zerrissenem Mittelschenkel abzweigt.

Fig. 53. **Profil durch Trias und Dogger der Mürtschendecke oberhalb Riedboden am Ostabhang des Alpfirzstocks.**

V = Verrucano. Ms = Melsersandstein. R_1 a—b = Unterer Rötidolomit. Rw = Rauhwacke. R_2 = Oberer Rötidolomit. Q a—d = Quartenschiefer. D a—f = Dogger. A 1—3 = Schiltkalk. M = Quintnerkalk.



c) Erstes Auftreten der Rauhwacke.

Während die Rötigruppe im mittleren und südlichen Teil der Mürtschendecke sich überall in Rauhwacke und darüberliegenden dichten Rötidolomit gliedert, vollzieht sich gegen ihren Nordrand der Übergang in die Facies des einheitlichen dichten Rötidolomits, wie sie der Glarnerdecke und dem autochthonen Gebiete eigen ist. In den nördlichsten Falten der Mürtschendecke, auf Alp Nüchen südwestlich von Quarten und bei Gafadura südlich von Oberterzen, ist noch keine echte Rauhwacke zu finden; der ganze zwischen Melsersandstein und Quartenschiefer liegende Schichtenkomplex besteht hier aus dichtem Dolomit. Im mittleren Teil der Stufe lässt sich jedoch stellenweise etwelche brecciöse Struktur und damit eine Annäherung an die Rauhwackefacies erkennen. Im Hageggwald südlich von Oberterzen sind die Bänke im mittleren Teil des als Kern einer Antiklinale aufgeschlossenen Rötidolomits bereits als splitterige Breccie ausgebildet und zeigen oft deutliche Zellen, deren Wände mit glashellen Dolomitkriställchen ausgekleidet sind. In der nächst höheren Falte, am Steilhang zwischen Unter-Molseralp und Oberterzen, tritt bereits mächtige Rauhwacke auf. Den Typus der Übergangsfacies zwischen der einheitlichen Rötidolomitbildung und der Rauhwackefacies stellt das Profil dar, das auf Alp Biglingen südlich von Mühlehorn am westlichsten der bei Riedboden sich vereinigenden Bäche aufgeschlossen ist (Figur 53):

1. Melsersandstein, oben mit einer etwa 6 m mächtigen Wechsellagerung von dünnen Dolomitbänken mit sehr dünnen Schieferlagen abschliessend, die teils aus bräunlichgrauem, feinkörnigem Sandstein, teils aus dunkelgrauem, eisenschüssigem, an feinen weissen Glimmerschüppchen reichem Tonschiefer bestehen.
2. *a)* Dichter Rötidolomit, in 10—40 cm dicke Bänke abgeteilt, gelblichgrau anwitternd, inwendig bläulichgrau, im untern Teil noch mit vereinzelten dunkelgrauen, meist weniger als 1 cm dicken, wellig verlaufenden Tonschieferlagen; zirka 10 m.

   b) Rötidolomit, zum Teil wie 2 *a* gelblichgrau anwitternde Bänke bildend, inwendig dicht, lebhaft gelbgrau, zum Teil aber bräunlichgrau anwitternd, stellenweise durch brecciös-splitterige Struktur etwas an Rauhwacke erinnernd, doch ohne Zellen. In den obern 5—6 m ist das Gestein sehr dünnbankig (5—15 cm), und auf den Schichtflächen sind wieder dunkle, oft etwas bräunliche Tonhäute oder dünne Tonlagen vorhanden. Mächtigkeit etwa 30 m. Der Kontakt mit der folgenden Gruppe ist nicht klar aufgeschlossen.
3. Rauhwacke, gelblich bis bräunlichgrau anwitternd, unvollkommen geschichtet. Die anscheinend ganz aus sehr feinen Kriställchen bestehende dolomitische Grundmasse enthält massenhaft kleinere und grössere eckige Lücken, die durch Herauswitterung von bläulichgrauen oder gelblichgrauen Dolomitbrocken entstanden zu sein scheinen. Stellenweise findet man in die Grundmasse auch kleine rote Schieferstückchen, ferner milchweisse Quarzbrocken von $0{,}_5$—$1{,}_5$ cm Länge und vereinzelte Stücke eines dunkelgrauen, feinkörnigen Sandsteins eingebettet. Mächtigkeit 30—50 m.
4. Kompakter, im allgemeinen dünnbankiger Rötidolomit, 30—50 m mächtig.

Während hier die Rauhwacke zwischen zwei Schichtserien dichten Dolomits eingelagert ist, beginnt sie 1 km weiter im S, auf Bärenboden, schon unmittelbar über der obersten Abteilung des Melsersandsteins.

Denselben Facieswechsel beobachten wir auch im Gebiete des Fronalpstocks. Wie im tektonischen Teil (p. 77) gezeigt worden ist, erscheint zwischen Fronalpstock und Fähristock infolge einer tektonischen Komplikation die Trias der Mürtschendecke in zwei übereinanderliegenden Serien. In der tiefern der beiden Schichtreihen finden wir am Ostabhange des Stelli über rotem, etwas schieferigem Verrucanosandstein zunächst die etwa 10 m mächtige Stufe der Melsersandsteine, darüber nicht sofort die Rauhwacke, sondern einige Bänke (3—4 m) von kompaktem Rötidolomit. Die weitere Fortsetzung des Profils ist leider durch eine etwa 20 m hohe Schutthalde verhüllt. Darüber folgt, den untern und mittleren Teil der Felswand bildend, mit der das Stelli gegen den Kessel von Spannegg abfällt, eine wohl 30 m mächtige Folge von dichten Rötidolomitbänken und hierauf im

oberen Teil dieser Wand die Stufe der Quartenschiefer. Gehen wir dem Fusse der Wandstufe entlang südwärts, so können wir nach kaum 100 m folgende Schichtreihe feststellen:

1. Melsersandstein.
2. Kompakter Rötidolomit, in einer Mächtigkeit von 5—8 m aufgeschlossen.
3. Typische Rauhwacke, etwa 10 m mächtig.
4. Rötidolomit, die südliche Fortsetzung des untern Teils der Stelliwand bildend, 25—30 m, etwas weiter im S nur noch etwa 10 m mächtig und im obern Teil stark brecciös.
5. Rauhwacke wie 3, etwa 10 m, bildet am Steilhang ein begrastes Band, das am Nordende durch eine kleine, mit Rötidolomitblöcken bestreute Terrasse abgeschnitten wird. Nordwärts streicht diese Schichtgruppe dann in den mittleren Teil der Stelliwand hinein, erscheint aber dort bereits als kompakter Rötidolomit.
6. Dichter Rötidolomit, mindestens 30 m; die untern 8—10 m bilden den obern Teil des Felsbändchens, das den südlichsten Teil des Spanneggtälchens begrenzt.

Es bleibt leider ungewiss, ob die tiefere der beiden Rauhwackezonen dieses Profils (3) auch noch unter der Schutthalde am Fusse der Stelliwand vorhanden ist oder dort bereits durch kompakten Rötidolomit ersetzt ist. Jedenfalls aber ist festgestellt, dass hier die Rötistufe noch vorwiegend aus dichten Dolomitbänken besteht und dass in der Richtung von N nach S ein auffallend rascher Übergang in die Rauhwackefacies stattfindet. Offenbar werden die Schichtgruppen 2 und 4 des obigen Profils nach S hin auch bald durch Rauhwacke ersetzt, denn in der über dem Quartenschiefer des Stelli folgenden oberen der beiden Triasserien finden wir am Südfusse des Fronalpstockgipfels, am Fronalppass und am Fähristock die Rötigruppe bereits in mächtige Rauhwacke und darüberliegenden weniger mächtigen dichten Rötidolomit gegliedert, wie dies für den mittleren und südlichen Teil der Mürtschendecke charakteristisch ist.

Aus den vorstehenden Beobachtungen scheint hervorzugehen, dass das Faciesgebiet der alpinen Rauhwacke seine Nordgrenze im nördlichen Teil der Mürtschendecke besitzt und dass hier der Übergang in die Facies des einheitlichen dichten Rötidolomits sich vollzieht. Ich muss jedoch auf einige Tatsachen aufmerksam machen, durch welche dieser Satz eine Einschränkung erfährt:

1. In den verkehrtliegenden Triasschichten, die auf der Ostseite der Grauen Hörner stellenweise unter dem Verrucano der Mürtschendecke hervortreten, erscheint südwestlich von Gargums eine Strecke weit eine etwa 6 m mächtige Rauhwackelage zwischen Melsersandstein und dichtem Rötidolomit.

2. Auf der Mürtschenalp ist etwa 400 m südwestlich von den Hütten von Unterstafel auf dem rechten Ufer des von Tschermannen kommenden Baches im untern Teil des zur Glarnerdecke gehörenden dichten Rötidolomits eine Strecke weit eine Bank typischer Rauhwacke aufgeschlossen [1]).

3. Am Nordostrande von Walenfässis (Schildgruppe) ist an einer Stelle eine 2 m dicke Linse von typischer Rauhwacke in den untern Teil des Rötidolomits der Glarnerdecke eingeschaltet.

Wir müssen hieraus schliessen, dass es schon in Gebieten, die ursprünglich weit nördlich vom Nordrand des Mürtschendeckengebietes lagen, hie und da in beschränktem Masse zur Ausbildung von Rauhwacke gekommen ist.

4. Axendecke.

In der Axendecke ist ein vollständiges und klares Profil der Rötidolomitstufe schwierig zu gewinnen, weil ihre Basis durch eine Überschiebungsfläche gebildet wird und durch Verquetschung Störungen des normalen Profils entstanden sein können. Sicher ist jedoch, dass auch hier wie in der Mürtschendecke die Rauhwacke die Hauptmasse der Stufe ausmacht. Der dichte Dolomit im Dache derselben scheint weniger kräftig entwickelt zu sein als in der Mürtschendecke oder stellenweise ganz zu fehlen.

[1]) Diese Rauhwackebank ist leider auf der Geologischen Karte nicht angegeben, da ich sie erst im Herbst 1916 entdeckte.

Auf der Klausenpasshöhe finden wir dicht südlich von der Strasse über dem Lochseitenkalk zunächst einige Meter typischen Zellendolomit, in den einzelne Lagen von dichtem Dolomit eingeschaltet sind, die jedoch durch zahlreiche Klüfte in kleine eckige Stücke zerfallen. Nach oben ist das Gestein mehr als löcherige Breccie ausgebildet; in die zellig zerfressene dolomitische Grundmasse sind in Menge scharf umrandete eckige, teils hell gelbgrau, teils dunkelgelb anwitternde Dolomittrümmer und stellenweise reichlich blaugrüne und rote Tonschieferpartikelchen eingelagert. In der Bachfurche am Südrande der Strasse beobachtet man als Abschluss der Rauhwacke eine dünne Lage einer aus Dolomittrümmern und roter toniger Grundsubstanz bestehenden Breccie. Darüber folgt unmittelbar der Quartenschiefer. Die kompakten Dolomitbänke, die in der Mürtschendecke die Stufe nach oben abschliessen, fehlen hier entschieden. Die Mächtigkeit beträgt auf der Klausenpasshöhe nur 6—8 m, schwillt aber ostwärts gegen Vorfrutt hin auf wohl 20—30 m an.

b) Entstehung der Rauhwacke.

Die Rauhwacke ist nicht bloss am Mürtschenstock, in der Spitzmeilengruppe und am Klausenpass, sondern auch am Glärnisch (Guppenruns) und in der Kärpfgruppe (Haslerbach) durch ihre Breccienstruktur und den Gehalt an farbigen Schieferstücken und andern fremdartigen Gemengteilen ausgezeichnet. Nach Hoek (**187,** p. 16 und 17) enthält auch die «untere Rauhwacke» der Strela-Amselfluhkette (ostalpine Decke im Plessurgebirge), die wahrscheinlich mit der Rauhwacke des helvetischen Faciesgebietes zu parallelisieren ist, Bruchstücke von Verrucano, und nach Spitz und Dyhrenfurth (**271,** p. 45 und 53) liegen ebenso in den Rauhwacken der ostalpinen Trias der Engadineralpen Brocken von roten, grünen und schwarzen Tonschiefern und Fragmente von Buntsandstein, Kalk und Dolomit. Ebenso erwähnt Zyndel (**260,** p. 15) Fetzen von grünen Schiefern in der untern Rauhwacke der Aeladecke (Teildecke der untern ostalpinen Decke). Schon Kaufmann (**110,** p. 107) beobachtete bunte Tonschieferstücke in den Zellräumen der Rauhwacke des Arvigrates bei Kerns (Klippendecke). Die Rauhwacke scheint also nicht bloss im helvetischen Faciesgebiet, sondern auch im Gebiete der penninischen und ostalpinen Decken vorwiegend den Charakter eines Trümmergesteins zu besitzen. Es ist schwierig, sich von ihrer Entstehungsweise eine Vorstellung zu machen. Bedenkt man, dass sie, abgesehen von den oben angeführten lokalen Vorkommnissen, im nördlichen Teil des helvetischen Faciesgebietes selbst an Stellen stärkster Dislokation völlig fehlt, dagegen vom nördlichen Teil der Mürtschendecke an nach S hin stets den untern und mittleren Teil der Rötigruppe bildet, während ihr oberster Teil, ganz unabhängig von der Intensität der Dislokation, kompakter Rötidolomit bleibt, so muss man die Ansicht, das Auftreten der Rauhwacke sei an Gebiete starker Dislokation gebunden, ablehnen. Die Struktureigentümlichkeiten der Rauhwacke sind, wenigstens in unserem Untersuchungsgebiet, keine tektonische, sondern eine stratigraphische Erscheinung. Um die cavernöse und brecciöse Struktur zu erklären, nahmen Spitz und Dyhrenfurth an (**271,** p. 53), das Gestein habe zunächst durch Auslaugung einen Teil seines Gips- und Kalkgehaltes verloren, und es sei dann die porös ausgelaugte Masse durch den Gebirgsdruck in eine Dolomitbreccie verwandelt worden. Allein auch diese Hypothese befriedigt nicht und vermag namentlich den Gehalt an bunten Schieferstücken und andern fremdartigen Einschlüssen durchaus nicht zu erklären. Welche Umstände auch die besondere Struktur der Rauhwacke bedingt haben mögen, so scheinen doch diese Einschlüsse darauf hinzudeuten, dass sie eine küstennahe Seichtmeerbildung ist. Der Ablagerung des darüber folgenden kompakten Rötidolomits ging vielleicht eine Senkung des Meeresbodens voraus.

4. Quartenschiefer.

a) Benennung.

Arnold Escher hat diese Schichtgruppe nach dem Dorfe Quarten am Südufer des Walensees benannt. Sie bildet in weiter Ausdehnung den Felsgrund der Terrasse, auf der das Dorf steht, und des Abhanges südlich von demselben, ist aber grösstenteils von Moräne verhüllt, so dass hier kein vollständiges Profil derselben beobachtet werden kann.

b) Spezialprofile.

1. Autochthones Gebiet.

Diese oberste Abteilung der helvetischen Trias ist nach Albert Heim (**70**) in der autochthonen Tödikette in Form von violettroten, weichen Tonschiefern, die öfters Dolomitknollen einschliessen, ausgebildet und mit dem liegenden Rötidolomit durch eine ähnliche Übergangsschicht verbunden wie in der Glarnerdecke. Die Stufe erreicht jedoch nur selten 10—20 m Mächtigkeit, häufig ist sie nur 1—2 m dick und fehlt oft ganz.

Nach Blumenthal (**240,** p. 11—13) stellt sie im autochthonen Gebiet bei Vättis und Tamins eine nach Mächtigkeit (0—20 m) und Gesteinsfolge sehr schwankende Wechsellagerung von roten, grünen und schwarzen Tonschiefern mit weissen oder grünlichen Quarzsandsteinen und Dolomitbreccien dar, zu denen sich auf der Rheintalseite bei Tamins und Reichenau öfters Ottrelithschiefer

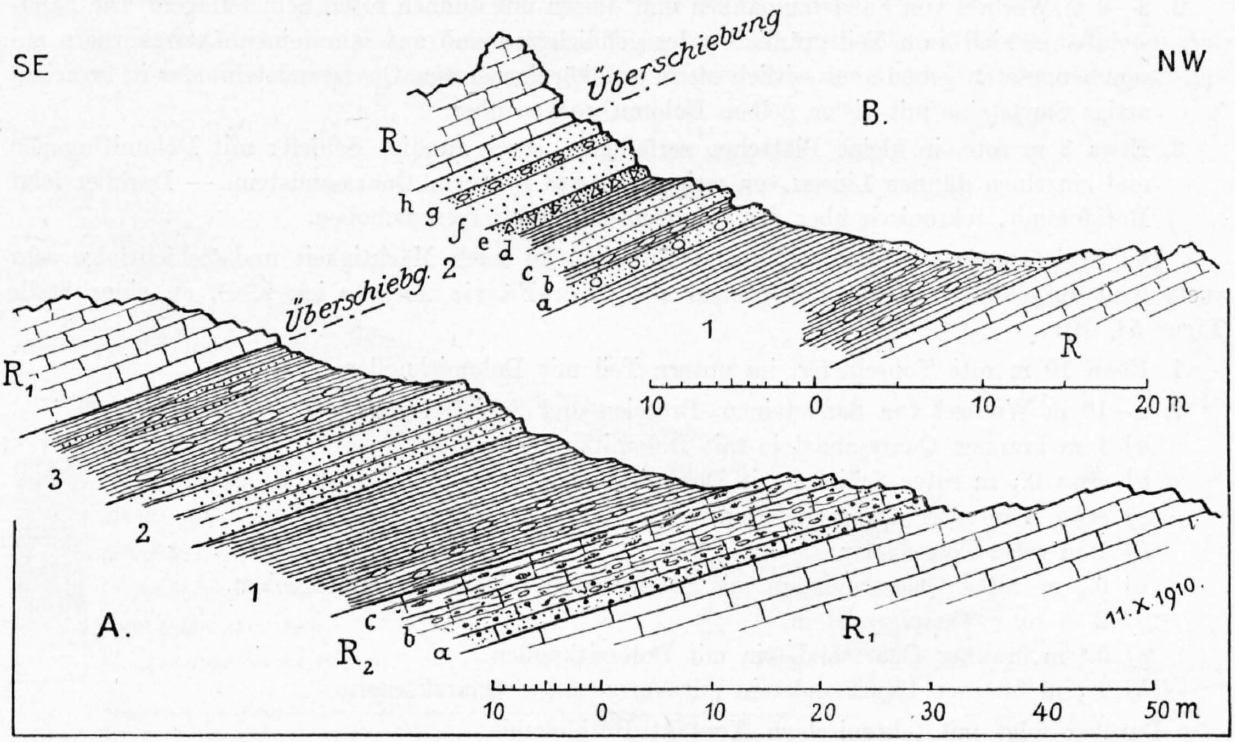


Fig. 54. **Profile durch die Quartenschiefer auf Fässisalp (Glarnerdecke).**
A = Am Westrande von Ober-Fässis. B = Beim obersten kleinen See.

gesellen. Nach seiner Ansicht nehmen die Quarzsandsteine mehr den obern, die roten und grünen Tonschiefer und Ottrelithschiefer den mittleren und die Dolomitbreccien und Schiefer mit Dolomitknollen den unteren Teil der Schichtgruppe ein. Am Nordabhang des Calanda, wo die Quartenschiefer zusammenhängend und ziemlich mächtig erhalten sind, beobachtete ich südlich vom Gnapperkopf zwischen Rötidolomit und Dogger von unten nach oben folgende Schichtreihe:

1. $1{,}_5$ m rote Schiefer mit gelben Dolomitlinsen.
2. Etwa 15 m violettrote, weiche Tonschiefer.
3. 4—5 m gelbe Schiefer.

Im Bett des Maliensbaches nordöstlich von Trins fand ich im untern Teil der hier mindestens 20 m mächtigen Schichtgruppe eine $2{,}_5$—3 m mächtige gelbliche Dolomitbreccie und im übrigen einen vielfachen Wechsel von Schiefern mit Quarzsandsteinbänken und dünnen Lagen und Linsen von Dolomit. Die Quartenschieferstufe besitzt hier, wie überhaupt in der Gegend von Trins und Tamins, offenbar infolge stärkerer tektonischer Pressung, ein wesentlich anderes Aussehen als in der Umgebung von Vättis. Die roten Tonschiefer sind in vorwiegend grüne oder gelblichgrüne, zum

Teil auch grauviolette oder dunkelgraue Serizitschiefer umgewandelt; auch die Sandsteinbänke sind mehr oder weniger serizitisiert und die Dolomitlagen marmorisiert.

2. Glarnerdecke.

Zusammenhängende Aufschlüsse im Quartenschiefer der Glarnerdecke findet man am ehesten in der Schildgruppe im oberen Teile von Fässisalp. Nahe am Westrande des Plateaus von Ober-Fässis, ungefähr bei 2130 m, folgen über den früher (p. 226) erwähnten Übergangsschichten zwischen Rötidolomit und Quartenschiefer (Figur 54, A, p. 233):

1. 10—15 m lebhaft rote Tonschiefer, in den untern 2—4 m reich an gelb anwitternden, inwendig violetten Dolomitknollen, im mittlern und obern Teil fast reiner, intensiv roter, feinblätteriger Tonschiefer.
2. 2—6 m Wechsel von Sandsteinbänken und -linsen mit dünnen roten Schieferlagen. Die Sandsteinbänke sind zum Teil grünlich- oder gelblichgrau und aus sehr feinen Quarzkörnern zusammengesetzt, gehen aber seitlich oft in grobkörnigen roten Quarzsandstein oder in breccienartige Sandsteine mit vielen gelben Dolomitbrocken über.
3. Etwa 8 m rote, in kleine Blättchen zerfallende, etwas sandige Schiefer mit Dolomitbrocken und einzelnen dünnen Linsen von weissem, etwas rostigem Quarzsandstein. — Darüber folgt Rötidolomit, tektonisch über den Quartenschiefer hinübergeschoben.

Die Schichtgruppe 2 (Sandsteine und Breccien) ist nach Mächtigkeit und Schichtfolge sehr wechselvoll ausgebildet. Etwas höher oben auf Ober-Fässis notierte ich z. B. an einer Stelle (Figur 54, B):

1. Etwa 10 m rote Tonschiefer, im untern Teil mit Dolomitknollen.
2. 8—10 m Wechsel von Sandsteinen, Breccien und Schieferlagen.
   a) 1 m brauner Quarzsandstein mit Dolomitknollen.
   b) etwa $0{,}_5$ m roter Schiefer mit Dolomitknollen.
   c) etwa 2 m roter Quarzsandstein.
   d) 1 m roter Tonschiefer.
   e) $0{,}_4$ m roter Quarzsandstein mit massenhaften kleinen Dolomitbrocken.
   f) 2 m roter Quarzsandstein.
   g) $0{,}_5$ m brauner Quarzsandstein mit Dolomitknollen.
   h) $1{,}_5$ m brauner Quarzsandstein mit vorragenden Quarzkörnern.

Darüber folgt mit tektonischem Kontakt Rötidolomit.

An der flachen Einsattelung zwischen Schwarzstöckli und Heustock kann man von unten nach oben folgende Schichtreihe feststellen:

1. Etwa 15 m intensiv rote, weiche Tonschiefer, lokal in gelb anwitternde, inwendig gelblich oder bläulichgrüne Schiefer übergehend, in den untern Lagen reich an gelb anwitternden, inwendig meist blassvioletten Dolomitknollen.
2. *a)* 3—4 m weissgrau oder bräunlich anwitternder Quarzsandstein mit kleinen Dolomitbrocken und dünnen Streifen von bräunlichen sandigen Schiefern oder roten Tonschiefern.
   b) 1 m gelbbraun oder rötlich anwitternde sandige Schiefer, reich an Quarzkörnern und Dolomitbrocken.
   c) Etwa 6 m rote Tonschiefer mit massenhaften Dolomitknollen. Darüber folgen am Nordfuss des Heustocks einige Meter Doggereisensandstein und Rötidolomit als Mittelschenkelrest zwischen Glarner- und Mürtschendecke.

Aus diesen Profilen möchte man schliessen, dass in der Glarnerdecke die Quartenschieferstufe sich in eine untere, durch etwa 15 m rote Tonschiefer mit Dolomitknollen gebildete Abteilung und einen oberen, vorwiegend aus Sandsteinen und Breccien bestehenden Teil gliedert. Sie geben jedoch kein vollständiges Bild der Stufe, da an allen drei Stellen das Hangende durch tektonisch überschobenen Rötidolomit gebildet wird. Ich vermute, dass ursprünglich über den Sandsteinen und

Breccien erst noch die Hauptmasse der roten Schiefer folgte, da man an manchen andern Orten, z. B. auf Holzbort am Westabhang des Schafläger, am Rötibach südöstlich von Mühlehorn, solche Schiefer in beträchtlich grösserer Mächtigkeit findet als auf Fässisalp. Diesen oberen Teil der Quartenschieferstufe sieht man auf Äugsten (Brandalp südlich vom Schild) am Alpweg westlich von den Hütten in einer Mächtigkeit von wohl über 30 m aufgeschlossen (Tafel 21, Figur 5). Ein paar Schritte nach dem letzten Doggeraufschluss erscheinen lebhaft rote, zum Teil glänzende Tonschiefer mit ziemlich vielen gelb anwitternden, inwendig violetten Dolomitknollen, stellenweise reich an gelbgrünen Flecken, wie sie den roten Verrucanoschiefern eigen sind. Einige Quarzsandstein- und Dolomitlagen, die gegen die Hütten hin in den roten Schiefern auftreten, deuten wahrscheinlich die Annäherung gegen die Zone der Sandsteine und Breccien an.

3. Mürtschendecke.

Viel besser als in der Glarnerdecke lässt sich in der Mürtschendecke ein klares Bild vom Aufbau der Quartenschieferstufe gewinnen. Abgesehen davon, dass der obere Teil der Schichtgruppe

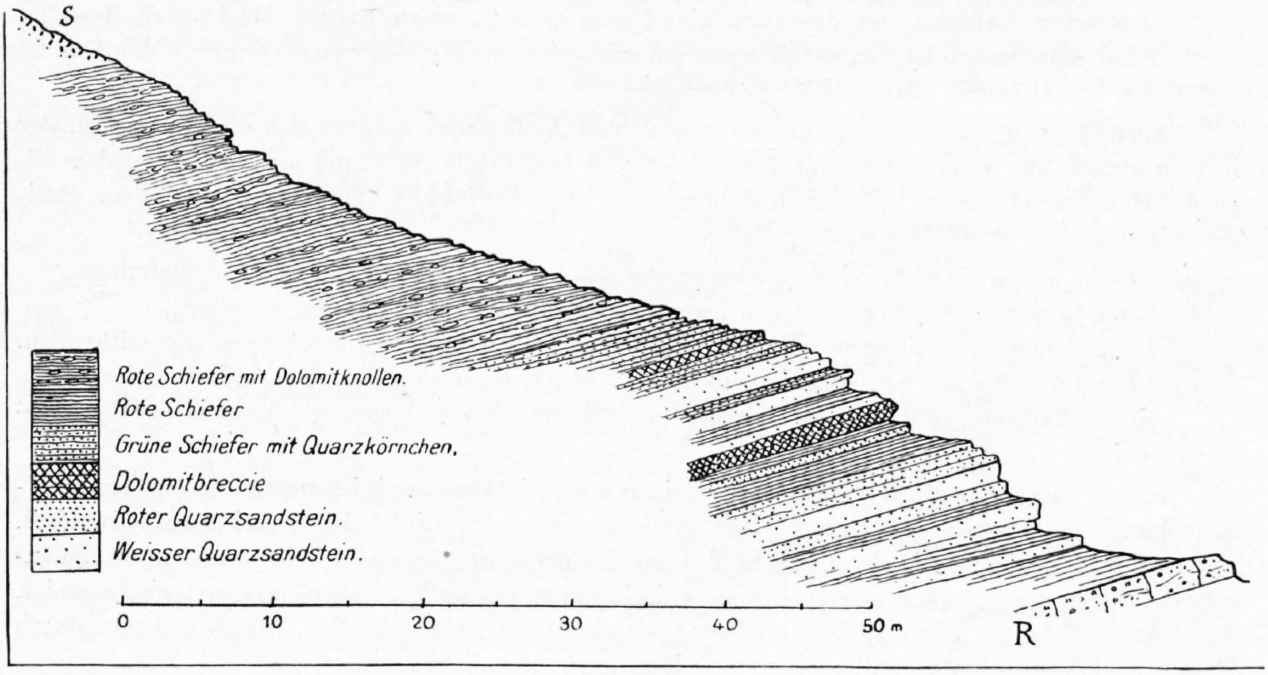


Fig. 55. **Das Quartenschieferprofil am Südostfuss des Spitzmeilen.**
R = Rötidolomitbreccie. S = Gehängeschutt.

oft fehlt, ist die Schichtfolge hier überall fast dieselbe, so dass auf die Wiedergabe vieler Einzelprofile verzichtet werden kann. Wo sie möglichst vollständig erhalten ist, lässt sich in der Magereu-Guschagruppe überall folgende Gliederung beobachten (vgl. Figur 55 und Tafel 26, Figur 1).

1. Wechsellagerung von weissen und rötlichen Quarzsandsteinbänken, Dolomitbreccien und roten, zum Teil auch grünlichgrauen Tonschiefern. Mächtigkeit 15—20 m. Meistens wird diese Sandsteinzone vom liegenden Rötidolomit durch eine etwa 1 m starke rote Tonschieferlage getrennt. Die weissen Quarzsandsteinbänke sind ähnlich zusammengesetzt wie der Melsersandstein, unterscheiden sich von letzterem jedoch durch geringere Korngrösse, durch die Armut an blassroten Quarzkörnern und dunkelgrauen oder grauvioletten Quarztrümmern sowie durch stärkern Eisengehalt. Die rötlichen Sandsteinbänke sind weniger zahlreich als die weissen und gehen seitlich oft in letztere über. Öfters sind in den oberen Teil der Sandsteinzone noch ein oder zwei Bänke von Dolomitbreccie eingeschaltet, bestehend aus gelbbraun anwitternden, inwendig hellgrauen Dolomitbrocken und feinen Quarzkörnern.

2. Leuchtend roter, oft violettroter Tonschiefer, oft dünnblättrig oder stengelig zerfallend, oft glänzend, häufig auch gelbgrün gefleckt wie die roten Verrucanoschiefer, meist ziemlich reich an Knollen, Linsen und Schnüren von gelblich anwitterndem, inwendig meist violett gefärbtem dolomitischem Kalk, die dem Schiefer eine etwas knollige Struktur verleihen. Mächtigkeit meistens 25—40 m, stellenweise bis 50 m (im südwestlichem Teil des Schilsbachtales). — Diese Schiefer lassen sich von den oft sehr ähnlichen Verrucanoschiefern durch ihr leuchtenderes Rot, durch die Dolomitknollen und den Mangel an makroskopisch sichtbaren Quarzkörnern und Glimmerschüppchen unterscheiden [1]).
3. Hell grünlichgrau anwitterndes, inwendig bläulichgrünes oder grünlichgraues, quarzitisches Gestein von schiefriger Textur, in dessen dichter Grundsubstanz dunkelgrüne rundliche Körner von 1—2 mm Durchmesser, ziemlich häufig auch rotbräunliche Knollen von 1—1,$_5$ cm Durchmesser und Knollen eines hell grünlichgrauen Gesteins liegen. Infolge Auswitterung dieser Einschlüsse zeigt die Gesteinsoberfläche oft ein poröses Aussehen. Oft ist sie mit grossen hellroten Rostflecken und wie die Melsersandsteine und die Sandsteinbänke im unteren Teil des Quartenschiefers mit *Lecidea geographica* überzogen. In den obersten Teil sind dünne Streifen von rotem Schiefer, der dieselben Einschlüsse enthält, eingeschaltet. Mächtigkeit 3—6 m. Diese Abteilung 3 ist nur stellenweise, am schönsten auf Rindervansalp und in der Gegend der Lauifurkel, ausgebildet.

Auch in der Umgebung von Mürtschenstock und Alpfirzstock gliedern sich die Quartenschiefer in eine untere, aus Sandsteinen und Tonschieferlagen bestehende Abteilung und in die darüber folgende Hauptschiefermasse. Am Südostabhang des Alpfirzstocks findet man über dem Rötidolomit folgendes Profil (Figur 53, p. 229):

a) 10—15 m vorwiegend weisse Quarzsandsteinbänke und Breccien mit roten Schieferlagen.
b) Etwa 15 m rote Schiefer, zum Teil transversal geschiefert und stengelig zerfallend.
c) Etwa 5 m rote Schiefer mit Zwischenlagen von gelben Schiefern mit kleinen Dolomitknollen.
d) 15—20 m gelbe, oft ins Grünliche spielende Schiefer, reich an gelben Dolomitlinsen, das Ganze ein auffallendes gelbes Band bildend. — Scharfe Grenze gegen die hangenden Opalinusschiefer.

In der Facies der Mürtschendecke erscheinen auch die Quartenschieferreste, die auf der Nordabdachung der Grauen Hörner erhalten geblieben sind. Am Gipfel des Gamidauerspitz (vgl. Figur 52, p. 227) finden wir als untersten Teil der Schichtgruppe dieselben weissen und roten Quarzsandsteinbänke mit schwachen roten Schieferzwischenlagen wie im Mürtschen- und Spitzmeilengebiet. Am Burst (Tafel 29, Figur 1) folgt darüber noch eine wohl 40 m mächtige, jedoch meistens durch Moräne und Vegetation verhüllte Masse von leuchtend roten Schiefern.

4. Axendecke.

Es ist schwierig, ein genaues Profil des Quartenschiefers an der Basis der Axendecke zu geben, weil die Aufschlüsse wenig zahlreich und zum Teil unvollkommen sind und weil das stratigraphische Bild da und dort durch tektonische Störungen getrübt sein mag.

In der Staldenrunse am Ostabhang des Ortstocks findet man eine mindestens 60 m mächtige Folge von roten Schiefern mit Dolomitknollen, aber ohne Sandsteinbänke. Nicht nur an der oberen Grenze, wie in der Spitzmeilengruppe, sondern auch im Innern der Schiefermasse finden sich einzelne Lagen von gelblichgrünen Schiefern mit dunkelgrünen Knöllchen und Körnern.

Dass der Quartenschiefer dieses Gebietes da, wo er vollständig erhalten ist, in ziemlich genau derselben Facies wie in der Mürtschendecke ausgebildet ist, beweist die Schichtfolge, die sich auf der Klausenpasshöhe und in einer kleinen Runse, die dicht östlich davon in den Abhang des Glatten eingeschnitten ist, beobachten lässt. Wir finden dort:

[1]) Vgl. die Beschreibung der mineralogischen Zusammensetzung und der mikroskopischen Struktur in E. Blumer **204**, p. 208—210.

1. 15—20 m leuchtend rote, glattflächige Tonschiefer mit spärlichen dolomitischen Konkretionen. In die durch den Strassenbau prachtvoll aufgeschlossenen roten Schiefer sind teils feinkörnige rötliche, teils weissgraue eisenschüssige, teils gelblichgrüne Quarzsandsteinbänke und vereinzelte dünne Dolomitlinsen eingelagert. Etwa 8 m über der Rauhwacke bilden diese Einlagerungen eine bis 3 m mächtige schwach rostige, weisslichgraue Quarzsandsteinbank mit lokalen roten Schieferzwischenlagen. Die Sandstein- und Dolomiteinlagerungen wechseln nach Zahl und petrographischem Charakter in horizontaler Richtung rasch. Im obern Teil dieser Abteilung beobachtet man stellenweise auch eine gelbgrüne Tonschieferlage.

2. 30—40 m rote oder violettrote Tonschiefer ohne Sandsteinbänke, im mittleren Teil ziemlich reich an gelblich anwitternden Dolomitkonkretionen. Etwa 4 m unter der oberen Grenze liegt darin eine 1—2 m mächtige Folge von blaugrünen Schiefern mit kleinen dunkelgrünen Körnchen. — Etwa 3 m über dem obersten Quartenschieferaufschluss sind dunkelgraue, etwas rostige Lias-Mergelschiefer anstehend.

c) Die stratigraphische Lücke im Dache der Quartenschiefer.

Es ist eine Eigentümlichkeit des ganzen helvetischen Faciesgebietes, dass die Quartenschiefer stellenweise zwischen dem liegenden Rötidolomit und dem hangenden Jura fehlen oder nur unvollständig entwickelt sind. Dass im autochthonen Gebiet ihre Verbreitung sehr lückenhaft und ihre Mächtigkeit gering ist, ist bereits bemerkt worden. Aber auch in der Glarnerdecke und in der Mürtschendecke vermissen wir sie an manchen Stellen, und mancherorts ist nur ihr unterer Teil vorhanden. So finden wir am Schildabhang östlich von Ennenda am Weg nach Brandalp nur geringe Spuren davon, während sie 1—2 km weiter im S auf Brandalp, Fässisalp und am Schafläger mächtig entwickelt sind. Am Gipfel der Siwelle und am Schildgipfel fehlen sie unter dem Dogger völlig; ebenso findet man am Süd- und Ostfuss des Mürtschenstocks zwischen Rötidolomit und Dogger teils gar keine Quartenschiefer, teils bloss die Zone der Sandsteinbänke und etwa noch den untern Teil der Hauptschiefermasse (vgl. Figur 58, p. 256), während am Süd- und Ostfusse des Alpfirzstocks (Figur 53) die ganze Stufe sehr mächtig ausgebildet ist. Am Ostabhang des Glärnisch ist weder in der Glarnerdecke (nördlich von Nidfurn) noch in der Mürtschendecke (in der Guppenruns und auf der Stöckliterrasse) (vgl. Tafel 19, Figur 5) eine Spur davon zu bemerken.

Man könnte das lokale Fehlen der Quartenschiefer als eine Folge der Verquetschung bei der Gebirgsfaltung, also als eine tektonische Erscheinung erklären. Ich glaube jedoch eher, dass wir, wie Tolwinski (**236**, p. 6—11) und Blumenthal (**240**, p. 11 und 12) bereits angedeutet haben, darin eine stratigraphische Erscheinung erblicken müssen. Aus dem Fehlen des Rhät im östlichen Teil des helvetischen Faciesgebietes und aus der Tatsache, dass der Lias im Autochthonen, in der Glarnerdecke und im nordwestlichen Teil der Mürtschendecke fehlt oder nur in geringen Resten vorhanden ist, geht hervor, dass während der Liaszeit im nördlichen Teil des helvetischen Faciesgebietes eine Landperiode herrschte, während welcher an manchen Stellen die Trias zum Teil wieder abgetragen wurde. Dafür, dass das unregelmässige Auftreten des Quartenschiefers eine Folge der Erosion und nicht der tektonischen Verquetschung ist, spricht besonders die Tatsache, dass an den Stellen, wo er unvollständig erhalten ist, stets die oberen Schichten fehlen.

Die Wirkung der unterjurassischen Erosion fällt besonders am Ostabhang der Siwelle (Schild) deutlich in die Augen, wo nicht nur der Quartenschiefer, sondern auch ein Teil des Rötidolomits abgetragen worden ist. Während letzterer am Südende des Siwellengrates etwa 20 m mächtig ist, sind in seiner Mitte zwischen Rauhwacke und Dogger nur noch die untersten Bänke desselben erhalten, und es ruhen die schieferigen Gesteine des untern Doggers mit scharfer Grenze auf den eckig abgebrochenen Schichtköpfen des Rötidolomits. Dieser eckige Verlauf der Kontaktfläche und namentlich der Umstand, dass der Rötidolomit keine Spuren stärkerer mechanischer Deformation zeigt, sprechen dafür, dass die Unvollständigkeit der Schichtreihe nicht durch tektonische Verquetschung bedingt ist, obschon die Überschiebungsfläche der Mürtschendecke kaum 100 m tiefer unten durchstreicht (vgl. Tafel 21, Figur 6).

Als eine solche Denudationswirkung der liasischen Festlandsperiode lässt sich vielleicht ausser dem Fehlen des Quartenschiefers in der Mürtschendecke am Vorderglärnisch vom Stöckli bis zur Guppenruns auch die höchst merkwürdige Erscheinung erklären, dass in dieser Decke zwischen Guppenrunse und Luchsingen sogar noch Rötidolomit, Rauhwacke und Melsersandstein fehlen, so dass der Dogger unmittelbar auf dem Verrucano sitzt (Tafel 16, Figur 1 und 2).

Im tektonischen Teil (p. 150) ist bereits bemerkt worden, dass auch in der Spitzmeilengruppe das lokale Fehlen der Quartenschiefer oder der ganzen Trias als eine solche Erosionswirkung erklärt werden kann.

5. Landschaftlicher Charakter der Trias.

Der Rötidolomit fällt im Landschaftsbilde vor allem durch seine lebhaft rotgelbe oder weissgelbe Färbung auf. An manchen Orten, namentlich in der Schildgruppe (Fässisalp, Weisskamm-Roterd) und im Schilsbach- und Weisstannental, wird diese Farbenwirkung noch durch den Kontrast mit dem Violettrot des Verrucanos und dem grellen Rot des Quartenschiefers erhöht. Wo die ganze Rötigruppe als dichter Dolomitkalkstein ausgebildet ist, z. B. am Tödi und bei Vättis, bildet sie zusammen mit dem liegenden Melsersandstein eine einheitliche Steilwand. Die Rauhwacke der Mürtschendecke dagegen erscheint an den Steilhängen als eine etwas zurückgewitterte steile Terrasse zwischen den Steilstufen des hangenden Rötidolomits und des liegenden Melsersandsteins. Seiner grossen Widerstandsfähigkeit wegen bildet der Melsersandstein nicht nur an Steilhängen (Westseite des Murgtales), sondern selbst auf flachen Abhängen und Terrassen ein auffallendes, oft über den liegenden Verrucano vorragendes Gesimse (Vansalp, Nordseite des Weisstannentales). Auf den hochgelegenen Terrassen (Fässisalp, Walenfässis, Vansalp) haben sich im Rötidolomit Karrenfelder ausgebildet, die jedoch nicht die Rauheit derjenigen des Schrattenkalks oder Quintnerkalks erreichen. Den in Rauhwacke liegenden Terrassen und flachen Abhängen ist auch dort, wo sie mit Vegetation bedeckt sind, als Wirkung der unregelmässigen Auslaugung des Gesteins eine unruhige, höckerige Oberfläche eigen. Mit der Porosität und Durchlässigkeit desselben hangen auch die kreisrunden, 5—15 m weiten Versickerungstrichter, die z. B. auf Prodalp, am Ostrande des Matossa-Madplateaus und auf Bärenboden östlich vom Mürtschenstock auffallen, sowie die starken Quellen zusammen, die aus seiner Basis über dem Melsersandstein oder dem Verrucanoschiefer hervorbrechen.

6. Technische Verwendung.

Der Rötidolomit wurde früher bei Ziegelhütte an der Strasse zwischen Murg und Unterterzen, ebenso bei Kalchtaren nordwestlich von Flums gebrochen und zur Herstellung von Wetterkalk gebrannt. Gegenwärtig noch wird er bei Galtschina nordwestlich von Flums gebrannt und gemahlen, um zur Herstellung von hydraulischem Kalk und für chemische Zwecke (bei der Papierfabrikation) verwendet zu werden. Als Baustein hat er bisher trotz seiner Zähigkeit und regelmässigen Bankung nur in sehr untergeordnetem Masse Verwendung gefunden. Es ist bereits (p. 220/221) erwähnt worden, dass der Melsersandstein in einigen Steinbrüchen bei Mels seit langer Zeit für die Herstellung von Mühlsteinen, Treppenstufen, Trottoirrandsteinen und dergleichen ausgebeutet wird. Nach Arnold Escher (**20,** p. 88) wurde noch um die Mitte des vorigen Jahrhunderts der Gips in der Rauhwacke des Weissmeilen und Gipsgrates von den Bewohnern des Sernftales in ziemlicher Menge gewonnen.

III. Jura.

A. Lias.

a) Historisches. Gliederung und Benennungen.

Der Lias ist in den östlichen Schweizeralpen erst spät erkannt worden. Aus Studers Geologie der Schweiz (**26,** Bd. II, p. 38) geht hervor, dass Arnold Escher von der Linth, der die Grundlagen für die Stratigraphie dieses Gebietes geschaffen hat, noch um die Mitte des vorigen Jahrhunderts

keine Tatsachen kannte, die mit Sicherheit auf das Vorkommen des Lias in den Glarneralpen hätten schliessen lassen. Aber bald nachher wurde diese Formation von ESCHER und MÖSCH durch Fossilfunde sowohl in der Glärnischgruppe wie im Walensee-Seeztalgebiet festgestellt (vgl. **44**, p. 143—148; **60**, p. 6; **78**, p. 124—127).

Aus den Mitteilungen von BACHMANN (**44**, p. 143—148) und aus STUDERS Index der Petrographie und Stratigraphie (**61**) geht hervor, dass ARNOLD ESCHER im Lias des Glärnisch- und Magereugebietes von unten nach oben folgende Abteilungen unterschied:

1. Grauer, petrefaktenleerer Quarzsandstein von geringer Mächtigkeit.
2. Cardinien- oder Malabitzschichten, benannt nach dem «Malabitzkopf»[1]) nordwestlich vom Magereu (Zone des *Psiloceras Planorbis* und *Ammonites angulatus*). Dunkelgraue, rostgelb gefleckte Kalksteine.
3. Arietenkalk oder Zone des *Ammonites Bucklandi*. Schwarzer, körniger Kalkstein, oft in Echinodermenbreccie übergehend.
4. Magereuschichten (benannt nach dem Magereugipfel). Körnige Kalke mit Quarzkörnern und Dolomitsplittern, reich an Belemniten; nach ESCHER und BACHMANN mittlerer und oberer Lias.

Über den Magereuschichten liegt noch eine 20—50 m mächtige Folge von weichen, schwarzen Schiefern, in denen MÖSCH im Jahre 1864 den oberen Lias (Toarcien, Posidonienschiefer) erkannte, da er darin im Tobel des Berschnerbaches bei Flums *Pecten paradoxus* und *Chondrites Bollensis* fand (**78**, p. 124). Leicht erkennt man überall die Gesteine der Schichtgruppen 1, 2 und 4 ESCHERS; dagegen wurde mir nicht klar, welche Schichten er als Arietenkalk bezeichnete. Die Petrefakten, die nach BACHMANN (**44**, p. 146/147) ESCHER in diesen Schichten sammelte, fand auch ich zum grössten Teil und an denselben Orten, allein in Gesteinen, die nach Schichthöhe und Gesteinscharakter zu den Magereuschichten gehören. Die mächtige Schichtreihe jedoch, die zwischen den gelbgefleckten Cardinienschichten und den Quarzsandkalken der Magereuschichten liegt, entbehrt jener Fossilien und ist kein schwarzer, körniger Kalkstein, sondern eine Wechsellagerung von eisenschüssigen Kalksandsteinen und schwarzen Schiefern.

Wenn auch die von ESCHER, BACHMANN (**44**) und MÖSCH (**78**) erwähnten Lias-Petrefakten vielleicht nicht alle richtig bestimmt wurden, so darf man doch die unter den Magereuschichten liegenden Schichtgruppen 1—3 mit ziemlicher Sicherheit als Sedimente des untern Lias (Hettangien und Sinémurien) betrachten. Viel unsicherer ist noch das Alter der Magereuschichten. Da manche der von mir in diesen Schichten gefundenen Fossilien (z. B. *Ammonites geometricus, Pecten Hehli, Pecten textorius*) in andern Liasgebieten als Vertreter des untern Lias aufgeführt werden, vermute ich, der untere Lias reiche noch ziemlich hoch in die Magereuschichten hinauf. Da aber andererseits der Reichtum an grossen Belemniten, der besonders den obersten Teil der Magereuschichten auszeichnet, anderwärts eine Eigentümlichkeit des mittleren Lias ist, so gehören die obern Magereuschichten wahrscheinlich zum mittleren Lias (Pliensbachien und Domérien), während die untern Magereuschichten vielleicht noch zum obern Teil des untern Lias (Lotharingien) zu rechnen sind (vgl. auch M. FRANK, **385**, p. 362—369).

Da die Einteilung ESCHERS sich lediglich auf Fossilfunde in vereinzelten Schichten stützt und seine Gesteinsbeschreibung bloss auf diese Bänke zutrifft, die innerhalb mächtiger Schichtgruppen mit mannigfaltigen Gesteinstypen liegen, so bleibt unklar, wo die Grenzen zwischen seinen Schichtgruppen liegen. Ebenso unklar ist heute noch, wo die Grenzen der chronologischen Liasstufen in unserem Gebiete zu ziehen sind, da meine Fossilfunde leider für eine scharfe chronologische Gliederung nicht genügen. Da es im Lias der Ostschweiz, wie die Petrefaktenlisten von MÖSCH (**78**, p. 124—127, 162—168) beweisen, nicht an Fossilien mangelt — allerdings sind sie meistens schlecht erhalten —, ist zu erwarten, dass spätern Forschern eine genauere Gliederung dieser Formationsstufe gelingen wird.

[1]) Der von ESCHER und BACHMANN verwendete Name Malabitzkopf ist im St. Galler Oberland unbekannt. ESCHER kam offenbar infolge falscher Auffassung des Wortes «Walenbützgrat» — so heisst die Wasserscheide zwischen Murgtal und Schilsbachtal nordwestlich vom Magereu — zu der Benennung Malabitzschichten, die also künftig vermieden werden muss.

b) Spezialprofile.

1. Autochthones Gebiet.

Im autochthonen Gebiet wird die Trias meistens transgressiv vom Dogger bedeckt. Lias ist hier erst an wenigen Stellen aufgefunden worden. In der Kreuzbachschlucht bei Vättis und westlich davon entdeckte Tolwinski (**236,** p. 6—11) über den Quartenschiefern eine 2 m mächtige schiefrige, glaukonithaltige Breccie mit einer ausserordentlich reichen Cephalopodenfauna des oberen Lias (Toarcien). Über der Fossilbank folgt noch eine 6—7 m mächtige, gegen die hangenden Opalinusschiefer scharf begrenzte, sandige Echinodermenbreccie, die Tolwinski auch zum Lias rechnet.

Auf der Südseite des Taminatales fehlt die Fossilbank; dagegen ist die Echinodermenbreccie dort am Nordfuss des Calanda und der Ringelkette vorhanden. Am Nordfuss des Simel fand ich in einer Runse südlich vom Bauernhof Gigerwald 5—6 m bräunlich anwitternde, innen blaugraue, grobspätige Echinodermenbreccie, reich an vorragenden Quarzkörnern, in den untern 1—$1{,}_5$ m mit unbestimmbaren Muschelresten, mit scharfer Grenze auf Rötidolomit ruhend und oben durch ebenso scharfe, wellige Grenze gegen den hangenden Dogger abgesetzt, der hier mit dünnplattigem dunkelgrauem Eisensandstein mit dünnen schwarzen Schieferlagen beginnt.

Auf der oberen Sandalp am Nordfuss des Tödi findet man südlich von den Alphütten zwischen der Trias und den Opalinusschiefern des Doggers eine 6—8 m mächtige dunkelgraue Echinodermenbreccie mit vielen an der Oberfläche vorragenden Quarzkörnern. Sie stimmt auffallend mit der Echinodermenbreccie des Taminatales überein und darf wohl auch zum obern Lias gerechnet werden. Zum Dogger können diese Echinodermenbreccien kaum gezogen werden, da sie stets durch eine scharfe Grenze von ihm getrennt sind und da sonst nirgends in den östlichen Schweizeralpen eine Echinodermenbreccie im unteren Teil des Doggers auftritt, auch dort nicht, wo Lias und Dogger eine kontinuierliche Schichtfolge bilden.

Wie Albert Heim (**277,** Bd. II, p. 934) mitteilt, fand F. Weber noch an mehreren andern Stellen in der Tödigruppe schwache Reste von Lias, vorwiegend in Form einer grobspätigen Echinodermenbreccie, nämlich im Limmernboden, unter dem Tödinordgrat bei 2610 m, unter dem Klein-Tödi, am Piz Mellen, unter dem Stockgron gegen den Stock Pintga und am Sandgrat, wo schon 1868 Theobald, Arnold Escher und Albert Heim über dem Rötidolomit eine lilafarbige Echinodermenbreccie beobachtet hatten.

2. Glarnerdecke.

In der Glarnerdecke sind bisher noch nirgends Schichten beobachtet worden, die mit Sicherheit als Lias bezeichnet werden können. Es soll aber doch erwähnt werden, dass am Nordwestfuss des Bützistockgipfels (Kärpfgruppe) an einigen Stellen zwischen Dogger und Quartenschiefer eine bräunlich anwitternde, an Quarzkörnern reiche dunkelgraue Kalkbank eingeschaltet ist, die vielleicht ein Liasrest ist. Ferner beobachtet man unterhalb der «Stöckliwand» am Schild, etwa 10 m unter dem nach Äugsten führenden Wege, zwischen den Quartenschiefern und den Opalinusschiefern des Doggers eine etwa 1 m mächtige liasartige Bank einer rötlich anwitternden Breccie mit Quarzkörnern und kleinen ockerfarbigen Kalklinsen, und dieselbe Bank ist auch etwas weiter im S, bei Brand, aufgeschlossen. Es ist also nicht ausgeschlossen, dass auch im Gebiet der Glarnerdecke, ähnlich wie im autochthonen Gebiet, stellenweise etwas Lias zum Absatz kam.

3. Mürtschendecke.

Während ich früher (**269**) der Ansicht war, die Mürtschendecke entbehre völlig des Lias, und der Lias der Magereu-Guschagruppe gehöre zur Axendecke, habe ich im tektonischen Teil dieses Buches der Meinung Ausdruck gegeben, er bilde mit der darunterliegenden Trias eine tektonisch einheitliche Schichtfolge und sei daher zur Mürtschendecke zu zählen.

a) Magereukette.

Das vollständigste Liasprofil dieses Gebietes lässt sich am Magereu, auf dem Grate, der ihn mit dem Weissmeilen verbindet, und längs seiner Südwand aufnehmen (Figur 56). Auf die verkehrtliegenden roten Quartenschiefer des Weissmeilen folgen:

1. Etwa 20 m eisenschüssiger Quarzit, durch dünne Lagen von dunkelgrauen, glänzenden, wellig verbogenen Mergelschiefern mit weissen Glimmerschüppchen in dicke Bänke geteilt.
2. Etwa 30 m dunkelbraun anwitternde, feinkörnige, mehr oder weniger eisenschüssige, sterile Sandkalke, oft an Hauterivien-Kieselkalk erinnernd, im Wechsel mit teils dunkelgrauen glänzenden, wellig unebenen, weichen, glimmerhaltigen Mergelschiefern, teils mit festern, etwas eisenschüssigen Tonschiefern oder sandigen Kalkschiefern.
3. 40—45 m Wechsel von Kalkbänken und Schieferlagen von mannigfaltigem Charakter. Im untern und mittleren Teil sind lebhaft rostgelb gefleckte, innen dunkel blaugraue Kalke mit kleinen Pyritwürfelchen, oft von Tonhäuten flaserig durchzogen, mehr oder weniger reich an Muschelschalentrümmern und Gastropodenresten (Cardinienschichten Escher's) und dunkelgraue, rostig anwitternde, oft glänzende und wellige Tonschiefer, reich an $0{,}5$—$1{,}5$ cm dicken rostigen, auf den Schieferflächen vorragenden Sandsteinstreifen vorherrschend. Im mittleren und oberen Teil treten diese Gesteinstypen allmählich zurück, und es erscheinen dafür schwarze, glänzende, wellige Mergelschiefer, rauher, oolithischer Kalk mit Schalentrümmern, eisenschüssiger Quarzsandstein und einige Bänke eines intensiv rostgelb anwitternden, innen schwarzgrauen, dichten, tonigen Kalkes.

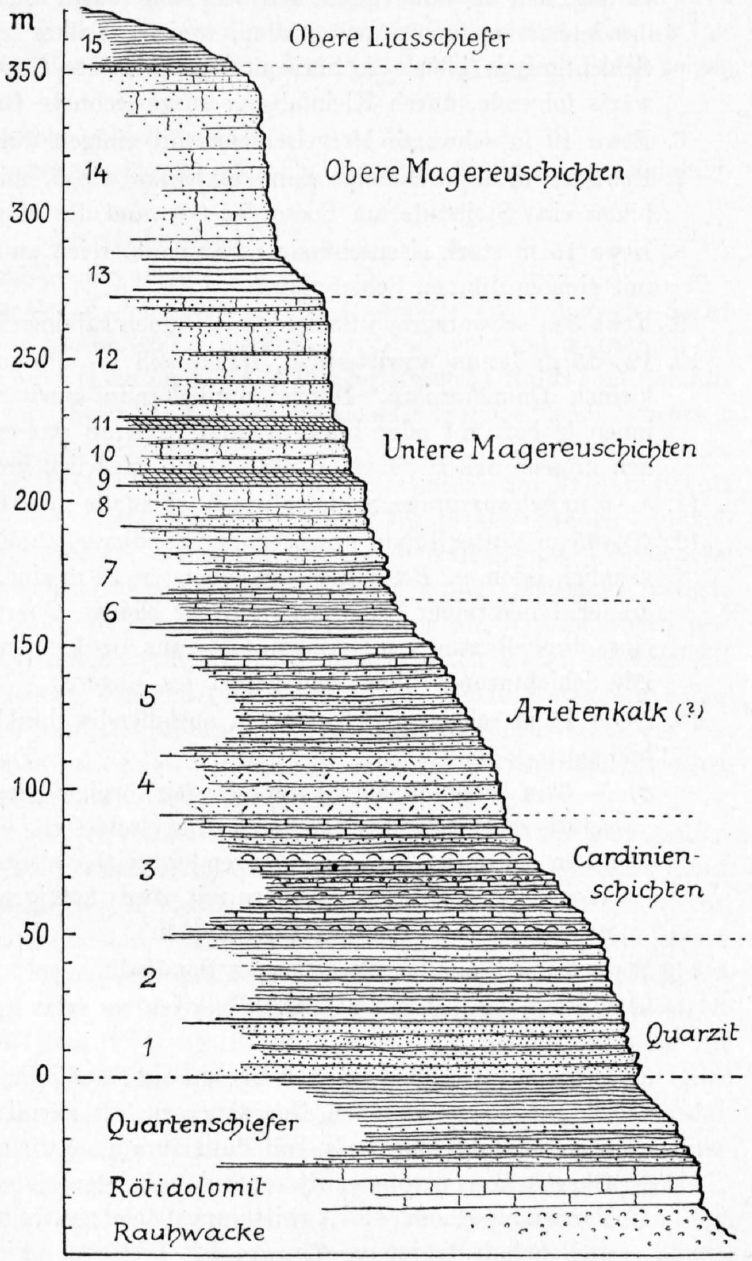


Fig. 56. **Schichtfolge des Lias am Magereu.**

4. Etwa 25 m hell bräunlich anwitternder, ziemlich hellgrauer, spätiger Echinodermenkalk mit vielen vorwiegend kleinen Quarzkörnern, oft etwas gelbfleckig angewittert, mit einzelnen schwarzbraun anwitternden, grobschiefrigen Zwischenlagen, die dünne braunrote Gesteinsflasern einschliessen und grobe Quarzkörner enthalten. Im untern und mittleren Teil häufig kleine Schalentrümmer, im mittleren und oberen Teil viele grosse Belemniten. (Das Gestein hat

den Charakter der Magereuschichten.) — Die Schichtgruppen 3 und 4 bilden die zwischen den Einschnitten 2422 m und 2427 m liegende Gratpartie (Tafel 22, Figur 5).

5. 45—50 m Wechsellagerung von zahlreichen Mergelschieferlagen mit Sandkalkbänken. Die meistens $0,_5$—$1,_5$ m dicken Schieferlagen sind schwarzgrau, meistens glänzend, reich an feinen weissen Glimmerschüppchen; die Sandkalke wittern rostbraun an und sind plattig bis dünnbankig, hell bis dunkelgrau, reich an sehr feinen Quarzkörnchen. Im obern Teil zwei Bänke des lebhaft rostgelb anwitternden, tonigen Kalkes, der in Schichtgruppe 3 auffällt. — Die Schichtgruppe bildet die horizontal geschichtete Graterhebung von P. 2462 m und die westwärts folgende, durch Kleinfaltung ausgezeichnete Gratpartie.
6. Etwa 10 m schwarze Mergelschiefer mit einigen dünnen, gelb anwitternden Kalkbänken.
7. Etwa 25 m eisenschüssige Sandkalkbänke wie 5, mit spärlicheren schwarzen Schieferlagen; bildet eine Steilstufe am Fusse der Ostwand des Magereu.
8. Etwa 15 m stark eisenschüssiger Sandkalk, reich an kleinen bis mittelgrossen Quarzkörnern, mit einigen dünnen Schieferlagen.
9. Etwa 5 m schwarzgraue Schiefer mit dünnen kalkigen Zwischenlagen, mit südfallendem Clivage.
10. 12—15 m braun anwitternder, innen hell bis dunkel blaugrauer Kalk, reich an vorwiegend kleinen Quarzkörnern. Dünne, dunkelbraun anwitternde, grobschiefrige Gesteinslagen sind innen lebhaft rot oder braunrot und reich an grossen bräunlichen Quarzkörnern und ziemlich grossen ockerfarbigen Kalksplittern. Spärlich grosse *Belemniten.*
11. 4—5 m schwarzgraue Schiefer wie 9, ebenfalls mit südfallendem Clivage.
12. 40—45 m düster braun anwitternder Sandkalk, ähnlich Nr. 10, in den grobschiefrigen Lagen ziemlich reich an *Belemniten.* Die obersten 10 m sind hellgrau anwitternder, auch innen hellgrauer, feinkörniger Kalk, reich an sehr kleinen Quarzkörnern, mit dünnen Lagen und Linsen eines dunkelbraun anwitternden, fast ganz aus kleinen Quarzkörnern bestehenden Gesteins. — Die Schichtgruppe bildet den Gipfel des Magereu.
13. Etwa 15 m schwarze Schiefer, ein auffallendes dunkles Band an der Südwand des Magereu bildend.
    a) 5—6 m Wechsel von blaugrauen feinkörnigen Sandkalkbänken von 5—20 cm Dicke mit schwarzgrauen, etwas sandigen Mergelschiefern.
    b) 10 m schwarze, schwach glänzende, weiche bis sandige Mergel- und Tonschiefer, infolge Wechsel von weichen Schiefern mit etwas kalkigen Lagen in dünne Bänke geteilt, anscheinend fossilleer. Rascher Übergang in
14. Etwa 65 m bräunlich anwitternder Sandkalk.
    a) 2—3 m dunkelgrauer Sandkalk, reich an sehr feinen Quarzkörnchen und kleinen Rostflecken.
    b) Etwa 60 m dunkel bis hell blaugrauer Sandkalk, reich an kleinen und grösseren, an der Oberfläche vorragenden Quarzkörnern, oft ziemlich reich an kleinen gelben Kalksplitterchen. Infolge Wechsels von dunkelbraun anwitternden, quarzreichen Lagen, die an der Oberfläche vorragende, oft verzweigte Leisten bilden, mit heller anwitternden, quarzärmeren Partien erscheint die Anwitterungsfläche gestreift. Stellenweise viele grosse *Belemniten* und Schalentrümmer *(Gryphaen? Pecten?).* Einzelne Lagen sind förmliche Breccien, bestehend aus Quarzkörnern von bis $0,_5$ cm Durchmesser und gelben Kalksplittern.
    c) $0,_5$—1 m Sandkalk wie *b*, aber dunkler anwitternd, ziemlich reich an grossen *Belemniten* und mit spärlichen Muschelresten. Häufig kleine rundliche oder stengelförmige schwarze Konkretionen. Das Gestein ist oft breccienartig aus scharf umrandeten helleren quarzarmen und dunkleren quarzreichen Partien zusammengesetzt. Scharfe Grenze gegen
15. Etwa 20 m obere Liasschiefer (Toarcien). Blauschwarze, weiche, dünnblätterige Ton- oder Mergelschiefer, mit rundlichen dunkelgrauen Kalkknollen, die oft sehr feine Pyritwürfelchen enthalten. Die Schichtgruppe bildet einen flachen Hügel (P. 2262 m) zwischen dem Nordwestabhang des Magereugipfels und dem Erdissattel.

Die Schichtgruppe 3 enthält die Cardinien- oder Malabitzschichten Escher's. Die Schichtgruppen 4—6 umfassen wahrscheinlich seinen Arietenkalk. Den Namen Magereuschichten verwende ich für die ganze Schichtserie Nrn. 7—14. Durch das auffällige schwarze Schieferband 13 werden sie in untere und obere Magereuschichten geteilt.

Während der Lias am Magereu eine Mächtigkeit von über 350 m besitzt, ist er schon $1,_5$ km nordwestlich davon, am Erdisgulmen, nur noch etwa 80 m mächtig. Die auffallende Reduktion ist wahrscheinlich weniger durch tektonische Quetschung als durch den Umstand bedingt, dass wir uns hier nahe am Westrand des Absatzgebietes des Lias befinden. Am Westabhang dieses Gipfels folgen über den Quartenschiefern:

1. Etwa 6 m helle Quarzite mit dunkeln Schieferlagen.
2. Etwa 30 m dunkle Schiefer mit rostigen Sandkalklagen und gelben Kalkbänken (Malabitzschichten Escher's).
3. 25—30 m quarzreicher Sandkalk (Magereuschichten).
4. 10—15 m schwarze weiche Tonschiefer des obern Lias.

Auch in der nördlichen Fortsetzung der Magereukette ist der Lias auffallend reduziert. So ist er am Mütschüöler Gulmen (2314 m) nur etwa 100 m mächtig, und doch sind mit Ausnahme der obern Liasschiefer alle Abteilungen vertreten: Helle Quarzite, die gelb gefleckten Kalke und Schiefer der Cardinienschichten, die schwarzen Schiefer und rostigen Kalksandsteine der Schichtgruppe 5 des Magereuprofils und die Sandkalke der Magereuschichten.

Die nur etwa 15 m mächtige, diskordant auf Verrucano sitzende Liasmütze des Breitmantels (Figur 37, p. 148) besteht fast nur aus Gesteinen des untern Lias: aus rauhen dunkelgrauen, oft ganz von Schalentrümmern erfüllten Kalken, Echinodermenkalken mit *Pentacrinus*-Stielgliedern, gelb gefleckten und lebhaft gelb anwitternden tonigen Kalken und glänzenden rostigen Schiefern. Am Ostrande kommen aber auch einige Bänke von fast ganz aus Quarzkörnern und gelben Dolomitsplittern bestehenden Magereuschichten vor. Am benachbarten Leist scheinen die Schiefer und Kalke des untern Lias zu fehlen; dagegen trägt er noch eine grosse Mütze von Schiefern des obern Lias. Am Sexmor fehlen ebenfalls die untern Liasstufen. Er scheint ganz aus den rauhsandigen Magereuschichten zu bestehen und zeigt deutlich das schwarze Schieferband zwischen den untern und den obern Magereuschichten (vgl. Figur 39, p. 149).

Am Höhenzuge Zieger-Maskenkamm-Prodkamm, im Gebiet von Prodalp und Molseralp, sind die obern Liasschiefer und die Magereuschichten überall völlig abgetragen. Im Lias dieses Gebietes sind bloss Gesteine der Schichtgruppen 1—6 des Magereuprofils vertreten, und zwar vorwiegend schwarze, glänzende, oft gelb anwitternde wellige Schiefer und eisenschüssige Sandsteine, die oft kaum von Eisensandsteinen des Doggers unterschieden werden können; ferner dunkelgraue Echinodermenkalke mit Fossiltrümmern; nicht selten sind auch gelbfleckige und intensiv rostgelb anwitternde dunkle Kalke. An manchen Orten, z. B. am Stelli (Alp Seeben), bei den Häusern von Prodalp, westlich vom Spiegenkopf, beginnt der Lias über den Quartenschiefern mit hellen, etwas eisenschüssigen Quarziten wie am Magereu; aber dicht daneben fehlt oft diese Schichtgruppe wieder. Am Prodkamm enthalten Echinodermenkalke, die wahrscheinlich der Schichtgruppe 5 des Magereuprofils angehören, viele an der Oberfläche vorragende Fossilreste, darunter korallenartige Gebilde.

Erst am Nordrande der untern Molseralp, im Steilhang des Molser Bergwaldes und in den Liasrücken, die über und unter der Terrasse von Fäsch bis zur Ruine Gräplang (NW von Flums) sich erstrecken, treten wieder mächtige Magereuschichten auf, stets reich an Quarzkörnern und gelben Kalksplittern. Die Quarzkörner haben meistens kaum 1 mm, häufig aber 2—4 mm Durchmesser, und hie und da kommen bis 1 cm grosse eckige Quarzkörner vor. Neben vielen *Belemniten* enthält die Schichtgruppe in diesem Gebiete nicht selten Muscheln und Brachiopoden. Besonders häufig sind sie an dem Liasrücken bei Thal, 1 km südlich von Mols, und in den zum Bergsturz von Unterterzen gehörenden Liasfelsen an der Strasse und im Eisenbahneinschnitt zwischen Unterterzen und Mols, wo Escher und Mösch viele Petrefakten gesammelt haben. Ich fand in diesem Gebiete[1]):

[1]) Diese und die später erwähnten Liasfossilien sind seinerzeit von L. Rollier bestimmt worden. Bei einer neuen Prüfung derselben fand jedoch Herr Professor Dr. A. Jeannet in Zürich sie zu schlecht erhalten, als dass sie mit Sicherheit bestimmt werden könnten.

Megatheutis paxillosa (v. Schl., sp.). Steinbruch an der Strasse zwischen Unterterzen und Mols.
Pachitheutis, sp. Gleiche Lokalität.
Pecten subulatus, Goldf. (= *Pecten Hehli*, d'Orb.). Thal südlich von Mols.
Pecten (Chlamys) textorius (v. Schl.). Känel nördlich von Molseralp, Thal südlich von Mols.
Pecten cfr. *obscurus*, Sow. Steinbruch zwischen Unterterzen und Mols.
Pecten cfr. *annulatus*, Sow. Steinbruch zwischen Unterterzen und Mols.
Pecten, sp. *nov.* cfr. *obscurus*, Sow. Känel nördlich von Molseralp.
Rhynchonella variabilis (v. Schl.), Luerist. Steinbruch zwischen Unterterzen und Mols.
Rhynchonella, sp. Thal südlich von Mols.
Anomia, sp. Thal südlich von Mols.

In der Synklinale zwischen dem Liasgewölbe des Molser Bergwaldes und dem Doggergewölbe des Reischibenhügels bei Walenstadt liegen in einer Mächtigkeit von mindestens 60 m die schwarzen, weichen, an feinsten Glimmerschüppchen reichen Schiefer des oberen Lias. Bei Girenloch östlich von Mols fand ich darin ein Exemplar von *Posidonomya Bronni*, v. Zieten, wodurch das oberliasische Alter dieser Schiefer bestätigt ist. Der Kontakt mit den darüber folgenden Opalinusschiefern des Doggers von Reischibe ist nirgends aufgeschlossen.

b) Guschagruppe.

Der untere Lias, der den Bergrücken Plattis-Maloskopf zwischen Kohlschlagalp und Mädemseralp aufbaut, und die lückenhaften Liasaufschlüsse auf Mädemseralp am Ostfusse der untern Guscha zeigen die uns aus dem Magereugebiet bekannten Gesteinstypen (Schichtgruppen 1—6 des Magereuprofils): Weissgrau anwitternde, fast ganz aus kleinen, fettglänzenden Quarzkörnern bestehende, etwas eisenhaltige Quarzite, gelblich anwitternde, dunkelgraue, glänzende wellige Schiefer und rostige feinkörnige Sandsteine und Sandkalke, auch gelbgefleckte, dichte oder spätige Kalke, oft reich an Fossiltrümmern, und intensiv ockergelb anwitternde, dunkle dichte Kalksteine.

Beim Aufstieg von Mädems-Hintersäss nach Schlachtboden (Nische zwischen Unterguscha und Oberguscha) lassen sich der mittlere und der obere Lias gut beobachten. Man findet dort:

1. Die unteren Magereuschichten sind grösstenteils durch Schutt verhüllt. Ihr oberster Teil, bestehend aus braun anwitternden, dunkel blaugrauen Sandkalkbänken mit massenhaften, an der Oberfläche vorragenden Quarzkörnern, bildet ein über die Schutthalde aufragendes Steilwändchen.
2. Obere Magereuschichten:
   a) 1,$_5$—2 m mächtige Gryphäenschicht. Dunkelgrauer, grobschiefriger Mergel mit dünnen Flasern eines dunkelgrauen, tonigen Kalkes. Die Mergel und zum Teil auch die Kalklagen sind sehr reich an einer *Gryphaea*, die Prof. Dr. Rollier in Zürich mit *Ostrea (Gryphaea) Dumortreri*, Joly, verglich.
   b) 25—30 m sehr regelmässiger Wechsel von dünnen, etwas sandigen dunkelgrauen Schieferlagen mit 10—25 cm dicken Bänken von braun anwitternden, dunkel blaugrauem Sandkalk, reich an sehr feinen, an der Oberfläche vorragenden Quarzkörnchen und mit ziemlich häufigen Belemniten und einzelnen Muscheln. Die Schichtgruppe entspricht Nr. 13 des Magereuprofils und erinnert, aus der Ferne gesehen, an dünnschichtigen Hauterivien-Kieselkalk. Allmählicher Übergang in:
   c) 40—50 m hellbraun anwitternder fossilarmer Sandkalk, in regelmässige, dünne Bänke geteilt, reich an feinen vorragenden Quarzkörnern; dunkler anwitternde, quarzreichere Gesteinspartien bilden an der Oberfläche vorragende, netzförmig verzweigte Leisten. Die Schichtgruppe bildet die Steilwand südwestlich über Mädems-Hintersäss. Übergang in
   d) 10—15 m Sandkalk wie *c*, im ganzen quarzreicher, einzelne Lagen fast ganz aus Quarzkörnern von bis 0,$_5$ cm Durchmesser zusammengesetzt oft auch reich an gelben Kalksplittern, in den obersten Lagen sehr reich an grossen Belemniten, darunter *Pachitheutis acutus*, Mill. Einzelne unbestimmbare Ammoniten und Muscheln *(Pecten [Entoleum]*, sp. ?); *Perna* cfr. *infraliasica*, Quenst.

3. 10—30 m obere Liasschiefer (Toarcien). Schwarze oder dunkel blaugraue weiche Tonschiefer, ziemlich reich an weissen Glimmerschüppchen, zu unterst mit dünnen, rostigen feinkörnigen Sandsteinlagen. Viele länglichrunde oder zylindrische Konkretionen von dichtem schwarzgrauem tonigem Kalk mit zahlreichen sehr feinen Pyritkriställchen. Anscheinend fossilleer. Nach oben allmählicher Übergang in die Opalinusschiefer des Doggers.

Der über Oberlias und Dogger tektonisch überschobene Lias in der Gipfelregion von Oberguscha besteht auf dem welligen Plateau südlich von P. 2283 m und über der Terrasse von Rinderboden (nordöstlich von Weissenberg, 2367 m) aus den verschiedenen Gesteinen des untern Lias: gelblich anwitternden, grobspätigen Echinodermenbreccien, reich an kleinen Fossiltrümmern, dolomitartig anwitternden, dunkelgrauen Kalken, glänzenden welligen Schiefern mit rostigen Sandstreifen, eisenschüssigen feinkörnigen Sandsteinen mit glänzenden rostigen Schieferlagen. Darüber folgen, den Gipfelgrat der Südhälfte des Guscha und des Weissenberges bildend, die Sandkalke der Magereuschichten. Sie werden, wie in der tieferen Liasserie, durch eine dünnschichtige Wechsellagerung von feinkörnigen Sandkalken mit dünnen Schieferlagen in eine untere und eine obere Abteilung getrennt. Die unteren Magereuschichten zeigen am Gipfel 2370 m zwei dünne Schieferbänder, die wahrscheinlich den Schichtgruppen 9 und 11 des Magereuprofils entsprechen.

Die Liasgipfel des südlichen Teils der Guschakette, Guli, Faulegg und Risegg, reichen nicht mehr in die Magereuschichten hinauf. Sie bestehen zum grössten Teil aus schwarzen, oft welligen und glänzenden Schiefern und eisenschüssigen, oft dünnplattigen Kalksandsteinen (Schichtgruppen 5 und 6 des Magereuprofils). Darunter liegen, besonders an der Faulegg, auch die gelb gefleckten, von Fossiltrümmern erfüllten Kalke und die rostigen Schiefer der Cardinienschichten Escher's. An der Risegg beginnt der Lias über den Quartenschiefern mit einer 5—10 m mächtigen Folge von grauen Quarzitbänken.

Auch im Lias des Hühnerkopfs und der Tamonseralp sind nur die Gesteine des untern Lias vertreten. Auch hier beginnt die Liasserie über der Trias häufig mit den weisslichen, mehr oder weniger eisenschüssigen Quarziten.

c) Lias bei Wangs.

Der kleine, auf dem Wildflysch liegende Liasfetzen bei Batlazzi (1 km südwestlich von Wangs) besteht aus einer etwa 20 m mächtigen Serie von Gesteinen des untern Lias: gelbbraun anwitternden, serizitisch glänzenden, welligen Mergelschiefern, braun anwitternden Echinodermenkalken und gelb gefleckten Kalken mit Schalentrümmern. Dagegen ist das Gestein des östlich von der Kirche von Wangs aus dem Bachschuttkegel auftauchenden Liasrundhöckers ein quarzreicher, blaugrauer, oft etwas violettrot gefärbter, eisenschüssiger Sandkalk, der zu den Magereuschichten gerechnet werden darf.

4. Axendecke.

a) Kärpfgruppe.

Der Lias der Schönaukette ist tektonisch so stark gestört, dass sich kein zuverlässiges Profil der ursprünglichen Schichtfolge angeben lässt. Die quarzreichen Sandkalke der Magereuschichten mit gelben Kalksplittern und vereinzelten Belemniten bauen die Liasmütze des Etzelstocks und die Liasmasse am Südrande der Auenberge auf und sind auch das Hauptgestein des Salengrates. Doch sind an letzterm auch die eisenschüssigen Kalksandsteine, die schwarzen Schiefer und die gelbfleckigen, oft von Schalentrümmern erfüllten Kalke des untern Lias vertreten.

b) Glärnisch-Ortstockgruppe.

Im Lias, mit dem zwischen der Guppenrunse und dem Luchsingertobel die Axendecke beginnt, fehlen die ältesten Liasabteilungen völlig. Er besteht von seiner auf Malm, Dogger oder Verrucano der Mürtschendecke aufruhenden Basis bis auf den Scheitel des Geisser und des Leuggelstocks aus den Magereuschichten. Es sind braun bis schwärzlich anwitternde, innen blaugraue, nicht selten,

besonders im untern und mittleren Teil, ausgesprochen rot gefärbte, zähe Sandkalke, sehr reich an vorragenden fettglänzenden Quarzkörnern von meistens $0,_5$—4 mm, in einzelnen Bänken bis 1 cm Durchmesser, in den quarzreicheren Bänken häufig auch reich an gelben Kalksplitterchen. Auch hier fallen auf den Anwitterungsflächen zahlreiche schwärzliche, verzweigte vorragende Leisten auf, die sich durch grösseren Reichtum an Quarzkörnern auszeichnen und heller angewitterte, quarzärmere Kalkknollen und -linsen umschliessen. Schieferlagen kommen nur spärlich vor, z. B. am Weg auf dem rechten Ufer des Luchsingerbaches und über dem Nordufer des Baches am neuen Alpwege bei zirka 900 m. Grosse *Belemniten* kommen vereinzelt durch die ganze Schichtreihe hindurch vor, treten aber auch erst in den obersten Schichten in grösserer Zahl auf. Am Ostufer des Oberblegisees fand ich darin auch *Arietites* cfr. *geometricus*, Oppel, und *Cardinia cuneata*, Stutk. Am Alpweg nach Oberguppen sind in der Furkel neben dem Geisser zwischen die Magereuschichten und die Opalinusschiefer des Doggers noch die blauschwarzen weichen Mergelschiefer des oberen Lias in kaum 5 m Mächtigkeit eingeschaltet.

Am Geisser sind die Magereuschichten mindestens 350 m, am Leuggelstock über 550 m mächtig, und nördlich vom Luchsingertobel erreichen sie wohl 600 m Mächtigkeit. Dabei ist jedoch zu bedenken, dass der Lias hier wahrscheinlich sich auf drei tektonische Einheiten, die eigentliche Axendecke und die beiden Braunwalder Zwischendecken verteilt, wenn auch die Triaskeile, die südlich vom Luchsingertobel diese Deckengliederung beweisen, auf seiner Nordseite nicht mehr zu bemerken sind. Man darf aber jedenfalls annehmen, dass die wohl 350 m mächtigen, gleichförmig ausgebildeten und gleichmässig nordwestfallenden Magereuschichten am Geisser und ebenso die etwa 250 m mächtigen Liasbänke zwischen dem Oberblegisee und der Terrasse von Oberblegi-Unterstafel ausschliesslich zur Axendecke gehören, so dass man für die Magereuschichten dieses Gebietes eine einfache Mächtigkeit von 250—350 m annehmen muss.

Der Lias der untern Braunwalder Zwischendecke, der auf dem Südufer des Luchsingerbaches und im Glattwald, aufgeschlossen ist, besteht im untern Teil aus typischen Magereuschichten, reich an Quarzkörnern und gelben Kalksplittern, oft rot gefärbt, im mittleren und oberen Teil aber aus einem Wechsel von eisenschüssigen Kalksandsteinen mit vielen schwarzen Schieferlagen, also aus unterem Lias. Er liegt also verkehrt.

Der Lias der oberen Braunwalder Zwischendecke besteht im Runenwald und zwischen der Terrasse von Schwändiberg und Braunwald aus einer bis 300 m mächtigen Folge von Sandkalkbänken der Magereuschichten, über denen südlich vom Luchsingerbach am Wege von Bösbächialp Mittelstafel nach Braunwald noch 30—50 m weiche blauschwarze Mergelschiefer des obern Lias folgen. Zwischen Nussbühl und Fritternalp dagegen stellt er eine etwa 50 m mächtige Wechsellagerung von eisenschüssigen, stellenweise grünlichen Kalksandsteinen mit dunkeln glänzenden Schiefern (Schichtgruppe 5 des Magereuprofils) dar.

Das vollständigste Liasprofil der Haupt-Axendecke lässt sich in der Staldenrunse und längs des Wegleins beobachten, das neben derselben von Fritternalp Unterstafel auf der Südseite des Riedstöcklis nach Ober-Fritternalp führt. Über roten und grünen Quartenschiefern liegen dort (Figur 57):

1. Etwa 130 m Wechsellagerung von feinkornigem, blaugrauem Sandkalk mit zahlreichen Zwischenlagen von etwas glimmerhaltigen, oft glänzenden Mergelschiefern, anscheinend fossilleer. Die $0,_2$—$1,_5$ m dicken Kalksandbänke sind besonders im mittleren und oberen Teil eisenschüssig, rostig anwitternd, reich an sehr feinen Körnchen und Kriställchen von Quarz, sehr zähe, bisweilen durch serizitisch glänzende Tonschieferhäute in dünne Lagen zerlegt. Die Mergelschieferlagen sind im untern Teil bisweilen bis $2,_5$ m mächtig, im oberen Teil stets viel schwächer als die Sandsteinlagen.
2. Etwa 20 m ziemlich stark eisenschüssiger, vorwiegend grobkörniger, quarzreicher Kalksandstein, reich an rostigen Punkten, ohne stärkere Schieferlagen, eine massige Wandstufe bildend.
3. Etwa 50 m eisenschüssige, quarzreiche, feinkörnige Sandsteine und Sandkalke, oft von dünnen schwarzen Tonhäuten flaserig durchzogen und so stark an Dogger-Eisensandstein erinnernd. Im mittleren und oberen Teil einzelne dünne schwarze Schieferlagen.

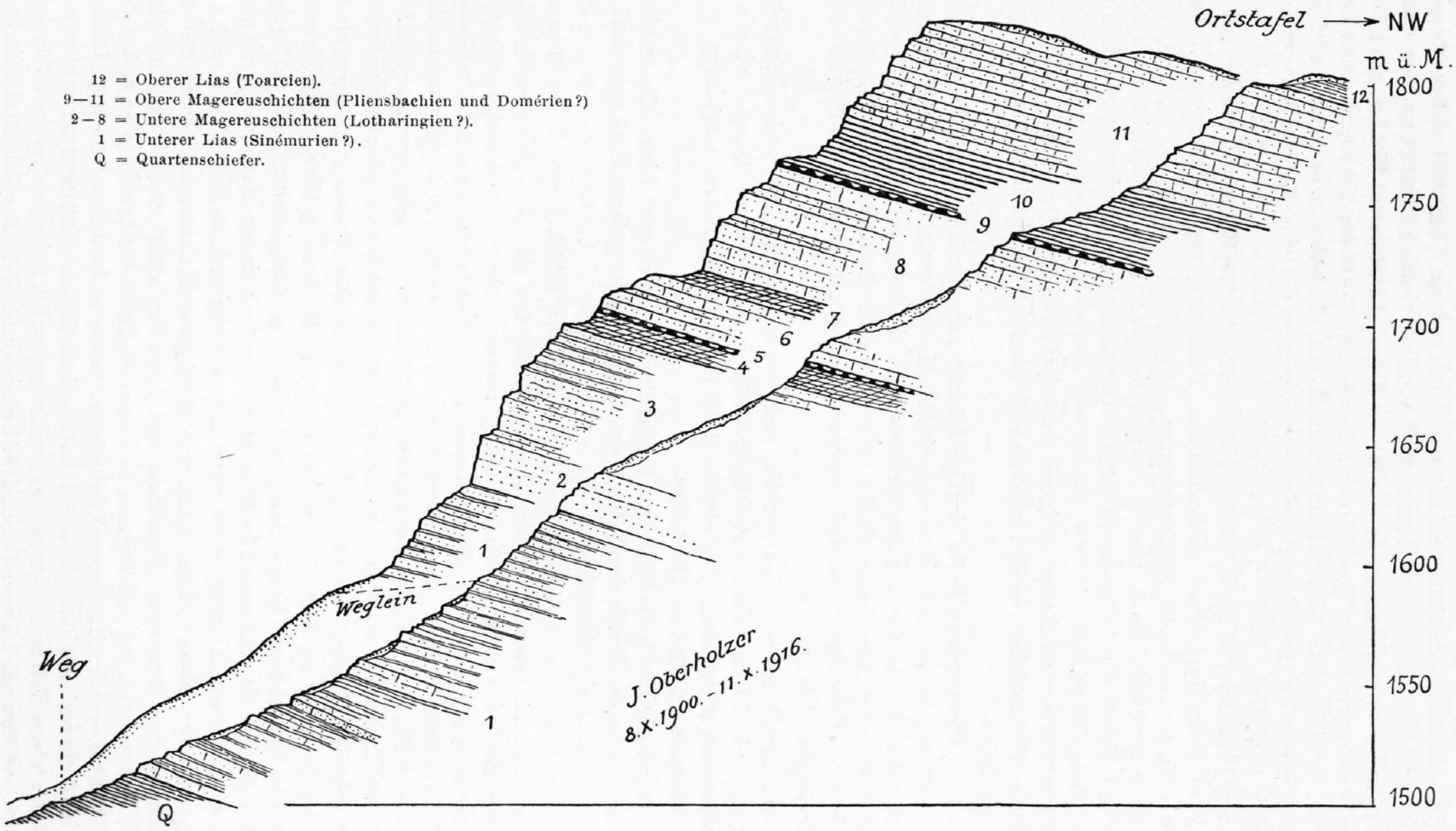


Fig. 57. **Das Liasprofil von Ober-Fritternalp.**

4. Etwa 10 m schwarze, etwas sandige Tonschiefer mit südfallendem Clivage, nach oben in schiefrigen dunkelgrauen Sandstein mit reichlichen weissen Glimmerblättchen übergehend.
5. $0{,}_7$ m dunkel blaugrauer Sandkalk, ganz erfüllt von einer ziemlich kleinen *Gryphaea*. Übergang in
6. Etwa 20 m braun anwitternder Sandkalk vom Typus der Magereuschichten, reich an feinern und gröberen, vorragenden Quarzkörnern. Es wechseln 5—15 cm dicke Linsen und Lagen von hellbraun anwitterndem feinkörnigem Sandkalk mit dunkelbraun anwitternden, leistenartig vorragenden Partien eines eisenschüssigen, quarzreichern Gesteins. Zu oberst homogener eisenschüssiger Sandstein.
7. Etwa 8 m blauschwarze, grobe, sandige Kalkschiefer, in 20—50 cm dicke Lagen geteilt durch 10—15 cm dicke dunkelgraue Kalkschichten. Das Ganze von südfallendem Clivage durchsetzt wie Nr. 4. Vereinzelte Schalentrümmer.
8. Etwa 50 m Sandkalk. In das dunkel anwitternde, quarzreiche Gestein sind auch hier dünne Lagen und Linsen von heller anwitterndem, quarzärmerem Kalk eingelagert. Häufig kleine, rostige Kalksplitterchen.
9. $1{,}_5$ m dunkelbraun anwitternder, innen dunkelgrauer Echinodermenkalk, reich an groben glänzenden Spattäfelchen, in den untersten 30 cm reich an ziemlich grossen *Gryphaen* mit weissen Schalen.
10. *a)* 1—$1{,}_5$ m schwarzgraue, grobe, kalkige Schiefer mit einzelnen dicken *Belemniten*.
    b) Etwa 25 m schwärzlich anwitternde, dünnbankige bis grobschiefrige Kalke, innen dunkelgrau, reich an sehr feinen Quarzkörnchen, von vielen dunkeln Tonhäuten flaserig durchzogen, auf der Anwitterungsfläche massenhafte länglichrunde Auslaugungen. Das Gestein macht aus der Ferne den Eindruck von dünnschichtigem Hauterivien-Kieselkalk. Allmählicher Übergang in
11. Etwa 50 m Sandkalk wie 8, die Oberfläche rauh von im ganzen ziemlich feinen Quarzkörnchen. Vereinzelte bis 10 cm dicke unbeständige Bänder von weissem Quarz. Einzelne dünne Schmitzen von rotem Kalk. Die oberste Bank ist sehr dunkelbraun angewittert, grobsandig und sehr reich an grossen *Belemniten*.
12. Blauschwarze, weiche, dünnblätterige Mergelschiefer des obern Lias. Die Schichtgruppe ist an der Stelle des Profils durch Moräne verhüllt, aber in geringer Entfernung auf der Terrasse von Ortstafel aufgeschlossen.

Die auffallend mächtige Schichtgruppe 1 entspricht der Schichtgruppe 5 des Magereuprofils. Die Magereuschichten umfassen die Schichtgruppen 2—11 und sind fast gleich gegliedert wie am Magereu. Auch hier werden sie durch ein dunkles, sehr regelmässig geschichtetes schiefriges Band (Nr. 10) in eine untere und eine obere Abteilung geteilt. Die beiden schwächeren Schieferbänder 4 und 7 der untern Magereuschichten stimmen auffallend mit den Nummern 9 und 11 des Magereuprofils überein. Die Gryphaenbank Nr. 9 ist wohl das Äquivalent der Schicht 2 *a* des Guschaprofils. Die Gryphaenschicht Nr. 5 von Fritternalp dagegen habe ich im Magereu- und Guschagebiet nicht beobachtet.

Über Braunwald scheinen die oberen Liasschiefer völlig zu fehlen. Dagegen sind sie von der Ostecke des Ortstocks an dem Südrand der Ortstockkette entlang bis zur Alp Firnen als eine homogene, sterile, blauschwarze Mergelbildung von 20—60 m Mächtigkeit überall vorhanden. Südwestlich vom Geissberg sind sie noch 15—20 m mächtig, verschwinden aber dann rasch. Sie fehlen überall im Gebiet zwischen Klausenpasshöhe und Ruosalpkulm und im Bisistal.

Die oberste, sehr rauhe Sandkalkbank der Magereuschichten ist überall sehr reich an grossen Belemniten der Gattungen *Megatheutis* und *Pachitheutis* und enthält noch manche andere Fossilien, z. B. *Ammoniten* auf der Terrasse Lecki am Südfusse des Leckistocks, grosse *Pecten* auf Riedalp am Ortstock und im Hintergrund des Bösbächitales, an letzterem Orte auch fukoidenartige Gebilde mit bis 1 cm breiten Ästen. Eine Gryphaenbank im Innern der Magereuschichten beobachtet man auch am Wege von Hüfi nach Firnen. Die Schiefergruppe Nr. 10 ist als schwarzes, dünnschichtiges Band überall in der braunen Liaswand über dem Urnerboden und an der Felswand zwischen Braunwald und Brächalp zu erkennen.

Der untere Teil des Lias ist fast überall durch Schutt verhüllt. Meistens scheint er, wie im Profil von Fritternalp, über der Trias mit der Wechsellagerung von eisenschüssigen Kalksandsteinen mit schwarzen Schiefern zu beginnen (Nr. 5 des Magereuprofils). An einigen Stellen beobachtet man aber auch die gelb gefleckten Kalke, rostig anwitternden, glänzenden Schiefer und rotgelb anwitternden, tonigen Kalke der Cardinienschichten Escher's, z. B. am Ostabhang des Kneugrates und an der Klausenstrasse dicht östlich vom Urnerboden, wo kaum 2 m über dem Malm der Griesstockdecke rostige glänzende Schiefer mit gelb gefleckten Kalken wechseln, die stellenweise ganz von Fossilresten erfüllt sind (darunter *Gryphaea Escheri* [?]). Die weisslichen Quarzite, die im Magereu-Guschagebiet oft die Basisschichten des Lias bilden, scheinen in der Glärnisch-Ortstockgruppe ganz zu fehlen.

c) Vorab-Hausstockgebiet.

Der kaum 10 m mächtige, tektonisch stark gequetschte Lias am Gipfel des Rotstocks neben der Panixerpasshöhe enthält ausschliesslich Gesteine des unteren Lias, nämlich rostige feinkörnige Sandkalke und Sandsteine, serizitisch glänzende, schwarze, oft wellige Mergelschiefer und braun anwitternde oder rostige Kalkschiefer. Zu oberst liegt eine 1 m dicke Bank, die fast ganz aus Quarzkörnern besteht.

Der Lias, der den Gipfel 2460 m am Südende der Piz da Dartgaskette aufbaut, besteht in seiner ganzen Mächtigkeit von etwa 200 m aus rauhen Sandkalken, die völlig mit den Magereuschichten der Glärnischgruppe oder des Magereugebietes übereinstimmen. Sie sind sehr reich an groben Quarzkörnern, enthalten oft auch gelbe Kalksplitter und zeigen an der Anwitterungsfläche wieder den Wechsel von hellen kalkreicheren und dunkelbraunen quarzreicheren Streifen.

5. Säntisdecke.

Als ältestes sichtbares Gestein der Säntisdecke tritt der Lias zwischen Berschis und Sargans am Südwestfusse der Alviergruppe zutage. Seine tiefsten Schichten liegen unter der Talsohle verborgen, und die sichtbaren Teile sind so sehr mit Moräne, Gehängeschutt und alten Bergstürzen überschüttet, dass nirgends ein vollständiges Profil aufgenommen werden kann. Die vorhandenen Aufschlüsse lassen auf eine Mächtigkeit von über 400 m schliessen (vgl. Arnold Heim, **228**, p. 551—554, und die geologische Karte der Alviergruppe, **367**).

Die Schiefer des obern Lias sind im Tobel des Berschnerbaches in einer Mächtigkeit von wohl 50—60 m aufgeschlossen. In den oberen 15—20 m sind es 2—4 cm dicke ebenflächige Plättchen und wellig-flaserige Linsen von schwarzgrauem schiefrigem Kalk mit feinen Glimmerschüppchen, getrennt durch dünne Lagen von schwarzen Mergelschiefern, im mittleren und unteren Teil homogene schwarze weiche Mergelschiefer mit feinsten Glimmerschüppchen. An andern Stellen, z. B. bei Sursax und im Spanilowald, fand ich auch den obern Teil als gleichförmig weiche Mergelschiefer ausgebildet. Oben gehen sie allmählich in die knolligen Opalinusschiefer über, unten aber sind sie auch hier sehr scharf gegen die Sandkalke der Magereuschichten abgesetzt.

Diesen Magereuschichten scheint fast der gesamte übrige Lias des Seeztalgebietes anzugehören. Sie sind im ganzen weniger grobsandig ausgebildet als in der Axendecke. Die oberen 10—15 m sind zwar auch hier reich an feinen und groben Quarzkörnern und kleinen gelben Kalksplittern und enthalten in den obersten Bänken stellenweise zahlreiche grosse Belemniten, darunter *Pachyteutis paxillosa*, Schl., sp. Darunter folgen aber in grösserer Mächtigkeit dunkelbraun anwitternde, innen dunkelgraue, feinsandige Kieselkalke mit vorragenden Kieselknollen, sehr ähnlich dem Hauterivien-Kieselkalk. Darunter liegt, nur stellenweise aufgeschlossen, z. B. zwischen Galsersch und Ruchel, ein Wechsel von eisenschüssigen feinkörnigen Sandkalken und Sandsteinen, dunkelgrauen feinspätigen Kalken, vereinzelten grobkörnigen Quarzsandsteinen mit weichen schwarzen Mergelschiefern oder sandigen Kalkschiefern mit vereinzelten Belemniten. In dieser Schichtgruppe sah ich bei Ruchel auch einzelne Ammoniten und viele schlecht erhaltene Muscheln.

Die Schichten des bei Meierhof über den Talboden aufragenden Rosskopfs gehören wahrscheinlich schon zu den Cardinienschichten Escher's. Zu oberst sind es groboolithische Kalkbänke mit massenhaften Muscheltrümmern und kleinen eckigen Kalkkörnchen. Darunter liegen gelb anwitternde Mergelschiefer und rostige feinkörnige Kalksandsteine.

c) Facies charakter und Faciesänderungen.

Der untere und der mittlere Lias mit ihrem reichen Wechsel von Sandsteinen, Kieselkalken, fein- bis grobkörnigen, oft breccienartigen Sandkalken mit groben Quarzkörnern und Kalksplittern, Echinodermenkalken, Muschelbreccien und Mergelschiefern sind jedenfalls grösstenteils terrigene detritische Bildungen, die in einer Flachsee in mässiger Entfernung vom Festlande abgelagert wurden. Aus dem besonders im unteren Lias sehr häufigen Wechsel von mannigfaltigen Kalken und Sandsteinen mit Mergellagen darf man auf eine häufige Änderung der Absatzbedingungen, vielleicht infolge Schwankungen der Meerestiefe und der Küstenlinie schliessen. Während der Bildung der Magereuschichten wurden die Sedimentationsverhältnisse allmählich konstanter. Die Schiefer des oberen Lias dürfen nach ihrem lithologischen Charakter, ihrer Fossilarmut und dem fast völligen Fehlen von Faciesänderungen als eine bathyale Bildung betrachtet werden.

Im abgewickelten Querprofil lassen sich drei Facieszonen unterscheiden:

I. Nördliche Zone: Autochthones Gebiet. Der untere und mittlere Lias fehlen, ebenso die Schiefer des oberen Lias. Stellenweise (Vättis, Sandalp), kommen wenig mächtige Schichten des mittleren Toarcien vor.

II. Mittlere Zone: Parautochthone Decken, Glarnerdecke und nordwestlicher Teil der Mürtschendecke. Der Lias fehlt vollständig, abgesehen von der liasartigen Bank in der Glarnerdecke am Schild und am Saasberg.

III. Südliche Zone: Südöstlicher Teil der Mürtschendecke, Axendecke und Säntisdecke. Der Lias ist mehrere hundert Meter mächtig und umfasst untern, mittleren und oberen Lias.

Innerhalb dieser Zone bemerkt man keine besonders auffälligen Faciesänderungen, abgesehen davon, dass im südlichsten Teil, in der Säntisdecke, die grobsandigen Kalksandbänke spärlicher geworden sind. Die Mächtigkeitsschwankungen sind zum Teil tektonisch bedingt, zum Teil sind sie auch eine Folge der stratigraphischen Lücken. Die Magereuschichten zeigen die grösste primäre Mächtigkeit (bis 350 m) in der Glärnisch-Ortstockkette; etwas weniger mächtig (180—200 m) sind sie am Magereu und im Guschagebiet, am schwächsten in der Kette Erdisgulmen-Sexmor (30—100 m). Die primären Mächtigkeitsschwankungen des untern Lias lassen sich kaum beurteilen, da er meistens schlecht aufgeschlossen ist und seine untere Grenze entweder eine tektonische Rutschfläche (Guppen, Braunwald) oder eine Transgressionsgrenze ist (Magereu-Guschagruppe, Ortstockkette). Die Mächtigkeitsschwankungen der oberen Liasschiefer (0—60 m) hangen wahrscheinlich grösstenteils mit der Diskontinuität an ihrer unteren Grenze zusammen.

d) Die Diskontinuitäten.

1. Diskontinuität zwischen Trias und Jura.

Wie wiederholt betont wurde, sind in den östlichen Schweizeralpen Trias und Jura durch eine stratigraphische Lücke getrennt. Die Lücke ist am grössten in der nördlichen und mittleren Faciszone, wo meistens der gesamte Lias fehlt und das Aalénien auf der Trias transgrediert. Einzig im Autochthonen tauchte stellenweise während des mittleren Toarcien das Festland für kurze Zeit unter das Meer. Das mittlere Toarcien ist hier unten wie oben durch eine Transgressionsfläche begrenzt.

Im östlichen Teil der Mürtschendecke und in der Axendecke tritt der Lias mit allen Stufen in grosser Mächtigkeit auf, bildet aber auch hier mit der Trias keine kontinuierliche Schichtfolge.

In der Glärnisch-Ortstockgruppe fehlen z. B. an seiner Basis überall die Quarzite, mit denen er im Magereugebiet häufig beginnt. Es fehlen, wie das Profil von Fritternalp beweist, oft auch die gelbfleckigen Kalke der «Cardinienschichten». Ferner ist das Rhät (oberste Trias) in unserem Gebiete noch nirgends mit Sicherheit nachgewiesen.

2. Diskontinuität zwischen mittlerem und oberem Lias.

Wo die Grenze zwischen den Magereuschichten und den Schiefern des obern Lias beobachtet werden kann, ist sie stets sehr scharf. Der Gegensatz zwischen den grobkörnigen Quarzsandkalken und den feinen Mergelschiefern ist so gross und unvermittelt, dass man vermuten muss, die scharfe Grenze bedeute nicht bloss einen raschen Facieswechsel, sondern einen Unterbruch in der Sedimentation. Ob damit eine Trockenlegung des Meeresbodens mit nachfolgender Transgression verbunden war, ist nicht leicht zu entscheiden. Vielleicht kann man den Umstand, dass am Westfuss des Magereu die oberste Sandkalkschicht am Kontakt mit den Schiefern oft als grobe Breccie mit roten Krusten zwischen den Kalkbrocken erscheint, als Anzeichen für eine Festlandsperiode ansehen. Auffallend ist ferner, dass von den Gesteinen und der reichen Fauna des Toarcien von Vättis in der Mürtschen-, Axen- und Säntisdecke jede Spur fehlt, und doch sollten sie sich zwischen den Magereuschichten und den obern Liasschiefern bemerkbar machen, wenn die Sedimentation nicht unterbrochen worden wäre. Auch die Tatsache, dass über Braunwald, an den Märenbergen und im Bisistal der obere Lias überall, unabhängig von den tektonischen Formen, gänzlich fehlt, lässt sich am besten durch die Annahme einer stratigraphischen Lücke zwischen dem mittleren Lias und dem Dogger erklären.

e) Landschaftlicher Charakter.

Der untere und der mittlere Lias erscheinen im Landschaftsbilde als eine düster braune Steilstufe, die im oberen Teil, im Gebiet der quarzreichen Magereuschichten, zu einer kräftig hervortretenden, von Erosionsrinnen und Klüften durchfurchten Felswand wird. An den Gipfeln und Graten hat die Verwitterung aus den Magereuschichten grobe Pfeiler und Türme modelliert, die oft an alte Burgruinen erinnern (Gulderstock, Spitzmeilen, Sexmor). Im Gegensatz dazu bilden die leicht verwitterbaren oberen Liasschiefer eine flachwellige Terrasse oder sanft gerundete Bergrücken.

f) Technische Verwendung.

Ein jetzt nicht mehr benutzter Steinbruch an dem Kalksandsteinhügel östlich von der Kirche Wangs hat die Bausteine für die Kirche und manche Häuser des Dorfes geliefert (vgl. **270,** II. Teil, p. 145). In den sechziger Jahren des vorigen Jahrhunderts wurden die oberen Liasschiefer bei Poli am Nordrande des Seeztales eine Zeitlang für die Herstellung von Dachschiefern und Schreibtafeln gebrochen. Sie erwiesen sich aber ihrer Weichheit wegen als für diese Zwecke nicht geeignet.

B. Dogger.

a) Gliederung und Benennungen.

Im Gegensatz zum Lias zeichnet sich der Dogger durch eine klar ausgeprägte lithologische Gliederung aus. Überall lassen sich darin von unten nach oben folgende Schichtgruppen unterscheiden:

1. Unterer Dogger, Aalénien. *a)* Opalinusschiefer. Schwarze, oft wellig-knollige Tonschiefer mit weissen Glimmerschüppchen und dünnen, rostfarbigen, sandigen Lamellen; sehr fossilarm.

b) Eisensandsteine. Eisenschüssige Quarzsandsteine, vorwiegend braunschwarz, knollig-flaserig, oft auch rostfarbig und dünnbankig, auch braunrot, homogen feinkörnig, mit Zwischenlagen von schwarzen knolligen Tonschiefern und Echinodermenbreccien; im ganzen petrefaktenarm.

2. Mittlerer Dogger, Bajocien. Dunkelgraue, hell bräunlich anwitternde, zum Teil auch rote, meistens grobspätige Echinodermenbreccie.

3. Oberer Dogger, Callovien. Eisenoolith (von Escher Blegioolith genannt, nach der Alp Oberblegi am Glärnisch). Meist roter, bisweilen auch grüner oder dunkelgrauer Kalk mit reichlich eingestreuten dunkelgrauen, oft glänzenden Ooiden von Hämatit, Magnetit oder Chamosit; stellenweise petrefaktenreich.

Für die Tonschiefer an der Basis des Doggers soll hier der schon von Escher, Mösch und Baltzer verwendete Name Opalinusschiefer oder Opalinuston beibehalten werden, obschon *Ammonites (Lioceras) opalinus* darin in unserm Gebiet bisher nicht sicher festgestellt worden ist. Da diese Schiefer nach unten ohne scharfe Grenze in die Schiefer des obern Lias übergehen und in den Eisensandsteinen nach Arnold Heim (**228,** p. 548, und **277,** Bd. II, p. 280) bei Walenstadt, im Bisistal und Kinzigtal, von Mösch (**60,** p. 8) auch am Glärnisch *Harpoceras Murchisonae,* Sow., gefunden worden ist, müssen die Opalinusschiefer und Eisensandsteine das Aalénien darstellen. Die Echinodermenbreccie darf als Bajocien betrachtet werden, da sie nach unten oft durch Übergänge mit dem Eisensandstein verbunden ist und an einzelnen Stellen oben mit einer Fossilbank abschliesst, die eine reiche Fauna des obersten Bajocien (Zone des *Cosmoceras Garantianum)* enthält. Das Bathonien scheint in unserem Gebiete zu fehlen; der Eisenoolith transgrediert daher auf dem Bajocien. Durch die neuen Untersuchungen von Arnold Heim und A. Jeannet im Churfirsten-Alviergebiet (**228,** p. 529—530) ist wohl endgültig festgestellt, dass letzterer einzig das Callovien umfasst und nicht auch noch in das Bathonien hinunterreicht, wie früher oft angenommen wurde.

Da in manchen Gebieten (Mürtschendecke, Axendecke, Säntisdecke) Übergänge zwischen der Sandsteinzone und der Echinodermenbreccie vorhanden sind und bezeichnende Fossilien darin fehlen, lässt sich die Grenze zwischen Aalénien und Bajocien nicht genau angeben. Sie liegt vielleicht an manchen Orten im untern Teil der Echinodermenbreccie.

b) Spezialprofile.

1. Autochthones und parautochthones Gebiet.

Auf der Obern Sandalp, südwestlich von den Alphütten, notierte ich folgendes Profil:

1. 6—8 m dunkelgraue Echinodermenbreccie, mit vielen an der verwitterten Oberfläche vorragenden Quarzkörnern, wahrscheinlich Lias.
2. Etwa 10 m knorrige, stark rostige, pyrithaltige Schiefer mit dünnen Eisensandsteinlagen.
3. $0{,}_5$—$0{,}_8$ m stark rostiger Eisensandstein mit dünnen, wellig verlaufenden Tonlagen.
4. Etwa 10 m grobspätige Echinodermenbreccie, bräunlich anwitternd, inwendig ziemlich dunkelgrau, nach oben heller werdend, sehr petrefaktenarm, ohne Kieselknauer.
5. $0{,}_5$—$0{,}_8$ m Eisenoolith, violettrot, gelb gefleckt, reich an Ooiden, mit zahlreichen Belemniten. — Auf dem Kontakt zwischen Echinodermenbreccie und Eisenoolith liegt eine dünne Schicht eines dunkelgrauen tonigen Gesteins, worin ich jedoch keine Petrefakten sah.

Das Profil stimmt, abgesehen von den Mächtigkeiten, ziemlich gut mit demjenigen überein, das Tobler (**146**) (nach U. Stutz) vom «Krämer» auf der oberen Sandalp mitteilt. Während jedoch Tobler dasselbe mit dem reicher gegliederten Doggerprofil im Autochthonen der Zentralschweiz parallelisiert und demgemäss die Schichtgruppe 1 des obenstehenden Profils als Bajocien, Nr. 2, 3 und 4 dagegen als Bathonien auffasst, zweifle ich nicht, dass Nr. 2 und 3 die Zone der Opalinusschiefer und Eisensandsteine (Aalénien) und 4 die Echinodermenbreccie (Bajocien) darstellen.

In der Kreuzbachschlucht bei Vättis ruht der Dogger nach Tolwinski (**236,** p. 12) wie auf der Sandalp auf einer Echinodermenbreccie des obern Lias und gliedert sich in etwa 25 m weiche Opalinusschiefer mit vielen Quarzitlinsen im obern Teil, 12 m Eisensandstein, 5 m Echinodermenbreccie und 2 m Eisenoolith.

Im untersten Teil des Ramuztobels am Ostende der Ringelspitzkette (vgl. auch das Profil von Blumenthal in **240**, p. 15) fand ich über dem autochthonen Rötidolomit:

1. 20—25 m Opalinusschiefer in Form von schwarzbraun anwitternden, serizitisch glänzenden Tonschiefern, im obern Teil mit dünnen Linsen und Lagen von Eisensandstein.
2. Etwa 3 m dünnbankiger Eisensandstein mit dünnen Schieferlagen.
3. 8—10 m hell rostbraun anwitternder dickbankiger Eisensandstein, innen dunkelgrau, reich an Quarzkörnern, eine auffallende Steilstufe bildend.
4. Etwa 8 m dünnbankiger Eisensandstein, im obern Teil wellig-knollig mit dünnen schwarzen Schieferlagen.
5. 5—7 m rostbraun anwitternde, dunkelgraue, in mässig dicke Bänke geteilte Echinodermenbreccie, im obern Teil mit einzelnen Pyritkonkretionen. Scharfe Grenze gegen
6. $1{,}_2$ m Eisenoolith; dunkelgrauer bis braunroter, oft auch grün gefleckter Kalk, ziemlich reich an flachgequetschten Eisenooiden. Einzelne *Belemniten*. Scharfe Grenze gegen den Schiltkalk.

In dem 1 km weiter nordöstlich liegenden Ausgang des Hüttenwiestobels am Westfusse des Calanda beobachtet man über dem Runsenschutt, der den untersten Teil des Doggers verhüllt, von unten nach oben:

1. 10—15 m rostig anwitternde schwarze Schiefer und Eisensandsteine.
2. 8 m braun anwitternde, dunkelgraue, grobspätige Echinodermenbreccie.
3. 2 m Eisenoolith; dunkel violettgrauer Kalk mit dunkelroten und grünen Flecken, zu oberst wie Schiltkalk gelb gefleckt, reich an etwas gequetschten Eisenooiden, im obersten Teil ärmer daran, dafür reich an kleinen dunkeln, intensiv glänzenden Magnetitoktaederchen; ziemlich reich an *Belemniten*. Die Grenze gegen den hangenden Schiltkalk erscheint nicht besonders scharf.

Bei Trins am Südfusse der Ringelkette ist die Feststellung eines klaren Doggerprofils mit genauen Mächtigkeitsangaben der komplizierten Tektonik und des die Schichtung schneidenden Clivage wegen schwierig. Man beobachtet nördlich vom Dorfe und im Bett des Maliensbaches über Quartenschiefer:

1. Etwa 15 m schwarze, stark serizitisch glänzende, flaserig-knollige Opalinusschiefer mit dünnen Linsen von Eisensandstein.
2. Etwa 20—30 m dünne Eisensandsteinbänke mit dunkeln Schieferlagen.
3. Etwa 3—4 m dunkelgraue, oft schiefriggequetschte Echinodermenbreccie.
4. 1—$1{,}_5$ m Eisenoolith; dunkelgrau, serizitisch glänzend, oft schiefriggequetscht, besonders im obern Teil ockerfleckig, stellenweise intensiv grün, reich an flachgequetschten, oft grünen Eisenooiden und oft reich an funkelnden Magnetitoktaederchen. Viele *Belemniten*. Scharfe Grenze gegen den hangenden Schiltkalk.

Am Rinkenkopf (Vorab-Tscheppdecke) ist der Dogger infolge tektonischer Quetschung stark reduziert. Man findet dort 5—8 m knorrige Eisensandsteine mit dünnen schwarzen Schieferlagen, 1—2 m Echinodermenbreccie und $0{,}_3$—$0{,}_5$ m dunkelgrauen bis violettgrauen, gelb gefleckten Eisenoolith, reich an dunkeln Eisenooiden.

Im Tobel des südlichsten der drei von Alp Ranasca kommenden Bäche, 1 km nördlich von Panix, ruht der Dogger der Vorab-Tscheppfalte mit scharfer tektonischer Grenze auf der untern Kreide der Miruttafalte und zeigt folgende Gliederung:

1. 15—20 m schwarze, ziemlich ebenflächige, schwach glänzende Opalinusschiefer.
2. Etwa 5 m ziemlich dickbankiger Eisensandstein mit spärlichen Tonschieferzwischenlagen.
3. Etwa 20—25 m dünnbankiger Eisensandstein mit reichlichen schwarzen, etwas rostigen Schieferzwischenlagen.
4. Etwa 3 m Echinodermenbreccie.
5. Etwa $0{,}_5$ m Eisenoolith.

Echinodermenbreccie und Eisenoolith sind an dieser Stelle nicht gut zugänglich. Im mittleren Teile von Alp Ranasca findet man über den Eisensandsteinen etwa 3 m dunkelgraue, ziemlich grob-

spätige, zu oberst etwas gelbfleckige Echinodermenbreccie mit vereinzelten *Belemniten*, mit scharfer Grenze daraufsitzend $0{,}_6$ m schiefriggequetschter, in der untern Hälfte grüner, im obern Teil grünlicher bis blassroter und etwas gelbfleckiger Eisenoolith mit vielen flachgequetschten grauen oder dunkelgrünen Ooiden.

2. Glarnerdecke.

Als für den Dogger der Glarnerdecke typisch kann das Profil gelten, das man am Westabhang des Schild in der Sturmingerrunse und am Wege von Ennenda nach Aeugsten-Brandalp beobachtet:

1. 6—10 m Opalinusschiefer, transgressiv auf dem untern Teil des Quartenschiefers liegend; schwarzer glänzender Tonschiefer, in den untersten Lagen dünnblätterig und ziemlich glattflächig, darüber grobschieferig, knorrig, reich an weissen Glimmerschüppchen, mit wellig durchziehenden, lebhaft rostfarbigen sandigen Streifchen, Linsen und Knollen, zu oberst mit dünnen (5 bis 10 cm) in die Schiefer eingelagerten Eisensandsteinbänken.
2. 12—15 m gelblichbraun anwitternder Eisensandstein, inwendig dunkelgrau oder bräunlich, feinkörnig, reich an glänzenden kleinen Quarzkriställchen, sehr zähe, gut gebankt, ohne oder mit nur spärlichen tonigen Zwischenlagen.
3. Etwa 10 m dünnplattiger, knorriger, rostig anwitternder Eisensandstein mit reichlich eingelagerten schwarzen, glimmerreichen Tonschieferlagen vom Typus der Opalinusschiefer. — Scharfe Grenze gegen
4. Etwa 8 m Echinodermenbreccie, bräunlich anwitternd, grobspätig, dunkelgrau, oft reich an kleinen Rostpunkten, ohne Kieselknauer, sehr arm an deutlichen Petrefakten. Die obersten $2{,}_5$ m sind weniger spätig, weniger rauh angewittert und zeigen dunkel ockerfarbige Flecken, die an diejenigen des Schiltkalkes erinnern. — Scharfe Grenze gegen
5. $0{,}_8$—$1{,}_1$ m Eisenoolith; dunkelroter, im oberen Teil oft gelbfleckiger Kalk, reich an Ooiden, mit vielen *Belemniten* und vereinzelten *Ammoniten*. — Die Grenze gegen den darüberliegenden Schiltkalk ist oft nicht besonders scharf.

Am Ostfusse des Glärnisch kann der Dogger der Glarnerdecke nirgends lückenlos beobachtet werden; namentlich sein tieferer Teil ist stets durch Schutt verhüllt. Am besten ist er am Nidfurnerbach aufgeschlossen, wo man in der Höhe von ca. 680—700 m folgendes Profil feststellen kann:

1. Stark eisenschüssiger, inwendig rostbrauner Eisensandstein, in wellig begrenzte Lagen von etwa 5 cm Dicke abgeteilt, mit dünnen Zwischenlagen von schwarzen Schiefern mit reichlichen weissen Glimmerschüppchen, das Ganze in kleine Falten von 10—30 cm Höhe zusammengeschoben. Die Schichtgruppe ist im Bachbett und auf dem Nordufer in zirka 15 m Mächtigkeit aufgeschlossen; das Liegende ist durch Schutt verhüllt.
2. Etwa 6 m Echinodermenbreccie, eine kleine Steilwand bildend, über die der Bach als Wasserfall stürzt; braungrau anwitternd, inwendig ziemlich dunkelgrau, mit rostfarbigen Tupfen. Die obersten 1—2 m zeigen an der Oberfläche grosse unregelmässige ockerfarbige Flecken und sind wenig spätig und inwendig arm an rostigen Punkten; arm an guterhaltenen Fossilien.
3. Dunkelgraue, etwas sandige, anscheinend fossilleere Mergelschiefer, eine nur stellenweise vorhandene Lage von 1—5 cm Dicke bildend.
4. 1—$1{,}_2$ m Eisenoolith:
   a) zirka $0{,}_5$ m dunkel rostbraun und oft etwas ockerfleckig anwitternder mergeliger Kalk, infolge des Tongehaltes unvollkommen schieferig, inwendig dunkelgrau, oft etwas ins Grünliche spielend, mit spärlichen, nesterweise eingestreuten dunkeln, flachgedrückten Oolithkörnern. Ziemlich viele *Belemniten*.
   b) $0{,}_6$—$0{,}_8$ m dunkelgrauer, grünlichgrauer bis dunkelroter Kalk, etwas tonig und daher oft etwas schieferig, viel reicher an Ooiden als *a* und auch ziemlich viele *Belemniten* enthaltend, nach unten allmählich in *a* übergehend. — Messerscharfe Transgressionsgrenze gegen den hangenden Schiltkalk.

Der Unvollständigkeit des Profiles wegen kann leider nicht mit Sicherheit entschieden werden, ob hier die Zone der reinen Eisensandsteinbänke, die im Doggerprofil des Schild beobachtet wurde (Nr. 2 jenes Profils), auch vorhanden ist oder ganz durch eine Wechsellagerung von dünnen Eisensandsteinbänken und Tonschieferlagen ersetzt ist.

3. Mürtschendecke.

a) Schildgruppe.

Ein vollständiges Doggerprofil lässt sich bequem an der Südostkante des Fronalpstocks aufnehmen. Über dem aus einer Wechsellagerung von roten Schiefern mit weissen Quarzsandsteinbänken und Breccien bestehenden untern Teil der Quartenschieferstufe liegen hier transgressiv:

1. Etwa 30 m Opalinusschiefer.
   a) 2—3 m schwarzbraun anwitternde, inwendig stark rostige, eisenschüssige Tonschiefer.
   b) 15—20 m schwarze, ziemlich glattflächige Tonschiefer, reich an weissen Glimmerschüppchen.
   c) 8—10 m wellig-knollige, dunkelgraue Tonschiefer, oft mit glänzenden Schichtflächen, reich an weissen Glimmerschüppchen, mit spärlich eingelagerten dünnen Streifen und Linsen von rostigem Eisensandstein.
2. Etwa 4 m Eisensandstein, stark eisenschüssig, innen rötlichbraun, reich an feinen glänzenden Quarzkriställchen, in der oberen Hälfte inwendig dunkelgrau mit massenhaften lebhaft rostgelben Tupfen; die 10—40 cm dicken Sandsteinbänke sind durch dünne Lagen von schwarzem Tonschiefer mit glänzenden Glimmerblättchen getrennt. Scharfe Grenze gegen
3. 3—4 m Echinodermenbreccie.
   a) Lebhaft gelbbraun und rauh anwitterndes, innen dunkelgraues, spätiges Gestein von etwas knorriger Struktur, wellig durchzogen von dunkeln, glimmerhaltigen Tonhäuten wie Nr. 2, in den untern 30 cm mit vorragenden dunkeln Knöllchen (Petrefakten?), im oberen Teil mit grob gerippten *Rhynchonellen* und andern Petrefakten.
   b) Dunkelgraue, grobspätige Echinodermenbreccie, die rauhe Anwitterungsfläche bräunlichgrau und ausgezeichnet durch grosse unregelmässige, lebhaft gelbbraune Flecken, dadurch etwas an Schiltkalk erinnernd; das Gestein innen oft ziemlich reich an kleinen rostgelben Tupfen. Vereinzelte verkieselte *Belemniten.*
4. $0{,}_2$—$0{,}_3$ m dunkelgrauer spätiger Kalk, unregelmässig durchzogen von schwarzen, oft rostfleckigen Tonhäuten, im oberen Teile oft etwas rot gefärbt. Das Gestein ist stellenweise reich an Petrefakten, darunter *Pseudomelania Aspasia,* d'Orb. (Oberes Bajocien, Zone des *Cosmoceras Garantianum.*)
5. 1—$1{,}_3$ m Eisenoolith.
   a) Einige Zentimeter grauer bis schwach rötlicher Mergelschiefer mit dunkeln Ooiden. Vereinzelte *Ammoniten.*
   b) Lebhaft roter, oft fleckig rostgelb anwitternder, toniger Kalk, sehr reich an Oolithkörnern, mit vielen *Belemniten* und vereinzelten *Ammoniten.* — Messerscharfe, ebenflächige Transgressionsgrenze gegen den darüberliegenden Schiltkalk.

Am Siwellen, dem nordöstlichen der drei Schildgipfel, ruht der Dogger unmittelbar auf dem Rötidolomit. Am Ostabhang kann man folgendes Profil beobachten:

1. 4—5 m Opalinusschiefer; schwarzgraue, ebenflächige Tonschiefer mit sehr feinen, von blossem Auge kaum sichtbaren weissen Glimmerschüppchen und durchzogen von dünnen, hell rostfarbigen sandigen Streifen; unter der Mitte eine dünne Schieferbank mit vielen kleinen weissen Quarzkörnchen und kleinen Schalentrümmern.
2. 2 m knorrige dunkelgraue Tonschiefer mit dünnen Lagen und knolligen Linsen von lebhaft rostfarbigem, feinkörnigem Eisensandstein.
3. $0{,}_4$—$0{,}_5$ m Echinodermenbreccie, die stark rostig angewitterte Oberfläche rauh von Echinodermentrümmern und kleinen Quarzkörnern, inwendig dunkel blaugrau mit lebhaft roten

Flecken, erzeugt durch Streifen und länglichrunde Linsen von dunkelrotem, sandigtonigem Gestein. Kleine Müschelchen; vereinzelte *Belemniten*.

4. Zirka 5 m schwarzgraue Schiefer mit etwas welligen Schieferflächen, mit im ganzen spärlichen, erst in den obersten $0{,}_4$ m zahlreicher werdenden dünnen rostigen Sandsteinplättchen. Etwa $1{,}_5$ m über der untern Grenze ist stellenweise eine etwa 20 cm dicke Lage der rötlichen Echinodermenbreccie (wie Nr. 3) eingelagert.
5. $0{,}_5$ m lebhaft rotbraun anwitternde, rauhe Echinodermenbreccie wie Nr. 3, doch ohne die roten Einschlüsse, inwendig dunkelgrau, ziemlich reich an kleinen runden Müschelchen.
6. Etwa 2 m dunkelgraue, wellige Tonschiefer mit Glimmerschüppchen wie Nr. 4, doch ziemlich reich an dünnen (1—10 cm) rostigen Eisensandsteinlagen.
7. $0{,}_2$ m dunkel rostbraun anwitternde, inwendig dunkelgraue, sandige Echinodermenbreccie, reich an kleinen (meist weniger als 1 mm), an der Oberfläche vorragenden weissen Quarzkörnchen und mit kleinen Müschelchen.
8. $0{,}_6$ m Eisensandstein, inwendig hellgrau, mit kleinen hellen Rostflecken, durch wellig verlaufende dunkelgraue, glimmerreiche Mergellagen in dünne Bänkchen abgeteilt.

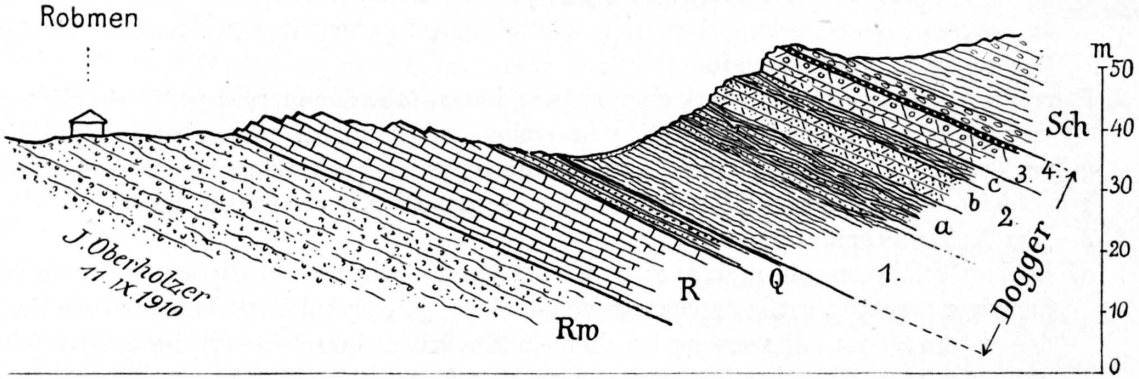


Fig. 58. Profil durch Trias und Dogger bei Robmen am Ostfuss des Mürtschenstocks.

Rw = Rauhwacke. R = Rötidolomit. Q = Quartenschiefer. Sch = Schiltschichten.

9. 1—$1{,}_2$ m Echinodermenbreccie, die untere Hälfte plattig, dunkel rostbraun angewittert, reich an Petrefaktentrümmern und kleinen Müschelchen ähnlich wie Nr. 7, die obere Hälfte massiger, heller bräunlich angewittert, inwendig blaugrau, etwas rostig punktiert, die obersten 20 cm dunkel ockerfleckig. Eine dünne, wellig verlaufende dunkelgraue Kruste bildet die ziemlich scharfe Grenze gegen
10. $0{,}_3$ m Eisenoolith; lebhaft roter, zum Teil auch grünlicher oder gelblichgrauer Kalk, reich an Eisenooiden. — Sehr scharfe Grenze gegen den hangenden Schiltkalk.

In ganz ähnlicher Weise ist der Dogger auf der Ostseite des Mürtschenstocks ausgebildet. Man findet dort nordwestlich von der Hütte von Robmen folgende Schichtreihe (Figur 58):

1. 12—15 m Opalinusschiefer, im untern Teil mangelhaft aufgeschlossen, wie am Fronalpstock transgressiv auf dem untern Teil der Quartenschieferstufe (Dolomit- und Breccienbänke mit dünnen roten und grünen Schieferzwischenlagen) aufruhend. Schwarzgraue, ziemlich ebenflächige Tonschiefer, ohne makroskopisch auffallende Glimmerblättchen, mit vereinzelten rostigen Knollen und Linsen von eisenschüssigem Sandstein.
2. *a)* 5—6 m opalinusartige Schiefer mit vielen dünnen Lagen und Knollen von Eisensandstein. Rascher Übergang in
   b) 4 m Echinodermenbreccie, dunkelbraun und sehr rauh anwitternd, grobspätig, im allgemeinen innen dunkelgrau, aber mit mehr oder weniger scharf umgrenzten dunkelroten Partien, stellenweise mit vielen kleinen glänzendgelben Pyritwürfelchen, das Gestein meistens erfüllt von kleinen Müschelchen von durchschnittlich weniger als 5 mm Durchmesser (nach Dr. Rollier unbestimmbare junge Zweischaler, darunter *Cucullaea-*, *Astarte-*, *Tancredia*-Arten).

c) 2—3 m opalinustonartige schwarzgraue Tonschiefer mit reichlichen weissen Glimmerschüppchen, wechsellagernd mit 5—15 cm dicken, wellig unebenen Bänken von stark rostig anwitterndem, inwendig blaugrauem, feinkörnigem Eisensandstein.

3. *a)* $2{,}_5$—3 m dunkelgraue Echinodermenbreccie, zu unterst ziemlich grobspätig, mit lebhaft rostgelben Punkten, im mittleren und oberen Teil ein feinspätiger bis dichter, bläulichgrauer, dünnplattiger Kalk, hell gelblichbraun anwitternd mit grossen, unscharf begrenzten ockerfarbigen Flecken. Vereinzelte *Rhynchonellen.*

b) Zirka 5 cm grauer Kalk, von dunkelgrauen, an der Oberfläche vorragenden Tonschlieren durchzogen, wahrscheinlich identisch mit der Petrefaktenschicht Nr. 4 des Doggerprofils am Fronalpstock, jedoch hier anscheinend fossilleer.

4. $0{,}_4$ m Eisenoolith; ein schlieriges Gemenge von gelblichgrau anwitterndem, inwendig blassrotem, dichtem Kalk mit dunkelrotem, an Eisenooiden reichem, tonigem Kalk; ziemlich reich an *Belemniten.* — Sehr scharfe Grenze gegen den darüber folgenden Schiltkalk.

Die Schicht Nr. 2 *b* ist das Äquivalent von Nrn. 3, 5 und 7 des Doggerprofils am Siwellen und ist offenbar die von Arbenz (**221**, p. 53) vom Ostfusse des Mürtschenstocks erwähnte rote Echinodermenbreccie. Sie tritt erst im südlichen Teil der Mürtschengruppe (Siwelle-Schild, Robmen) auf; im Gebiet der nördlichen Mürtschenstockfalte (Fronalpstock, Mürtschenstock nördlicher Teil, Alpfirzstock) fehlt sie noch. Die graue Echinodermenbreccie ist überall in der Mürtschengruppe sehr schwach ausgebildet; immerhin schwillt sie in den zickzackförmigen Falten im Gewölbekern der nördlichen Mürtschenfalte westlich von Meerenalp auf 6—8 m an. Ihr oberer Teil wittert stets gelbfleckig an und ist oft wenig spätig bis dicht. Nordwestlich von den Hütten von Meerenalp (1500 m) enthält sie *Rhynchonellen* und einzelne *Korallen.* Auffällig ist, dass an dieser Stelle die obersten 30 cm unscharf begrenzte grünliche tonige Kalkschlieren und auch lebhaft rote Kalkknollen und Schlieren enthalten, die wie der hangende Eisenoolith oft reichlich von dunkeln Eisenooiden durchschwärmt sind. Der gewöhnlich nur $0{,}_3$—$0{,}_6$ m mächtige Eisenoolith wächst in den oben erwähnten Zickzackfalten am Ostabhang des Mürtschenstocks auf $1{,}_5$—2 m an. Am Ostabhang des Alpfirzstocks schliessen die 8—10 m mächtigen knorrigen Opalinusschiefer viele länglichrunde rote Schwefelkiesaggregate von etwa 3 cm Durchmesser ein. Die darüber folgende Wechsellagerung von schwarzen Tonschiefern mit dünnen Eisensandsteinbänken ist durch zahlreiche, in die Schiefer eingebettete und oft lagenweise angeordnete feinkörnige, blaugraue, oft glimmerreiche, länglichrunde Sandsteinknollen ausgezeichnet.

b) Magereu-Guschagruppe.

Östlich von der Linie Murgtal-Widersteinerfurkel erscheint der Dogger der Mürtschendecke in einer stark veränderten, durch grössere Mächtigkeit und neue Gesteinstypen ausgezeichneten Facies. Am Gipfel des Rottors (Tafel 22, Figur 3) bildet er eine etwa 100 m hohe Felswand, wobei zu bedenken ist, dass hier seine untere Grenze eine Transgressionsgrenze ist und der oberste Teil weggewittert ist. Über den direkt auf den roten Verrucanoschiefern sitzenden dunkelgrauen wellig-flaserigen Eisensandsteinen mit dunkeln tonigen, oft dunkel graugrünen Zwischenlagen folgen dunkel rotbraune feinkörnige Eisensandsteine, im obern Teil wechsellagernd mit dünnen Lagen von Echinodermenkalk und Muschelbreccie, dann eine mächtige Folge von blassroter bis dunkelroter Echinodermenbreccie, bestehend aus Echinodermentrümmern und massenhaften kleinen Müschelchen und Muschelschalentrümmern, ähnlich wie Nr. 3 des Doggerprofils von Robmen. Ich sah darin auch einzelne *Belemniten* und *Rhynchonellen.* Oben geht die Schichtgruppe in gewöhnliche graue Echinodermenbreccie über.

Leichter zugänglich ist das Doggerprofil an dem 1 km weiter östlich liegenden merkwürdigen Dogger-Malmhügel nördlich von der Lusermatt. Man beobachtet dort über den violettroten sandigen Verrucanoschiefern:

1. Etwa 50 m rostig braun anwitternder, feinkörniger Eisensandstein, vorwiegend dünne Platten von 1—5 cm, aber auch einzelne dicke Bänke von $0{,}_2$—1 m Dicke bildend, das Ganze flaserig durchzogen von dünnen, schwarzen Tonschieferlagen mit weissen Glimmerschüppchen.

2. 10—15 m dunkel rotbrauner, feinkörniger Eisensandstein, anscheinend ohne Schieferzwischenlagen.
3. 10 + x m Wechsellagerung desselben dunkel rotbraunen Eisensandsteins mit knorrigem, dunkelgrauem Eisensandstein und mit dünnen Linsen und Lagen von stark eisenschüssiger, grobspätiger rotbrauner Echinodermenbreccie, an der Oberfläche sehr rauh von Fossiltrümmern und Quarzkörnern von 1—5 mm Durchmesser. — Der obere Teil ist durch Verrucanoschutt (Moräne) verhüllt.
4. Etwa 20—25 m Echinodermenbreccie, im untern Teil grobspätig, blassrötlich, die Anwitterungsfläche gelbbraun und sehr rauh von massenhaften Echinodermenresten, der obere Teil weniger grobspätig und ziemlich hellgrau, die Anwitterungsfläche heller gelblichgrau und weniger rauh.
5. $0{,}_1$—$0{,}_4$ m roter Eisenoolith, petrefaktenarm; gegen die liegende Echinodermenbreccie unscharf begrenzt; stellenweise treten im obersten Teile der Echinodermenbreccie dünne Schlieren von Eisenoolith auf. Auf der Grenze von Echinodermenbreccie und Eisenoolith beobachtet man stellenweise eine nur 1—2 cm dicke schwärzliche Kruste mit dunkeln Knöllchen, wahrscheinlich

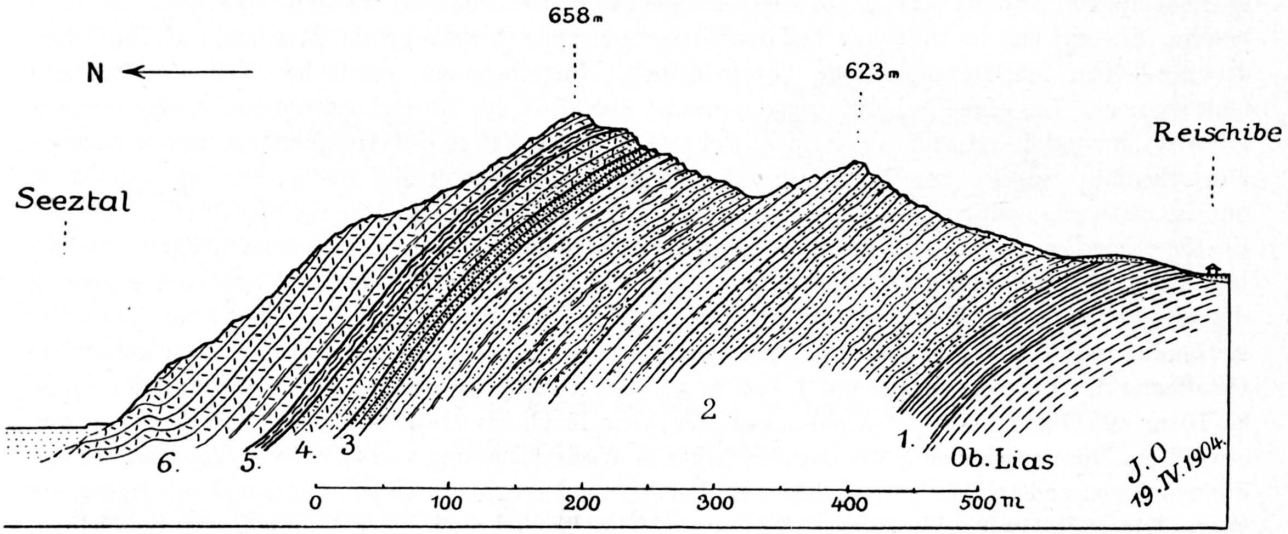


Fig. 59. **Profil durch den Dogger am Reischiben südlich von Walenstadt.**

das Äquivalent der Petrefaktenschicht von Heuberge-Guppenalp (oberes Bajocien). — Sehr scharfe Grenze gegen den hangenden Schiltkalk.

Wenn der Lias der Magereu-Guschagruppe nicht zur Axendecke, wie ich früher annahm, sondern zur Mürtschendecke gehört, so muss auch der darüber folgende mächtige Dogger des Hügels Reischibe südlich von Walenstadt dazu gerechnet werden. Man beobachtet quer über den Hügel folgendes Profil (Figur 59):

1. Opalinusschiefer. Blauschwarze, glattflächige, ziemlich dünnblättrige Tonschiefer mit sehr feinen weissen Glimmerblättchen und lebhaft rotgelben sandigen Roststreifchen. Der Kontakt mit den liegenden oberliasischen Schiefern ist durch Schutt und Vegetation verhüllt; ebenso kann der unvollkommenen Aufschlüsse wegen die Mächtigkeit nicht genau bestimmt werden. Sie mag 20—30 m betragen.
2. Knorriger Eisensandstein mit Tonschieferlagen. Dunkel braungrau anwitternder, sehr zäher, eisenschüssiger, bei starkem Quarzgehalt innen hell bläulichgrauer Sandstein mit vielen dunkelgrauen, glimmerhaltigen dünnen Tonhäuten und Tonschieferlagen, durch die das Gestein in wellig uneben begrenzte Bänke abgeteilt wird. Diese Bänke sind im tieferen Teil oft bis 60 cm, im oberen Teil aber meist nur 5—15 cm dick und enthalten hier oft 1—3 cm dicke zylindrische, sandig-tonige Knollen von schaliger Struktur und rostiger Verwitterungsrinde. Petrefakten wurden nicht beobachtet. Gesamtmächtigkeit etwa 250 m.

3. 5—8 m dunkel rotbraun anwitternder Eisensandstein, sehr gleichmässig feinkörnig, in ebenflächige Bänke abgeteilt, anscheinend petrefaktenleer. Das Gestein stimmt völlig mit dem rotbraunen Eisensandstein der Glärnischgruppe (Nr. 3 *a* des Profiles von Oberguppen) überein, ist jedoch inwendig weniger ausgeprägt rotbraun, meistens nur dunkelgrau, mit einem Stich ins Rötliche.
4. Etwa 25 m rote Echinodermenbreccie. Grobspätiges, inwendig oft dunkelgraues, meistens aber mehr oder weniger lebhaft rotbraunes eisenschüssiges Gestein, meistens sehr reich an kleinen Müschelchen, deren Schalen oft zerbrochen sind. Auf den Schichtflächen und im Innern der gelbbraun bis dunkel rostbraun anwitternden Bänke liegen dünne, zum Teil schlierig verzweigte Lagen von schwarzem Tonschiefer mit Glimmerschüppchen oder von eisenschüssigem Sandstein, die an der Oberfläche als dunkler angewitterte Leisten vorragen. Gegen unten überwiegen die tonigen und sandigen Partien, und die Echinodermenbreccie bildet blosse Linsen und Streifen innerhalb der Sandsteinmasse.
5. 5—8 m schwarzgraue Tonschiefer, reich an weissen Glimmerblättchen und durchzogen von vielen dünnen (1—3 mm) rostgelben sandigen Streifen und rundlichen oder stielförmigen Knollen von rostigem Eisensandstein.
6. Graue Echinodermenbreccie; hell bräunlich anwitternd, inwendig blaugrau, grobspätig, im tieferen Teil oft mit kleinen rostfarbigen Flecken, aussen sehr rauh von massenhaften Echinodermentrümmern. Vereinzelte *Belemniten*. In den untersten 5 m sind in die Echinodermenbreccie viele $0{,}_1$—5 cm dicke Lagen von schwarzgrauem, glimmerhaltigem und eisenschüssigem Tonschiefer eingelagert. Die obersten Schichten und das Hangende liegen unter dem Talboden verborgen. Sichtbare Mächtigkeit mindestens 80 m.

c) Glärnisch-Ortstockgruppe.

Am Fusse der hohen Malmwand des Vorderglärnisch ist in der Hetschisrunse nordwestlich über Mitlödi folgendes Doggerprofil aufgeschlossen (vgl. Tafel 19, Figur 5):

1. Etwa 3 m rostig anwitternder, inwendig dunkelgrauer Eisensandstein, mit dünnen schwarzen Tonlamellen, dünnbankig bis dünnplattig, mit scharfer, etwas unebener Grenze transgressiv auf dem Rötidolomit sitzend.
2. 12—14 m opalinustonartige schwarzgraue, ziemlich glattflächige und dünnblättrige Schiefer mit feinsten weissen Glimmerschüppchen, darin eingelagert zahlreiche dunkelgraue, rostig anwitternde dünne Plättchen und Linsen von feinkörnigem eisenschüssigem Sandstein; im obersten Teil liegen zwischen den Schiefern viele dünne Eisensandsteinbänke.
3. $1{,}_5$ m hell rostig anwitternder Eisensandstein; nur stellenweise vorhanden.
4. Etwa 7 m Echinodermenbreccie, inwendig dunkelgrau, rostig punktiert. Etwas oberhalb der Mitte einige dünne dunkelgraue tonige Einlagerungen. Der darüberliegende Teil ist weniger grobspätig als der untere und zeigt auf der angewitterten Oberfläche unregelmässige ockerfarbige Flecken. Die Echinodermenbreccie ist durch eine auffällige, steil bergeinwärts fallende Rutschfläche von dem liegenden, im oberen Teil kleingefältelten Schiefer getrennt (Faltungsdiskordanz). — Ziemlich scharfe Grenze gegen
5. $0{,}_3$—0_4, m Eisenoolith, im ganzen rot, aber mit vielen unregelmässigen Linsen und Knollen von hellgrauem oder violettgrauem Kalk. Vereinzelte *Belemniten*. Auffallend ist, dass noch etwa 10 cm unter der sonst ziemlich scharfen untern Grenze einzelne Eisenoolithlinsen in der Echinodermenbreccie sitzen. — Scharfe Grenze gegen den hangenden Schiltkalk.

Wie auf der Ostseite des Linthtales, so vollzieht sich auch in der Glärnischgruppe im Dogger der Mürtschendecke gegen S eine rasche und auffallende Faciesänderung. In dem niedrigen Felsband südlich von der Hütte von Guppenalp Mittelstafel (Tafel 17, Figur 2), in dem die Stollenöffnungen des alten Eisenbergwerkes sichtbar sind, ist die Stufe der Opalinusschiefer und Eisensandsteine infolge tektonischer Verquetschung bloss 2—3 m mächtig, und aus demselben Grunde ist auch die Echinodermenbreccie am Westende der Felsstufe auf 3—5 m reduziert; gegen E aber schwillt

sie auf 15—20 m Mächtigkeit an. Besonders wichtig aber ist, dass auch hier ihr unterer, stellenweise auch ihr oberer Teil durch Eisengehalt mehr oder weniger lebhaft rot gefärbt ist. Muschelschalentrümmer sind nur spärlich vorhanden; dagegen ist sie stellenweise reich an *Pentacrinus*stielgliedern. Der Eisenoolith ist meistens bloss $0,_3$ m mächtig, schwillt aber, wahrscheinlich infolge tektonischer Störung, in der Gegend des mittleren und westlichen «Eisenloches» auf $2,_5$—4 m an.

Am Ostabhang des Leuggelstocks hat sich bereits der dunkelrote, feinkörnige Eisensandstein eingestellt, und die rote Echinodermenbreccie ist zum Teil als Muschelbreccie ausgebildet. Westlich von Dohlenberg kann man am Fusse der Ostwand des Leuggelstocks über dem roten grobschiefrigen Verrucanosandstein an der am besten zugänglichen Stelle folgendes Doggerprofil beobachten:

1. 4—5 m schwarze, gewulstete Opalinusschiefer mit dünnen Sandsteinlinsen.
2. Etwa 4 m Echinodermenbreccie, durchsetzt mit verzweigten Streifen von feinkörnigem dunkelrotem Eisensandstein.
3. Etwa 5 m lebhaft roter feinkörniger Sandstein, übergehend in rote Echinodermenbreccie.
4. Etwa 10 m graue grobspätige Echinodermenbreccie. Der obere Teil des Doggers ist durch die Überschiebungsfläche der Axendecke, die mit Liassandkalken beginnt, abgeschnitten.

Der Dogger schwillt am Leuggelstock gegen S rasch zu 40—50 m Mächtigkeit an und besteht wohl zur Hälfte aus der roten Echinodermenbreccie, die oft eine aus Echinodermenresten und zerbrochenen Muschelschalen zusammengesetzte zoogene Breccie darstellt. Oft enthält sie in grosser Menge runde oder länglichrunde, glänzende eisengraue Ooide von Roteisenstein.

4. Axendecke.

Die durch grosse Mächtigkeit und das Auftreten neuer Gesteinstypen ausgezeichnete neue Doggerfacies, die sich im südlichen und östlichen Teil der Mürtschendecke eingestellt hat, erscheint im nördlichen Teil der Axendecke am Nordabhang des Glärnisch bereits in ihrer maximalen Entwicklung. Die Mächtigkeit beträgt an der Nordwand des Vorderglärnisch und südlich vom Klöntalersee 280—300 m, wovon 80—100 m auf die Echinodermenbreccie fallen.

Auf dem «Tscholboden» (Terrasse am Fusse der Doggerwand unterhalb Vorder Schlattalp) liegen über dem dynamometamorphen Öhrlikalk der Mürtschendecke zunächst etwa 5 m schwarze Schiefer mit Sandkalkbänken, dann etwa 40 m rostige, dünnplattige, flaserige Eisensandsteine mit wellig durchziehenden dünnen Schieferlagen, darüber in grosser Mächtigkeit dunkelrote Eisensandsteine und rote und graue Echinodermenbreccie.

An der Sackbergruns zwischen Hintersackberg und Gleiter beginnt der Dogger erst mit der Zone der roten Eisensandsteine und Echinodermenbreccien. Man findet dort:

1. Etwa 2 m dunkel braunrote, sehr gleichmässig feinkörnige Eisensandsteine, mit scharfer tektonischer Grenze auf Öhrlikalk ruhend.
2. 160—180 m gelbbraun anwitternde, inwendig rötliche, sehr grobspätige Echinodermenbreccie mit vielen unregelmässigen Bändern und Linsen von dunkelrotem, feinkörnigem Eisensandstein wie 1, bald die Echinodermenbreccie, bald der Sandstein vorherrschend. Vereinzelte dünne, schwarze Schieferlagen. Manche Sandsteinlagen enthalten reichliche Schalentrümmer. Vereinzelte Belemniten, darunter *Pachitheutis* cfr. *Giengensis*, Oppel. Zu oberst, im Sockel der Gleiterwand, wiegt die rote Echinodermenbreccie gegenüber den eingelagerten Streifen von dunkelrotem Eisensandstein stark vor.
3. Etwa 100 m dunkel blaugraue, grobspätige, bisweilen rostig punktierte Echinodermenbreccie, den mittleren und obern Teil der Gleiterwand bildend. In einem aus der Wand herausgefallenen Block fand ich zahlreiche Brachiopoden, darunter *Terebratula Stephani*, Davidson, *T.* cfr. *circumdata*, Eud. Desl., *T.* cfr. *ventricosa*, v. Zieten.
4. $0,_2$—$0,_3$ m Callovien-Eisenoolith mit vielen *Belemniten* und einzelnen *Ammoniten*. Darüber Schiltkalk.

Am Wege zwischen Tschingel und Vorder Schlattalp folgen über der Schutthalde, die den untersten Teil des Doggers verhüllt:

1. Rotbrauner Eisensandstein, oft reich an Schalentrümmern.
2. 130—150 m lebhaft rote grobspätige Echinodermenbreccie, im untern Teil mit Streifen und Linsen von dunkelrotem, feinkörnigem Eisensandstein, den ganzen untern und mittleren Teil der Steilstufe zwischen Tschingel und Schlattalp bildend.
3. Etwa 80 m dunkel blaugraue, meistens grobspätige, sehr rauh anwitternde Echinodermenbreccie, oft reich an deutlich erkennbaren *Pentacrinus*-Stielgliedern. Scharfe Grenze gegen
4. 4—5 m dünnplattiger, dunkelgrauer, schwach spätiger Kalk mit wellig verlaufenden Schichtflächen, im untern Teil von tonigen Lamellen flaserig durchzogen, mit feinsandigen kieseligen Knauern und unregelmässigen ockerfarbigen Flecken. Darin ein *Pecten*.
5. Etwa 2 m sehr grobspätige, rauh anwitternde, ziemlich hellgraue bis violettgraue, rostig punktierte Echinodermenbreccie. Scharfe Grenze gegen
6. Etwa $0{,}_3$ m Eisenoolith. Dichter grauer oder blassroter Kalk mit unregelmässig aber scharf begrenzten Partien von dunkelrotem Kalk, in welchem die mehr oder weniger zahlreichen Eisenooide von $0{,}_2$—1 mm Durchmesser liegen, das Gestein oft dunkelgelb gefleckt wie der Schiltkalk. Ziemlich viele *Belemniten*. Am Ufer des Schlattalpbaches erscheint der Eisenoolith als ein scharf gegen die liegende Echinodermenbreccie und den hangenden Schiltkalk begrenztes, wellig verlaufendes Band von rasch wechselnder (5—30 cm) Dicke (Figur 62, p. 272).

Südlich vom Gessnerdenkmal zeigt die gegen den Klöntalersee absteigende Doggerwand (Tafel 15) von unten nach oben folgende Gliederung:

1. Etwa 10 m dunkelroter, stark quarzsandiger Echinodermenkalk mit weissen Glimmerblättchen; ziemlich viele kleine *Terebrateln* und *Rhynchonellen* und Schalenbruchstücke. Dazwischen viele Lagen und Linsen von feinkörnigem dunkelrotem Eisensandstein.
2. Etwa 60 m rostig anwitternde, ziemlich dünnbankige, rote Echinodermenbreccie ohne auffälligere Sandsteinlagen, reich an grossen glänzenden Spattäfelchen und mit vielen kleinen fettglänzenden Quarzkörnchen und weissen Glimmerblättchen, häufig reich an dunkelroten, oft glänzenden, 1—6 mm grossen Ooiden aus Roteisenstein oder eisenschüssigem Kalk. Viele kleine *Brachiopoden* und Muscheltrümmer. In dieser Schichtgruppe liegt die mutmassliche Ausbeutungsnische des alten Eisenbergwerks am Klöntalersee.
3. Etwa 55 m intensiv rote grobspätige Echinodermenbreccie ähnlich 2, aber in dickere Bänke geteilt und weniger quarzhaltig. Scharfe Grenze gegen
4. 65—70 m dunkel blaugraue Echinodermenbreccie.
5. Eisenoolith; am Bärentritt $0{,}_6$—$0{,}_9$ m mächtig. Dunkelroter, im mittleren und oberen Teil oft auch grauer oder grünlicher, gelbfleckiger, dichter Kalk, mehr oder weniger reich an Eisenooiden; vereinzelte *Belemniten*.

Längs des Alpweges, der von der Hütte von Oberguppen auf die Terrasse Heuberge am Ostabhange des Glärnisch führt, kann man über den schwarzen oberliasischen Schiefern, in welche die Furkel zwischen Geisser und Glärnischabhang eingeschnitten ist, folgendes Profil beobachten:

1. 25—30 m Opalinusschiefer; knorrige, dunkel blauschwarze, an weissen Glimmerschüppchen reiche Tonschiefer, durchzogen von unregelmässig wellig verlaufenden, dünnen, hell rostbraunen sandigen Streifen.
2. Hellbraune Sandsteine und opalinustonartige Schiefer:
   a) Etwa 10 m rostfarbige, feinkörnige Eisensandsteinbänke, mit grössern Quarzkörnern, getrennt durch dünne Schieferlagen vom Typus der Opalinusschiefer.
   b) Etwa 40 m hell gelbbrauner Eisensandstein, quarzreich, feinkörnig, sehr zähe, in dünne Bänke abgeteilt.
   c) 25—30 m dünnplattiger bis plattig-schiefriger, hellbrauner Eisensandstein, die Platten durch dünne Lagen von schwarzen glimmerigen Schiefern getrennt.
   d) 15—20 m dunkelgraue, knorrige, glimmerhaltige Schiefer durchzogen von massenhaften dünnen Streifen und Linsen von rostigem Eisensandstein.

3. Dunkelbrauner Eisensandstein und rote Echinodermenbreccie:
   a) 8—10 m dunkel rotbrauner, feinkörniger Eisensandstein.
   b) 20 m dunkel rotbrauner Eisensandstein vom gleichen Typus, aber mit zahlreichen Streifen und Linsen von gelblich anwitternder, inwendig rötlicher, grobspätiger Echinodermenbreccie.
   c) 12—15 m Wechsellagerung von rotbraunem Eisensandstein und rötlicher Echinodermenbreccie, jedoch mit Vorherrschen der Echinodermenbreccie. Der Sandstein bildet innerhalb der letztern dünne, oft schlierig verzweigte Streifen, die auf der angewitterten Gesteinsoberfläche in Form von Leisten vorragen. Die Echinodermenbreccie ist sehr rauh, reich an Petrefaktentrümmern, inwendig blassrot oder grau.
4. Graue Echinodermenbreccie:
   a) 20—25 m bräunlichgrau anwitternder, grobspätiger Kalk, in den untern Lagen inwendig noch etwas blassrot und durchzogen von schlierig verzweigten Streifen von dunkelbraun anwitternder, inwendig rötlicher, sandiger Echinodermenbreccie mit vorragenden Quarzkörnern; im mittleren und oberen Teil dunkel blaugraue Echinodermenbreccie mit dunkel anwitternden, etwas eisenschüssigen kieseligen Knauern und Streifen. Die Echinodermenbreccie ist sehr rauh von vorragenden Echinodermentrümmern, worunter man häufig *Pentacrinus*-Stielglieder bemerkt. Vereinzelte *Belemniten* und Muscheln. — Ziemlich scharfe Grenze gegen
   b) 15—20 m hellgrau anwitternde, dickbankige Echinodermenbreccie, im ganzen weniger rauh anwitternd als die vorige Schichtgruppe, aber doch mit *Pentacrinus*- und andern Echinodermenresten, ohne Kieselknauer, inwendig dunkelgrau, arm an grösseren Petrefakten.
   c) 12—15 m dunkel bräunlichgrau anwitternde, rauhe, grobspätige, inwendig dunkelgraue Echinodermenbreccie, ohne grosse Kieselknauer, aber mit vielen dunkeln kieseligen Knöllchen von $0{,}_5$—$1{,}_5$ cm Durchmesser; an der angewitterten Oberfläche grosse unregelmässige, ockerfarbige Flecken. In den obersten Schichten viele grosse *Belemniten* und vereinzelte Muscheln.
5. Dunkelgrauer, toniger, etwas spätiger Kalk, gegen das Liegende und das Hangende mit wellig unebener Grenze scharf abgesetzt. Die höchstens 30 cm mächtige Schicht ist stellenweise völlig erfüllt von Petrefakten. Aus einem kleinen Block von etwa 3 dm^3 gewann ich über 20 verschiedene Arten. Darunter befinden sich nach der Bestimmung von L. Rollier (revidiert von Herrn Prof. Dr. A. Jeannet in Zürich):

Cosmoceras Garantianum, d'Orb. (häufig).
Cosmoceras bifurcatum, v. Ziet.
Sphaeroceras Brongniarti, Sow. (häufig).
Sphaeroceras cfr. *Brongniarti*, Sow.
Patoceras bispinatum, Baugier et Sauzé.
Acanthothyris Zieteni, Rollier (sp. nov.).
Acanthothyris Davidsoni, Rollier.
Rhynchonella Stuifensis, Oppel (?).
Terebratula cfr. *Birdlipensis*, Walker.
Trochus Acmon, d'Orb.
Pseudomelania Aspasia, d'Orb.
Pleurotomaria cfr. *Alcibiades*, d'Orb.
Astarte (Neocrassum) obliqua, Desh.
Cucullaea cfr. *concinna*, Phill.
Pecten (Eutolium), sp. nov., cfr. *P. Wollastonensis*, Lycett.
Pecten (Eutolium) Rhypheus (?), d'Orb.

Ausserdem befinden sich unter meinen Funden aus dieser Fossilbank noch unbestimmbare Spezies aus den Gattungen *Patoceras, Belemnopsis, Pecten (Eutolium), Pecten (Chlamys), Zeilleria (Aulacothyris), Astarte, Arca.*

6. $0{,}_4$—$0{,}_6$ m Blegi-Eisenoolith; roter oder grauvioletter Kalk mit massenhaften Eisenooiden, vielen *Belemniten* und einzelnen *Ammoniten*. — Scharfe Grenze gegen den hangenden Schiltkalk.

Die Fauna der Fossilbank Nr. 5 des vorstehenden Profils hat mit derjenigen des von Arnold Heim und A. Jeannet (vgl. **228**, p. 538—541) eingehend untersuchten Fossilhorizontes von Wolfinge und Gurbsbach in der Churfirstenkette eine Reihe von Spezies, darunter *Cosmoceras Garantianum*,

Cosmoceras bifurcatum und *Patoceras bispinatum*, gemein. Sie gehört wie jene zur Zone des Cosmoceras Garantianum des obern Bajocien.

Diese Fossilbank ist noch an andern Stellen des südlichen Glärnischgebietes vorhanden, doch nach den bisherigen Beobachtungen nirgends so mächtig und fossilreich wie auf Oberguppen. Am Südabhang des First findet man sie an dem gegen die Zeinenfurkel führenden Weglein als meistens nur 1—5 cm dicke dunkle Gesteinskruste, die mit 5—10 cm tiefen unregelmässigen sackförmigen Buchten in die Echinodermenbreccie hinuntergreift. Sie enthält hier *Sphaeroceras Brongniarti*, Sow., *Acantothyris costata*, d'Orb., *Pecten* cfr. *annulatus*, Sow., *Nautilus*, sp., *Lima (Plagiostoma)*, sp.

Am Gumen nördlich von Braunwaldalp ist die Schicht nur in Spuren zu finden und anscheinend fossilleer; dagegen enthalten die obersten 2—3 m der blaugrauen, grobspätigen Echinodermenbreccie viele Belemniten (darunter *Belemnites canaliculatus*, v. Schl.) und 1—$1{,}_5$ m unter dem Schiltkalk viele winzige, schwarze, verkieste Ammoniten, daneben Brachiopoden und Lamellibranchier: *Zeilleria* cfr. *subbunculenta*, Chap. et Duv., *Pecten*, sp. nov. aus der Gruppe des *Pecten cingulatus*, Goldf., *Entolium*, sp. ind., *Astarte*, sp. ind.

Der Callovien-Eisenoolith ist am First beim Oberblegisee $0{,}_8$—1 m mächtig und reich an Petrefakten. Mösch (**78**, p. 245—247) führt aus dieser Schicht von Oberblegialp nicht weniger als 33 Arten an. Ich fand darin am Südabhang des First:

Perisphinctes Moorei, Oppel (häufig).	*Pleurotomaria Cypraea*, d'Orb.
Perisphinctes, sp. nov.	*Pleurotomaria* cfr. *constricta*, Deslong.
Perisphinctes, sp. ind.	*Turbo obsoletus*, Roem., sp.
Belemnites (Hastites) subhastatus, v. Ziet.	*Terebratula Vilsensis*, Oppel.

A. Jeannet (**296**) fand im Gebiet Plattenbach-Gumengrat über Braunwald stellenweise Bruchstücke der Fossilbank des obern Bajocien und Trümmer der grauen Echinodermenbreccie teils als Basiskonglomerat, teils als vereinzelte Trümmer, im Innern des Callovien-Eisenooliths; ebenso beobachtete er an andern Stellen Bruchstücke von Eisenoolith im Schiltkalk. Es sind also hier nach einem Unterbruch in der Sedimentation Teile der Felsoberfläche aufgearbeitet und bei der nachfolgenden Transgression in das neu sich bildende Sediment eingeschlossen worden.

Der Dogger behält den Faciestypus des Glärnisch durch den ganzen nördlichen Teil der Glärnisch-Ortstockgruppe hindurch ohne starke Änderungen bei. So findet man an ihrem Westrande, bei Bärensol östlich von Schwarzenbach (Bisistal), folgende Schichtreihe (Figur 60):

1. 50—60 m knorriger Eisensandstein, bestehend aus dünnen Lagen und Linsen von stark eisenschüssigem, feinkörnigem Sandstein und dünnen Lagen von knorrig-schiefrigem schwarzem Ton. Im obern Teil vereinzelte kompakte Eisensandsteinbänke.
2. Etwa 20 m hellbrauner Eisensandstein, stark eisenschüssig, feinkörnig, sehr zähe, durch dünne wellige Lagen von opalinustonartigem schwarzem Schiefer in 10—20 cm dicke Bänke abgeteilt.
3. 4—5 m dunkel rotbrauner, sehr gleichmässig feinkörniger Eisensandstein (identisch mit Nr. 3 *a* des Profiles von Heuberge-Guppen), in 10—20 cm dicke Bänke geteilt, zwischen welche 5—10 cm dicke Lagen, Linsen und Knollen von schwach eisenschüssigem, hell gelbbraun anwitterndem Sandstein eingelagert sind. Vereinzelte *Belemniten*.
4. 12—15 m schwach eisenschüssige Echinodermenbreccie, die Oberfläche sehr rauh von vorragenden Echinodermenresten und Schalentrümmern, auch vereinzelte *Belemniten* enthaltend. Das Gestein ist durchzogen von schlierig verzweigten Streifen von roter Echinodermenbreccie, im untern Teil auch von braunrotem Eisensandstein; im obersten Teil reich an grossen, an der Oberfläche vorragenden Quarzsandsteinknollen mit dicker rostbrauner Verwitterungsrinde. Allmählicher Übergang in:
5. Etwa 8 m lebhaft gelbbraun anwitternde, innen dunkelgraue, grobspätige Echinodermenbreccie, die Oberfläche ockerfleckig und sehr rauh von massenhaften Echinodermentrümmern. In der Mitte eine 20 cm dicke Zwischenlage von dunkelgrauem, knorrigem Tonschiefer. Vereinzelte grosse *Belemniten*.

6. 8—10 m hell bräunlichgrau anwitternder, feinspätiger, dunkelgrauer Echinodermenkalk, ärmer an Echinodermenresten, von feinen Tonlagen schlierig durchzogen, sehr reich an unregelmässigen Knollen und sich rasch auskeilenden dünnen Lagen eines dunkelgrauen, feinkörnigen sandigen Gesteins mit starker gelbbrauner Verwitterungsrinde sowie dünnen Lagen von dunkelgrauem grobem Schiefer mit vielen weissen Glimmerschüppchen. Vereinzelte grosse *Belemniten.*
7. 15—20 m hellgrau und rauh anwitternde, grobspätige Echinodermenbreccie, innen ziemlich dunkelgrau, oft mit kleinen Rostpunkten, ohne Kieselknauer und Tonlagen. Die oberste Schicht (1 m) mit grossen dunkel ockerfarbigen Flecken und reich an grossen *Belemniten.*
8. Dunkelgraues, unvollkommen schiefriges, toniges Gestein mit weissen Glimmerblättchen und eingestreuten dunkeln Oolithkörnern. Vereinzelte *Ammoniten.* Die Schicht — vielleicht das Äquivalent der Zone des *Cosmoceras Garantianum* — erreicht bis 40 cm Mächtigkeit, ist aber nur auf kurze Strecke südlich von den Hütten von Bärensol zu beobachten. An dicht benachbarten

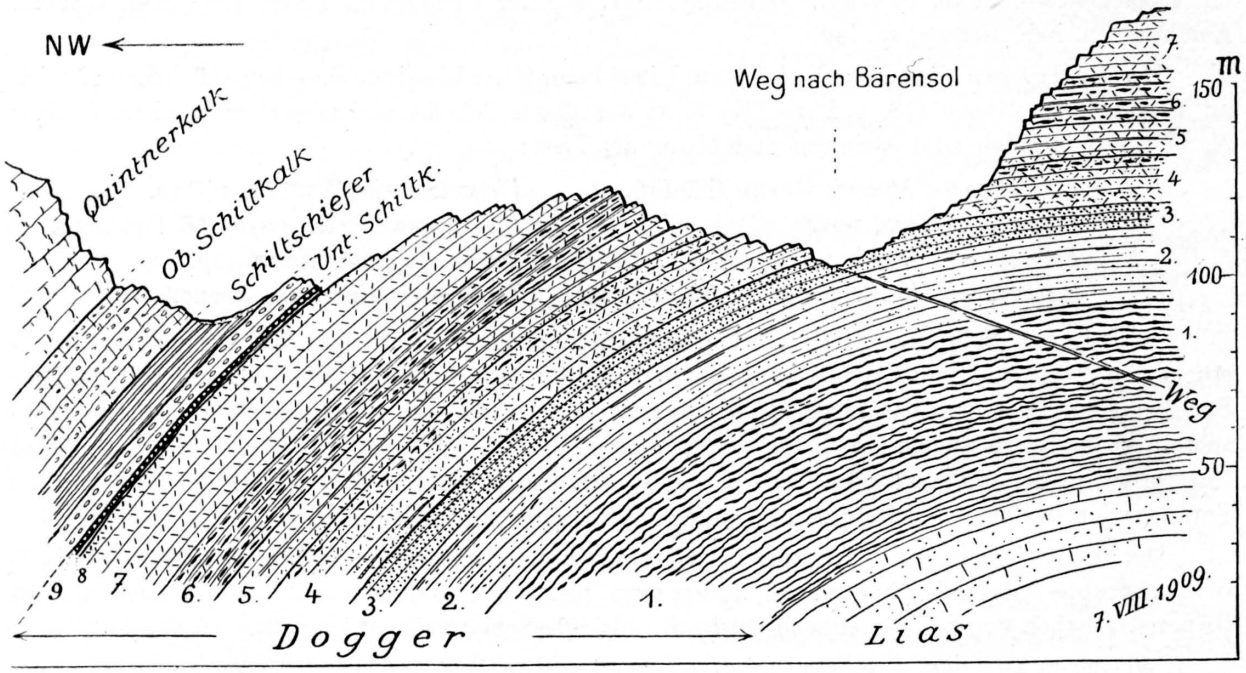


Fig. 60. **Das Doggerprofil südlich von Bärensol bei Schwarzenbach im Bisistal.**

Stellen fehlt sie völlig, und es geht die Echinodermenbreccie (Nr. 7) durch eine 2—3 cm dicke Übergangsschicht durch Aufnahme von vereinzelten dunkeln Oolithkörnern und Auftreten einer rötlichen Färbung anscheinend ohne scharfe Grenze über in

9. Blegi-Eisenoolith, $0{,}_5$—$0{,}_8$ m mächtig. Roter, stellenweise etwas grünlicher, toniger Kalk, mässig reich an Ooiden, arm an Petrefakten. Darüber gelbfleckiger Schiltkalk.

Innerhalb der Glärnisch-Ortstockgruppe ändert sich die Doggerfacies gegen S in auffälliger Weise. Die Mächtigkeit nimmt durch den Glärnisch hindurch südwärts allmählich ab; sie ist schon auf Heuberge-Guppen mit 220—230 m merklich geringer als in der Nordwand des Glärnisch. An der Ostkante des Ortstocks misst sie kaum noch 100 m, und am Glatten nördlich von der Klausenpasshöhe ist sie auf 30 m gesunken. Von dieser Mächtigkeitsabnahme werden sowohl die Echinodermenbreccie als auch die Schiefer und Eisensandsteine betroffen. Die rote Echinodermenbreccie und der damit verbundene dunkelrote Eisensandstein, die an der Nordwand des Glärnisch so mächtig entwickelt sind, lassen sich südwärts mit abnehmender Mächtigkeit bis nach Oberblegi und Bösbächi verfolgen; aber schon am Eggstock sind sie verschwunden. In der Ortstockkette sind sie durch einen dunkelgrauen, feinkörnigen, quarzreichen Eisensandstein ersetzt. Auch der sonst so beständige Eisenoolith ändert sich gegen S hin und fehlt streckenweise ganz. Während er noch

am First bei Oberblegi mächtig und typisch ausgebildet ist, findet man schon am Gumen über Braunwald an seiner Stelle bloss noch vereinzelte 5—10 cm dicke Fetzen eines dunkelgrauen bis blassroten Kalkes mit eingestreuten Eisenooiden. Unter dem Ortstock erscheint er als graurot oder grünlich gefleckter dichter Kalk, der nur in den obersten 10 cm Ooide enthält, und im südlichen Teil der Ortstockkette ist er ganz verschwunden oder auf eine etwa 1 cm dicke rötliche Gesteinskruste mit schwärzlichen Ooiden reduziert.

Als Beispiel für die schwache Doggerfacies der Ortstockkette führe ich das Profil an, das man auf dem Geissberg am Ostabhang des Glatten, südlich von der Alp Firnen, beobachtet. Über Liassandkalken liegen dort (Figur 61):

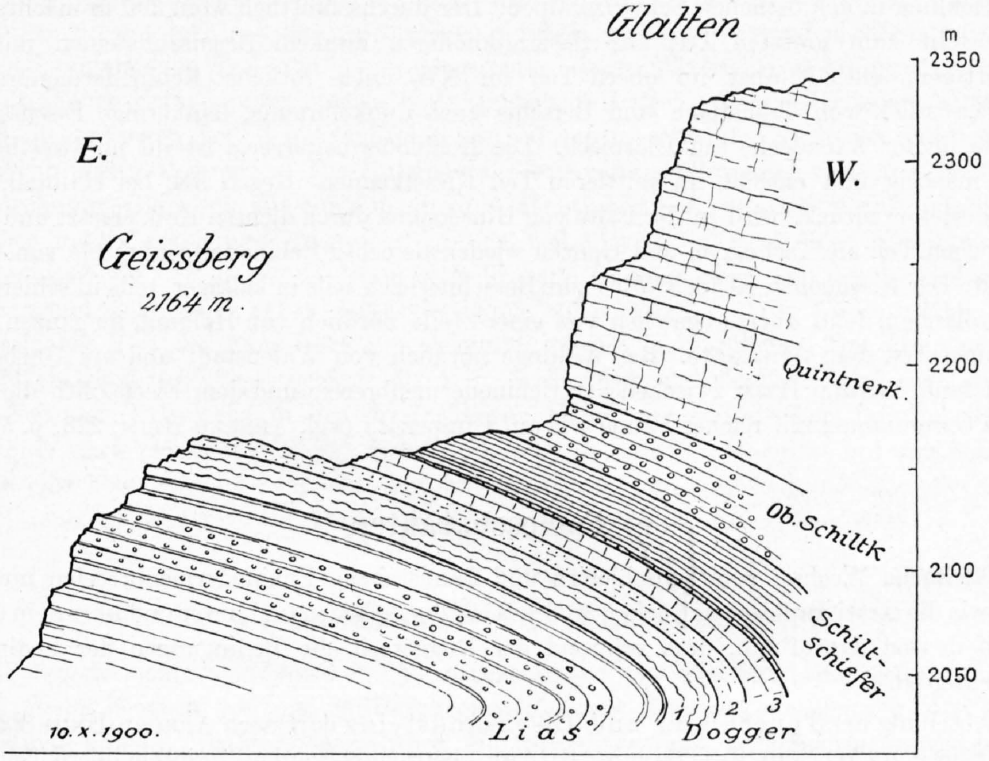


Fig. 61. **Profil von Geissberg am Ostabhang des Glatten.**

1. Etwa 15 m dunkelgraue, rostige Schiefer vom Typus des Opalinustons mit knorrigen Einlagerungen von dunkelgrauem Eisensandstein.
2. Etwa 8 m hell rostfarbige, an weissen Quarzknorren reiche Eisensandsteine.
3. 6—8 m gelblichbraun anwitternde, dunkelgraue, grobspätige Echinodermenbreccie, in den obersten Lagen reich an grossen *Belemniten*. — Scharfe Grenze gegen gelblichgraue Mergelschiefer der Schiltkalkgruppe.

Hie und da bemerkt man am Kontakt von Echinodermenbreccie und Schiltkalkschiefern eine sehr dünne rötliche Gesteinskruste mit schwärzlichen Körnchen, die wahrscheinlich als ein schwacher Rest des Eisenooliths zu betrachten ist. Merkwürdig ist ferner die Tatsache, dass die untersten 10 cm der Schiltkalkschiefer oft blassrötlich gefärbt sind und zerstreute dunkle Oolithkörner enthalten.

Die auffällige Reduktion des Doggers in der Ortstockkette kann nicht eine Folge von Ausquetschung sein, da sie von den tektonischen Formen unabhängig ist, sich auf weite Ausdehnung hin bemerkbar macht und in der Richtung von N nach S nur allmählich zur Geltung kommt.

Die geschilderte Faciesänderung ist auch zu beiden Seiten des Bisistales zu beobachten, doch nicht in dem Masse wie in der Gegend Braunwald-Ortstockkette. Der Dogger von Bärensol (vgl. p. 263/264) stimmt nach Mächtigkeit und Gliederung ungefähr mit demjenigen von Oberblegi überein, mit dem er in derselben Streichrichtung liegt. An der Steilwand westlich unter der Glattalp und unter der Hütte Vorläubli am Ostabhang des Waldistocks besitzt er immer noch eine Mächtigkeit von

120 m. Die graue Echinodermenbreccie bildet jedoch bloss noch ein Wändchen von 20—25 m Höhe. Die rote Echinodermenbreccie und der dunkelrote Eisensandstein sind hier in sehr reduzierter Mächtigkeit noch vorhanden; am Ruosalpkulm jedoch fehlen sie ganz. Den Eisenoolith trifft man als $0{,}_3$ bis 1 m mächtige Schicht auf beiden Seiten des Bisistales bis zur Passhöhe des Ruosalpkulms; östlich von letzterem dagegen fehlt er.

5. Säntisdecke.

Die Säntisdecke reicht erst ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes, in der Churfirsten- und Alvierkette, in den Dogger hinunter. Er erreicht hier mit etwa 350 m Mächtigkeit seine maximale Entwicklung in den östlichen Schweizeralpen. Der durchschnittlich wohl 300 m mächtige untere Dogger besteht zum grössten Teil aus flaserig-knolligen dunkeln Eisensandsteinen mit dünnen Tonschieferlagen, enthält aber im obern Teil im NW auch rötliche Echinodermenbreccie mit Lumachelle, östlich von Tscherlach und Berschis auch dunkelbraune, feinkörnige Eisensandsteine, ähnlich wie in der Axendecke am Glärnisch. Die Echinodermenbreccie ist im nordwestlichen Teil bis 50 m mächtig und enthält im mittleren Teil Kieselknauer. Gegen SE, bei Halbmil, geht sie auf wenige Meter zurück, wird in der Falte von Hinterspina durch dichten Kalk ersetzt und erscheint im südöstlichen Teil am Tschuggen und Gonzen wieder als echte Echinodermenbreccie von 15—20 m Mächtigkeit. Der Eisenoolith ist im NW bis zum Berschnerbach teils in kalkiger, teils in schiefriger Ausbildung vorhanden, fehlt aber, abgesehen von einer Stelle nördlich von Halbmil, im ganzen mittleren und südlichen Teil der Alvierkette. Bei Wolfinge nördlich von Walenstadt und am Gurbsbach bei Tscherlach fand Arnold Heim zwischen der Echinodermenbreccie und dem Eisenoolith die Zone des *Cosmoceras Garantianum* mit reicher Fauna wie auf Guppenalp (vgl. Arnold Heim, **228**, p. 518—551).

c) Facies charakter.

Der vielfache Wechsel von Tonschiefern und Sandsteinen, Echinodermenbreccien und dichten Kalken, sowie die stratigraphischen Lücken an der Basis des Aalénien und unter und über dem Callovien-Eisenoolith deuten darauf hin, dass während der Doggerzeit die Bedingungen der Sedimentation häufig wechselten.

Die Abteilung der Tonschiefer und Eisensandsteine darf nach Arnold Heim (**228**, p. 549) als eine vorwiegend terrigen detritische Bildung betrachtet werden. In ihrem obern Teil wechseln damit in der Axendecke und im nördlichen Teil der Säntisdecke auch vorwiegend organogene Bildungen (Echinodermenbreccie und Lumachelle) ab. Der Schichtenkomplex ist eine vorwiegend neritische Bildung, entstanden aus Abschwemmungen eines Festlandes, die sich auf einem in Senkung begriffenen Meeresboden ablagerten.

Eine Seichtmeerbildung, aber wahrscheinlich von etwas grösserer Küstenferne, ist wohl auch die Echinodermenbreccie. Sie ist teils von organogener Entstehung, teils ein chemischer Niederschlag und, abgesehen von der roten Echinodermenbreccie der Glärnischgruppe, nur in untergeordnetem Masse eine terrigen-detritische Bildung. Gegen das Ende ihrer Ablagerung trat wahrscheinlich eine Vertiefung des Meeresbodens ein. Der Eisenoolith ist vorwiegend ein chemischer Niederschlag, und zwar wahrscheinlich eine bathyale Bildung, da lithologische Merkmale, die eine geringe Meerestiefe voraussetzen würden, fehlen und die Fauna vorwiegend aus Cephalopoden besteht und keine typischen Seichtmeerformen aufweist. (Vgl. Arnold Heim, **228**, p. 533.)

d) Facieszonen und Faciesänderungen.

Im abgewickelten Querprofil der östlichen Schweizeralpen lassen sich zwei grosse Facieszonen des Doggers unterscheiden:

1. Nördliche Zone, umfassend das autochthone und parautochthone Gebiet, die Glarnerdecke und den nordwestlichen Teil der Mürtschendecke. Die Mächtigkeit beträgt nur 20—70 m. Der

untere Dogger besteht aus ziemlich mächtigen Opalinusschiefern und Eisensandsteinbänken mit reichlichen Tonschieferlagen. Die Echinodermenbreccie ist nur 2—10 m mächtig. Der Eisenoolith ist überall vorhanden und verhältnismässig mächtig (0,5—2 m). Der Dogger liegt transgressiv auf der Trias (Rötidolomit oder Quartenschiefer), bei Vättis und am Tödi auf einer wahrscheinlich zum obern Lias gehörenden Echinodermenbreccie.

2. Südliche Zone, umfassend den östlichen Teil der Mürtschendecke, die Axendecke und die Säntisdecke. Die Mächtigkeit beträgt meistens 100—350 m. Der untere Dogger (Aalénien) besteht aus 10—30 m Opalinusschiefern und einer mächtigen Folge von Eisensandsteinen, die sich im östlichen Teil der Mürtschendecke und im nördlichen Teil der Axendecke (Glärnisch, Umgebung von Walenstadt) in einen untern, aus flaserig-knolligen, dunkeln, rostig anwitternden Eisensandsteinen mit Schieferlagen bestehenden Teil und einen obern, aus einem Wechsel von braunrotem Eisensandstein mit rötlicher Echinodermenbreccie und Lumachelle bestehenden Teil gliedert. Die Mächtigkeit sinkt im südlichen Teil der Axendecke bis auf 30 m, schwillt aber in der Säntisdecke zum Maximum von über 300 m an. — Die Echinodermenbreccie (Bajocien) tritt im nördlichen Teil der Axendecke am Glärnisch mit einer maximalen Mächtigkeit von etwa 180 m auf und gliedert sich hier in einen untern roten und einen obern grauen Teil, der im mittleren Teil Kieselknauer führt. Gegen S reduziert sie sich bis auf 6—10 m, schwillt dann im nördlichen Teil der Säntisdecke wieder auf 50 m an und sinkt gegen SO in der Alviergruppe auf 5—20 m. — Der Eisenoolith (Callovien) ist im nördlichen Teil der Axendecke am Glärnisch, ebenso im nördlichen Teil der Säntisdecke in mittlerer Mächtigkeit (meistens weniger als 1 m) vorhanden und ziemlich fossilreich, dagegen im südlichen Teil der Axendecke in der Ortstockkette, ebenso im südöstlichen Teil der Säntisdecke (Alviergruppe) stark reduziert oder gar nicht vorhanden. — Der Dogger bildet mit den Schiefern des obern Lias eine kontinuierliche Schichtfolge, mit Ausnahme einzelner Teile der Axendecke (Braunwaldalp, Märenberge, Bisistal), wo er unmittelbar auf den Sandkalken des Lias sitzt.

e) Landschaftlicher Charakter.

Die Echinodermenbreccie bildet an den Bergabhängen eine Steilwand, die sich durch ihre hell bräunliche Farbe deutlich von der darunterliegenden düster braunen oder grauvioletten Zone der Eisensandsteine abhebt. Letztere, namentlich die rotbraunen, mit Echinodermenbreccien wechsellagernden Sandsteine der Axendecke, vermögen noch recht steile Böschungen zu ertragen, während im untern, tonreichern Teil der Sandstein- und Schieferzone sich meistens eine Terrasse ausbildet, die häufig mit Vegetation und Gehängeschutt bedeckt ist.

f) Technische Verwendung.

Die sehr widerstandsfähige Echinodermenbreccie wird in einem Steinbruch am Reischiben bei Walenstadt als Baustein gebrochen (vgl. **270**, p. 233). Die graue und rote Echinodermenbreccie der Schutthalde beim Gessnerdenkmal im Klöntal lieferte das Material für die Pflästerung des grossen Staudammes am Klöntalersee. Der Blegi-Eisenoolith der Mürtschendecke wurde im 16. Jahrhundert (von 1530 bis ungefähr 1563) in zwei Stollen ausgebeutet, die heute noch etwa 100 m südlich über der Hütte von Mittelguppen am Glärnisch sichtbar sind (Tafel 17, Figur 2). (Vgl. A. Baltzer, **62**, p. 33 und 34.) Bisher wurde allgemein angenommen, dass in dem kleinem Eisenbergwerk, das von 1571 bis gegen Ende des 16. Jahrhunderts am Klöntalersee betrieben wurde, ebenfalls der Blegioolith ausgebeutet worden sei. Es scheint mir dies jedoch wenig wahrscheinlich, da an der Glärnischwand über dem Südufer des Klöntalersees der Eisenoolith wenig mächtig und im allgemeinen arm an Eisen ist und darin nirgends alte Stollen sichtbar sind. Viel eher kommt eine westlich vom Gessnerdenkmal an der Basis der Doggerwand in der Zone der hier auffallend eisenreichen roten Eisensandsteine und Echinodermenbreccie sichtbare Nische von etwa 20 m Breite, 25 m Höhe und 10 m Tiefe als Ausbeutungsstelle in Betracht (Tafel 15). (Vgl. N. Tschudi, **99**, p. 92/93.)

C. Malm.

1. Gliederung, Benennungen, geologisches Alter.

Diese weitaus mächtigste Abteilung der Juraformation gliedert sich in den östlichen Schweizeralpen meistens in folgende Stufen:

1. Schiltschichten (Argovien).
2. Quintnerkalk (Sequanien und Kimmeridgien).
3. Korallenkalk (Troskalk) (unteres Portlandien).
4. Zementsteinschichten (oberes Portlandien).

Die Schiltschichten sind von Arnold Escher von der Linth nach ihrem Vorkommen am Gipfel des Schilt bei Glarus (= Schild der topographischen Karte) benannt worden. Ihr unterer und mittlerer Teil entspricht nach ihrer schon längst bekannten reichen Cephalopodenfauna dem untern Argovien (Zone des *Peltoceras transversarium*), der petrefaktenarme obere Teil, der nach oben allmählich in den Quintnerkalk übergeht, wahrscheinlich dem obern Argovien. Mösch (**60, 78**) verwendete für die Schiltschichten die Bezeichnung Birmensdorferschichten oder auch Transversariuszone.

Der Name Quintnerkalk ist ebenfalls zuerst von Arnold Escher verwendet worden und bezieht sich auf Quinten am Nordufer des Walensees, wo das Gestein in Steinbrüchen ausgebeutet wird. Da die liegenden Schiltschichten das Argovien darstellen und die hangenden Korallenkalk- und Zementsteinschichten eine für das Portlandien charakteristische Fauna einschliessen, so muss der Quintnerkalk, der mit dem Liegenden und Hangenden durch Übergänge verbunden ist, den ganzen mittleren Malm, das Sequanien und Kimmeridgien, vielleicht auch noch einen Teil des unteren Portlandien, umfassen. Eine genauere Abgrenzung dieser Stufen innerhalb des Quintnerkalks ist aber wegen der Armut an bezeichnenden Petrefakten noch nicht möglich.

Der massige, hellgraue, korallenhaltige Kalk, in den der Quintnerkalk im nördlichen Teil des helvetischen Faciesgebietes nach oben übergeht, ist von Arnold Escher Troskalk genannt worden, nach der Alp Tros am Mürtschenstock. Arnold Heim (**228**, p. 454) hält diese Bezeichnung nicht mehr für passend, da die Hauptmasse der hellgrauen Kalke von Alp Tros nicht mehr zum Jura, sondern bereits zur untern Kreide (Öhrlikalk) gehört. Da der echte Korallenkalk wenigstens noch im südlichsten Teil der Weidefläche von Trosalp ansteht und die Felswand bildet, über der die Hütte von Untertros steht, so könnte nach meiner Ansicht der alte Name Troskalk doch noch aufrechterhalten bleiben. Die neue Bezeichnung Korallenkalk ist auch nicht vorzüglich, da man lange nicht überall in dem Gestein deutliche Korallen findet. Mösch stellte auf Grund der darin eingeschlossenen Fauna das tithonische Alter des Korallenkalks fest und parallelisierte ihn mit dem Nerineenkalk von Inwald. Jedenfalls ist darin das untere Portlandien vertreten.

Der Name Zementsteinschichten ist von Arnold Heim in die Literatur eingeführt worden [Walenseekarte 1907, Churfirsten-Monographie (**228**, p. 483)]. Arnold Escher hatte die Schichtgruppe Palfrisschiefer genannt (nach der Alp Palfris in der Alviergruppe). Eine Änderung der Bezeichnung wurde nötig, als sich in neuerer Zeit herausstellte, dass der obere Teil der Schiefermasse von Palfris nicht mehr zum Malm, sondern bereits zur untern Kreide (Valangienmergel) gehört. Die Zementsteinschichten gehören nach der stellenweise ziemlich reichen Fauna ihres untern Teils zum oberen Portlandien. (Vgl. Arnold Heim, **228**, p. 489/490.)

Auf der geologischen Karte der Glarneralpen habe ich in der Glarner-, Mürtschen- und Axendecke über den Zementsteinschichten meistens noch eine Schichtgruppe unter dem Namen «oberer Troskalk ausgeschieden. Seither habe ich mich überzeugt, dass dieser «obere Troskalk» durchaus verschieden ist vom Korallenkalk und lithologisch mit dem Öhrlikalk übereinstimmt. Es muss also dieser «obere Troskalk» vom Malm abgetrennt und zur untern Kreide gestellt werden.

Der früher zur Bezeichnung des gesamten Malmkalkes, später mehr nur für den Quintnerkalk verwendete Name Hochgebirgskalk ist jetzt ziemlich ausser Gebrauch gekommen.

Das Oxfordien (Divésien), das sich zwischen den Callovien-Eisenoolith und die Schiltschichten einschalten sollte, fehlt im östlichen Teil der Schweizeralpen. Nach W hin stellt es sich zum ersten-

mal an der Grossen Windgälle ein (vgl. W. Staub, **247**, p. 31 und 35). In den Glarner- und St. Galleralpen ist also überall eine stratigraphische Lücke zwischen Dogger und Malm vorhanden; der Schiltkalk liegt transgressiv auf dem Callovien-Eisenoolith.

2. Schiltschichten (Argovien).

a) Gliederung.

In dieser Schichtstufe lassen sich bei vollständiger Ausbildung drei Unterabteilungen unterscheiden:

a) Unterer Schiltkalk. Blaugrau anwitternder, auch inwendig blaugrauer, oft auch blass lilafarbiger, dichter Kalk von plattiger, knolliger Struktur, reich an unregelmässigen ockergelben Flecken; oft reich an Petrefakten, namentlich Ammoniten und Belemniten. Meistens 2—6 m mächtig. Die gelben Flecken bestehen nach neuern Untersuchungen aus verschiedenen Abstufungen von Ferrocalcit, namentlich Ankerit. (Vgl. Arnold Heim, **228**, p. 514.)

b) Schiltschiefer. Gelblichgrau anwitternde, inwendig dunkelgraue, weiche Mergelschiefer, im obern Teil mit Linsen und dünnen Bänken von grauem, gelbfleckigem mergeligem Kalk. Ärmer an Petrefakten als der untere Schiltkalk. Mächtigkeit 5—30 m.

c) Oberer Schiltkalk. Gelblichgrau bis bräunlich anwitternder, inwendig dunkelgrauer, oft auch violettgrauer dichter Kalk vom Typus des Quintnerkalks, mit nach oben allmählich verschwindenden, unscharf begrenzten gelben Flecken, durch dünne Mergellagen vom Charakter der Schiltschiefer in mässig dicke Bänke geteilt. Vereinzelte Belemniten. Mächtigkeit 10—25 m. Nach oben allmählich in den Quintnerkalk übergehend. — Die obere Grenze dieser Schichtgruppe ist sehr unscharf und ihre stratigraphische Stellung der Petrefaktenarmut wegen unsicher. Arnold Heim (**228**, p. 513) nennt sie Überschiltschichten oder auch Basisschichten des Quintnerkalks.

b) Spezialprofile.

1. Autochthones und parautochthones Gebiet.

Im autochthonen Gebiet des Tödi, südlich von den Alphütten von Obersand, fand ich über dem Callovien-Eisenoolith:

1. Etwa 20—25 m flaserig-knolliger Kalk, lebhaft gelbfleckig, in den untern Bänken infolge Dislokationsmetamorphose von grünem, glänzendem Serizit durchsetzt und kleingefältelt.
2. Gelblichgrau anwitternder, mergeliger Kalk, inwendig hell bläulichgrau, mit dünnen schiefrigen Mergellagen; etwa 10 m mächtig. Nach oben allmählich in den Quintnerkalk übergehend.

Die Schiltschiefer sind hier nicht vorhanden; wahrscheinlich sind sie durch kompakten gelbfleckigen Schiltkalk ersetzt.

In der Kreuzbachschlucht bei Vättis fand Tolwinski (**236**, p. 13) über dem Eisenoolith 3 m gelbfleckigen Schiltkalk und darüber etwa 50 m schiefrigen, etwas serizitisierten schwarzen Kalk, der wohl als das Äquivalent der Schiltschiefer und des obern Schiltkalks betrachtet werden darf.

Im Ausgange des Hüttenwiestobels am Nordfusse des Calanda ist über dem Callovien-Eisenoolith folgendes Profil aufgeschlossen:

1. Etwa 3 m kompakter blaugrauer, feinspätiger bis dichter Kalk, reich an ockergelben Flecken. Vereinzelte *Belemniten*.
2. 20—25 m Wechsellagerung von dünnen Lagen dunkelgrauen Kalks mit dunkelgrauen Mergelschiefern, das ganze von glänzenden Serizithäuten durchsetzt. Übergang in
3. 5—8 m bräunlich anwitternder, dunkelgrauer, mergeliger Kalk mit einzelnen dünnen Mergellagen, nach oben allmählich in den typischen Quintnerkalk übergehend.

Im untern Teile des Ramuztobels (Ostende der Ringelkette) liegen über dem Eisenoolith zunächst 2—3 m dunkelgrauer gelbfleckiger Kalk, darüber, unvollständig aufgeschlossen, 20—25 m grauer Kalk mit streifenförmig langgestreckten gelben Flecken und mit dünnern und dickern Zwischenlagen von bräunlichgrauen weichen Mergelschiefern.

Nördlich vom Dorfe Trins ruht auf dem Eisenoolith mit scharfer Grenze prachtvoll gelbfleckiger, dunkelgrauer unterer Schiltkalk mit einzelnen *Belemniten*, einige Meter mächtig. Nach oben wird das Gestein zu einem gelbgrau anwitternden mergeligen Schieferkalk mit grossen, unscharf begrenzten, blassgelben Flecken. Die Mächtigkeit mag 20 m betragen, kann aber wegen Unvollständigkeit der Aufschlüsse und des steil südfallenden Clivages wegen nicht genau beurteilt werden.

Auf der obersten Terrasse von Maliens nördlich von Trins findet man verkehrt unter Dogger-Echinodermenbreccie einige Meter intensiv ockergelb gefleckten untern Schiltkalk und sodann, über südfallendem typischem Quintnerkalk, dunkelgraue und oft etwas gelbgefleckte Mergelschiefer (Schiltschiefer). Auf den gebleichten Schieferflächen fallen oft kleine dunkle Körnchen (Foraminiferen?) auf.

Am Rinkenkopf westlich vom Panixerpassweg (Vorabdeckfalte) ist der normalliegende Schiltkalk 10—15 m mächtig, in den untern Lagen prachtvoll gelbfleckig und *Belemniten* enthaltend, im obern Teil etwas mergelig und gelblichgrau anwitternd.

Im mittleren Teil von Alp Ranasca (Vorab-Tscheppfalte), am rechten Ufer des westlich von der Ranasker Furka herunterfliessenden Baches, ist zwischen 1950 und 1980 m folgendes Profil aufgeschlossen:

1. Intensiv gelbgefleckter, dünnplattiger, innen ziemlich hellgrauer, dichter Kalk, mit scharfer Transgressionsgrenze auf Blegi-Eisenoolith ruhend. (Nur $0{,}_5$ m mächtig aufgeschlossen; darüber 3—4 m Schutt.)
2. Etwa 12 m ziemlich hell gelbfleckiger, dünnplattiger bis schiefriger, etwas mergeliger Kalk, mehr oder weniger stark serizitisiert, die gelben Flecken zu langgestreckten Streifen ausgezogen. Scharfe Grenze gegen
3. Etwa 3 m ziemlich hellgrauer, schiefriger, mergeliger Kalk ohne gelbe Flecken. Ziemlich scharfe Grenze gegen
4. Etwa 8 m mergeliger, dünnplattiger bis schiefriger, oft stark serizitisch glänzender Kalk, reich an nicht sehr scharf begrenzten ockergelben Flecken und Streifen. Der schiefrige Kalk umgibt in welligen Biegungen eine Menge 30—60 cm dicke rundliche oder länglichrunde Knollen von nicht schiefrigem, mehr oder weniger intensiv calcitisiertem Kalk. Die obersten $1-1{,}_5$ m sind intensiv calcitisiert und serizitisiert, gelb gestreift. — Sehr rascher Übergang in dunkel blaugrauen, dichten, dünnplattig gequetschten Quintnerkalk.

2. Glarnerdecke.

Am Alpweg von Ennenda nach Äugsten am Westabhang des Schild kann man folgendes Profil feststellen:

1. $2—2{,}_5$ m unterer Schiltkalk, gelbfleckig, etwas plattig und knollig, dunkelgrau, mit scharfer Grenze auf dem Eisenoolith sitzend.
2. $1{,}_5—2$ m braungelb anwitternde, weiche Mergelschiefer.
3. Etwa 2 m lebhaft gelbfleckiger, knollig-plattiger Kalk mit tonigen Häuten, innen dunkel blaugrau oder dunkel lila, mit dünnen Mergelschieferlagen.
4. Etwa 10 m braungelb anwitternde, dunkelgraue Mergelschiefer mit einzelnen festen Kalkschieferlagen, darin vereinzelte *Belemniten*.
5. 1 m plattig-knolliger, ockergelb gefleckter Kalk mit tonigen Häuten.
6. 10—12 m dunkelgraue, bräunlich anwitternde Mergelschiefer mit dünnen Lagen und Linsen von dunkelgrauem bis lilafarbigem, gelbgeflecktem Kalk.
7. $0{,}_6—1{,}_5$ m gelbfleckiger, dunkelgrauer bis lilafarbiger, dünnplattiger Kalk mit dünnen Mergellagen; oben durch eine ebene Rutschfläche vom hangenden Quintnerkalk getrennt.

Etwas tiefer unten bildet der knollige, prachtvoll gelbfleckige und viele Belemniten enthaltende untere Schiltkalk über dem genannten Alpwege am Fusse der «Stöckliwand» eine kompakte Bank von 7 m Mächtigkeit.

Im Tälchen zwischen Roterdfurkel und Mürtschenalp kann man sehr deutlich die Gliederung der Schiltschichten in gelbfleckigen, knolligen untern Schiltkalk (mit elliptisch verstreckten Exemplaren von *Perisphinctes Dybowskyi*, Siem), Schiltschiefer und gelbfleckigen obern Schiltkalk mit Übergang in den Quintnerkalk beobachten.

Dieselbe Gliederung und eine Gesamtmächtigkeit von etwa 30 m zeigen die Schiltschichten am Nidfurnerbach am Ostfusse des Glärnisch.

3. Mürtschendecke.

Am Südostgrat des Fronalpstocks beobachtet man folgendes Profil:

1. 4—5 m unterer Schiltkalk, mit messerscharfer Grenze auf dem Callovien-Eisenoolith ruhend; hellgrauer, oft ins Lilafarbige spielender, dichter bis feinspätiger Kalk, von dunkeln Mergelhäuten flaserig durchzogen und daher von knollig-plattiger Struktur, reich an ockerfarbigen Flecken, mit kleinen *Ammoniten*, die sich aber nicht leicht aus dem Gestein lösen lassen. Einzelne *Belemniten*.
2. 10—12 m Schiltschiefer; geblich bis bräunlich anwitternde Kalkmergelschiefer mit dünnen Kalklamellen, innen dunkelgrau, die Anwitterungsflächen mit grossen, unscharf begrenzten, matt ockerfarbigen Flecken.
3. 10 + x m oberer Schiltkalk, bräunlichgrau anwitternd, innen im untern Teil noch ziemlich hellgrau, oft lilafarbig, im obern Teil mehr dunkelgrau, durch dünne Mergellagen in ziemlich dünne Bänke geteilt, oben auf 3—4 m in den dickbankigern Quintnerkalk übergehend.

Am Gipfelgrat des Siwellen (Schild) ist folgendes Profil zu sehen:

1. 4—5 m unterer Schiltkalk, mit scharfer Grenze auf dem Eisenoolith ruhend; gelb gefleckter, dunkel blaugrauer, etwas knolliger, plattiger Kalk, im obern Teil mit dünnen, etwas schiefrigen Mergellagen. Die obersten 2 m sind ausserordentlich reich an Ammoniten aus der Gattung *Perisphinctes*, die ausnahmslos durch Dislokationsmetamorphose elliptisch verstreckt sind, darunter besonders *Perisphinctes Dybowskyi*, Siem., und *P. Kreutzi*, Siem.; ferner *Belemnopsis hastata*, de Bl. Einzelne Ammoniten kommen auch im untern Teil der Schichtgruppe vor.
2. Etwa 3 m gelblich anwitternde, dunkelgraue Mergelschiefer oder mergelige Kalkschiefer mit spärlichen unscharf begrenzten gelben Flecken, anscheinend ohne Petrefakten.
3. 6—10 m oberer Schiltkalk; bräunlich anwitternder, innen dunkelgrauer bis hell lilafarbiger, etwas mergeliger Kalk, im untern Teil mit unscharf begrenzten ockerfarbigen Flecken, durch 10 bis 20 cm dicke dunkelgraue Mergellagen in Bänke von 20—50 cm Dicke gegliedert, fossilarm. Das Hangende ist abgetragen.

In der Hetschisrunse oberhalb Mitlödi am Fusse des Vorderglärnisch ist über dem Eisenoolith folgendes Profil aufgeschlossen (Tafel 19, Figur 5):

1. Etwa 5 m unterer Schiltkalk, inwendig bläulichgrau, lebhaft gelbfleckig, etwas mergelig und knollig.
2. Etwa 8 m Schiltschiefer, gelblichgrau anwitternd, inwendig dunkelgrau, mit einzelnen hellgrauen Kalklinsen, in 30—40 cm dicke Bänke gegliedert, die durch vollkommener schiefrige Zwischenlagen getrennt sind. Allmählicher Übergang in
3. 15—20 m oberer Schiltkalk; Wechsellagerung von bräunlichgelb anwitternden, innen dunkelgrauen bis lilafarbigen, in den untern Lagen etwas gelbfleckigen Kalkbänken mit sehr dünnen Mergellagen. Nach oben allmählicher Übergang in den Quintnerkalk.

4. Axendecke.

Auf dem Vordern Schlattalpeli am Nordabhang des Glärnisch ist an den Ufern des zum Klöntalersee fliessenden Baches folgendes Profil aufs beste aufgeschlossen (Figur 62):

1. 2—2,$_5$ m unterer Schiltkalk, mit scharfer Grenze auf dem Eisenoolith sitzend. Dünnplattiger Kalk mit massenhaften ockergelben Flecken, ausgezeichnet knollig, die hellblauen bis lilafarbigen Kalkknollen in eine gelblichgraue, tonige Grundmasse eingebettet. Viele Kalkknollen sind wahrscheinlich Ammonitensteinkerne.
2. 6—7 m Schiltschiefer; bräunlich anwitternde, innen dunkelgraue, bröckelig-schiefrige Mergel mit vielen dünnen Lagen von mergeligem Kalk. Die untersten dieser Kalklagen sind unscharf gelbfleckig, innen ziemlich hellgrau und von bräunlichen oder grünlichgrauen Tonhäuten flaserig durchzogen, die obern dunkelgrau, mergelig, öfters mit kleinen Pyritkriställchen, aussen undeutlich gelbfleckig. Das Ganze ist von südfallendem Clivage durchsetzt. Petrefakten wurden nicht beobachtet.

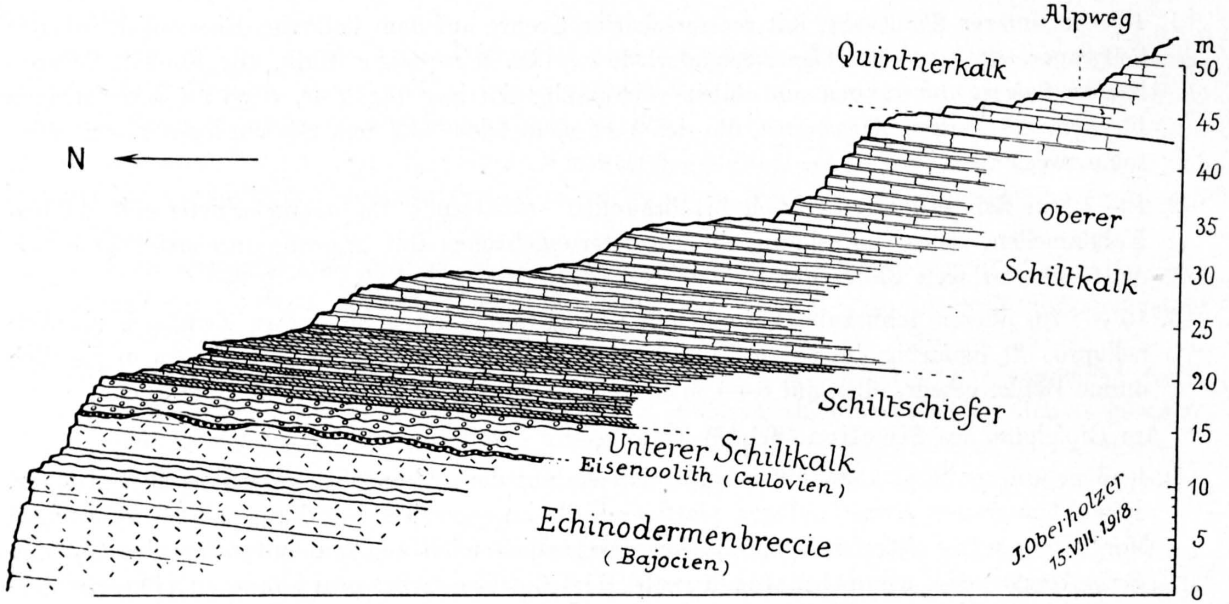


Fig. 62. **Profil durch die Schiltschichten auf der Vordern Schlattalp am Glärnisch.**

3. Oberer Schiltkalk.
   a) 12—15 m Wechsellagerung von gelblichgrau anwitternden Kalkbänken von 0,$_3$—0,$_6$ m Dicke mit Mergellagen von meistens 0,$_1$—0,$_3$ m Dicke. Die Kalkbänke sind dicht, dunkelgrau, noch reichlich von oft rostgelb anwitternden Tonhäuten durchzogen, die Anwitterungsfläche reich an grossen gelblichen Flecken. Nach oben nehmen die Mergellagen an Zahl und Dicke ab.
   b) Etwa 12 m gut gebankter Kalk von Quintnerkalktypus wie in 3 *a*, die Bänke durch meist kaum 10 cm dicke Mergellagen getrennt, die nach oben immer spärlicher und dünner werden. Hier wie in 3 *a* sind die Tonhäute im Innern des Kalkes oft grünlich gefärbt. Nach oben ziemlich rascher Übergang in den typischen, hellgrau anwitternden, innen dunkelgrauen Quintnerkalk.

Der 2,$_5$ km weiter im Westen liegende Bärentritt, wo der Schiltkalk unter den Klöntalersee taucht, ist eine altberühmte Fundstelle von Schiltkalkfossilien. Mösch (**78**, p. 241) führt von dieser Stelle 36 Arten, darunter 22 Ammoniten, an. Ich sammelte dort im untern Schiltkalk:

Trimarginites Arolicus, Oppel, mehrere Exemplare.
Neumeyriceras calicerum, Oppel.
Oppelia, sp.
Lissoceras Erato, d'Orb.
Aspidoceras Oegir, Oppel (sehr grosses Exemplar).
Perisphinctes Kreutzi, Siem., häufig.
Perisphinctes Dybowskyi, Siem.
Belemnopsis hastata, de Bl.
Belemnopsis Argoviana, Mayer.
Pseudodiadema, sp. ind.

Auf Vordersienen am Südabhang des Vorderglärnisch beobachtet man östlich von dem Wildheuerhüttchen bei Punkt 1476 m über dem Eisenoolith:

1. $0,_5$ bis höchstens 1 m unterer Schiltkalk, knollig-plattig, inwendig dunkel blaugrau, stark gelbfleckig, sehr reich an meist kleinen Ammoniten, die aber sehr fest mit dem Gestein verwachsen sind; auch zahlreiche dünne *Belemniten* von 10—15 cm Länge.
2. Etwa 5 m Schiltschiefer, bräunlichgelb anwitternd, innen dunkelgrau, grobschiefrig, mit nicht seltenen *Belemniten* und einzelnen *Perisphincten.*
3. Oberer Schiltkalk.
   a) Etwa 10 m Wechsellagerung von Mergelschiefern vom Typus der Schiltschiefer mit Kalkbänken von $0,_3$—0_6, m Dicke, letztere gelblichbraun anwitternd, mit unscharf begrenzten ockergelben Flecken, innen dunkelgrau, in den untern 6 m noch etwas knollig, mit *Belemniten* und einzelnen grossen *Perisphincten.*
   b) 10—15 m homogene dunkelgraue, etwas mergelige Kalkbänke, bräunlichgrau und unscharf gelbfleckig anwitternd, getrennt durch nach oben immer schwächer werdende Mergellagen, in denen man einzelne schlanke *Belemniten* beobachtet. — Übergang in den Quintnerkalk.

Auf der Terrasse von Heuberge (Guppenalp) am Südostabhang des Vrenelisgärtlis ist der knollige gelbfleckige untere Schiltkalk 2—$2,_5$ m mächtig und enthält *Belemniten* und einzelne *Ammoniten.* Darüber folgen etwa 5 m Schiltschiefer und 10—15 m oberer Schiltkalk. Letzterer ist infolge reichlicher bräunlicher Tonhäute von flaserig-knolliger bis schiefriger Textur, durch nach oben spärlicher werdende Mergellagen in 30—60 cm dicke Bänke geteilt und enthält oft kleine Pyritkristalle.

Nördlich von Bösbächialp, an dem nach der Zeinenfurkel führenden Fusspfade, findet man über dem Eisenoolith folgende Schichtreihe:

1. Etwa 8 m unterer Schiltkalk, knollig, mit lebhaft hellgelben Flecken; die blaugrauen Kalkknollen sind in eine gelblichgraue, etwas mergelige Grundmasse eingebettet. Eine etwa 3 m über dem Eisenoolith liegende Bank ist sehr reich an *Ammoniten* und *Belemniten.*
2. 20—25 m oberer Schiltkalk; Wechsellagerung von kompakten, dunkelgrauen, gelblichgrau und undeutlich fleckig anwitternden Kalkbänken mit Mergellagen, die im untern Teil $0,_5$—1 m mächtig sind und nach oben allmählich verschwinden. Übergang in den Quintnerkalk.

Während in diesem Profil und anscheinend überall auf der Nordseite des Bösbächitales die Schiltschiefer, vielleicht infolge tektonischer Verquetschung, fehlen, sind sie auf der Südseite des Tales am Vordern Eggstock in wohl 15—20 m Mächtigkeit entwickelt.

Am Südabhang der Ortstockkette scheint der untere Schiltkalk überall zu fehlen. Am Geissberg südwestlich von Firnen (Ostabhang des Glatten) (Figur 61, p. 265) liegen über der Dogger-Echinodermenbreccie, die stellenweise noch von Spuren von Eisenoolith bedeckt ist, etwa 15 m gelblich anwitternde, weiche Mergelschiefer, darüber etwa 20 m oberer Schiltkalk. Die untersten 10 cm der Mergelschiefer sind oft etwas rötlich gefärbt und enthalten zerstreute dunkle Eisenooide. Sie dürfen aber wohl kaum als Äquivalent des Eisenooliths betrachtet werden, da zwischen dieser tiefsten Mergellage und der Hauptmasse der Schiltschiefer keine Andeutung einer Diskontinuität bemerkt werden kann.

Auch am Südwestabhang des Glatten, im Gebiet des Bödmerstöcklis und der Balmer Bänder, liegen die Schiltschiefer unmittelbar auf der Dogger-Echinodermenbreccie. Am Ruosalpkulmpass (Tafel 19, Figur 4) dagegen stellt sich mit dem Eisenoolith auch der untere Schiltkalk wieder ein, und es lässt sich von hier an nordwärts auf beiden Seiten des Bisistales stets wieder die Gliederung in untern Schiltkalk, Schiltschiefer und obern Schiltkalk beobachten.

Längs des Alpweges, der aus dem hintern Teil des Bisistales über Mütschen nach der Glattalp führt, lässt sich folgendes Profil feststellen (Figur 63): Über $0,_3$—$0,_5$ m Eisenoolith:

1. 2—3 m unterer Schiltkalk, etwas mergelig, reich an hellgelben Flecken.
2. Mindestens 25 m gelbgrau anwitternde Schiltschiefer.

3. Oberer Schiltkalk; Wechsellagerung von Kalkbänken mit Mergellagen vom Typus der Schiltschiefer. Der Kalk ist dicht, violettgrau und ziemlich reich an gelben Flecken, die Mergel sind von südfallendem Clivage durchsetzt, das die flache Schichtung unter 30—35° schneidet. Vielfache Übergänge zwischen Mergeln und kompaktem Kalk; in den Kalkbänken einzelne *Belemniten*. Die Mergellagen werden nach oben dünner und seltener, die obersten 20—30 m bestehen nur noch aus gelblichgrau anwitterndem, etwas gelbfleckigem, innen heller oder dunkler violettgrauem Kalk. Der obere Schiltkalk ist hier wohl 60 m, die ganze Schiltkalkstufe mindestens 80 m mächtig.

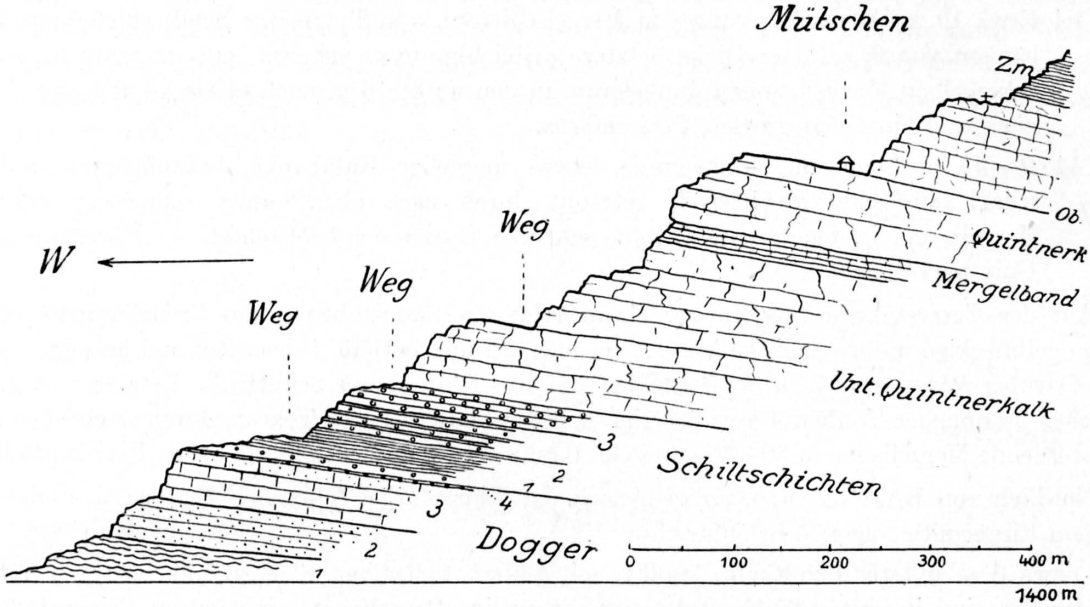


Fig. 63. **Das Dogger-Malmprofil am Weg aus dem Bisistal nach der Glattalp.**

Dogger: 1 = Schiefer mit Sandsteinlagen. 2 = Eisensandstein. 3 = Echinodermenbreccie. 4 = Eisenoolith. Zm = Zementsteinschichten.

Westlich von den Hütten von Bärensol am Geitenberg (Ostseite des Bisistales) (Figur 60, p. 264), findet man über dem Eisenoolith:

1. Etwa 4—5 m unterer Schiltkalk; plattig-knolliger, gelbfleckiger Kalk, innen hell blaugrau, oft lilafarbig oder blassrötlich, dicht, mit einzelnen feinen Spattäfelchen. Ziemlich viele *Belemniten*. Manche der in eine gelblichgraue Grundmasse eingebetteten Kalkknollen erweisen sich als Ammonitensteinkerne.
2. Etwa 10 m Schiltschiefer, unvollständig aufgeschlossen.
3. Etwa 20 m oberer Schiltkalk; dunkelgrauer, gelblichgrau und unscharf gelbfleckig anwitternder, mergeliger Kalk mit Mergellagen, die nach oben allmählich verschwinden. Ziemlich rascher Übergang in den Quintnerkalk.

Bei den Hütten von Bärensol ist der untere Schiltkalk stellenweise intensiv rot gefärbt. In noch schönerer Entwicklung kommt diese rote Abänderung im Braunalpeli (zwischen Pfannenstock und Bösem Faulen) vor, wo sie schon Albert Heim (**121**, p. 73) aufgefallen ist. Sie enthält hier zahlreiche Petrefakten, z. B.:

Perisphinctes Dybowskyi, Siem.
Haploceras Erato, d'Orb.
Harpoceras (Ochetoceras) canaliculatum, v. Buch.
Harpoceras Arolicum, Opp., sp. (?)
Belemnopsis (Hastites) unicanaliculatus, v. Zieten.
Rhynchonella, sp. (vielleicht *Rh. Arolica*, Oppel).

5. Säntis-Drusbergdecke.

Nach den von Arnold Heim aufgenommenen zahlreichen Profilen (**228**, p. 506—517) und nach meinen eigenen Beobachtungen weichen die Schiltschichten im Gebirge nördlich vom Seeztal nach Gliederung und Facies nicht wesentlich von denjenigen des südlich davon liegenden Gebietes ab. In der Säntisdecke nördlich von Walenstadt und Berschis ist der knollige, gelbfleckige untere Schiltkalk meistens 3—7 m mächtig und enthält stellenweise eine reiche Ammonitenfauna. Der obere Teil neigt oft zu mergeliger Ausbildung. Schon bei Berschis sinkt seine Mächtigkeit auf etwa $0{,}_3$ m, und in den Falten der Alviergruppe fehlt er meistens ganz, oder er ist auf 1—2 m reduziert. Die Schiltschiefer zeichnen sich durch bedeutende Mächtigkeit (20—43 m) aus und gehen nach oben durch Aufnahme von meistens unscharf begrenzten mergeligen Kalkbänken allmählich in den obern Schiltkalk (Basisschichten des Quintnerkalks) über, die auch hier einen Wechsel von Kalkbänken mit dünnen Mergellagen darstellen und oft 40—45 m Mächtigkeit erreichen.

c) Faciescharakter und Faciesänderungen.

Da die Schiltschichten sehr arm sind an klastischen Gemengteilen und ihre Fauna eine fast reine Cephalopodenfauna ist, dürfen sie jedenfalls als eine bathyale Bildung betrachtet werden. Damit hängt wohl auch die Tatsache zusammen, dass ihre Ausbildungsweise innerhalb grosser Gebiete nur geringe Schwankungen zeigt. Die Änderungen beschränken sich fast ganz auf den untern Schiltkalk und die Schiltschiefer, während der obere Schiltkalk durch das ganze Gebiet hindurch sehr gleichförmig ausgebildet ist, abgesehen vielleicht davon, dass im Autochthonen und Parautochthonen diese Übergangsbildung weniger mächtig ist, der Übergang zum normalen Quintnerkalk also sich rascher vollzieht als im Gebiete der Decken.

Im autochthonen Tödigebiet und am Panixerpass (Vorab-Deckfalte) ist der gelbfleckige untere Schiltkalk auffallend mächtig (10—25 m), während gleichzeitig die Schiltschiefer fehlen. Letztere erscheinen ostwärts im autochthonen und parautochthonen Gebiet von Vättis und Trins in einer Mächtigkeit von 20—30 m, sind aber von unten bis oben immer noch reich an Kalkbänken. Da gleichzeitig die Mächtigkeit des untern Schiltkalks auf etwa 3 m gesunken ist, darf man wohl annehmen, die Schiltschiefer seien hier durch Vermergelung aus dem obern Teil des untern Schiltkalks hervorgegangen. Sie bleiben nun als deutlich ausgeprägte Schichtgruppe durch das ganze helvetische Deckengebiet hindurch bestehen, wobei die Vermergelung südwärts weitere Fortschritte macht, indem die Kalkbänke, die in der Glarnerdecke im untern Teil der Schiltschiefer noch ziemlich zahlreich sind, in den folgenden Decken immer seltener werden.

Die Mächtigkeit des untern Schiltkalks schwankt im Gebiete der untern und mittleren Decken meistens zwischen $1{,}_5$ und 5 m, schwillt aber lokal auf 7—8 m an. Im südlichen Teil der Ortstockkette fehlt er vollständig. Im mittleren Teil der Säntisdecke (bei Walenstadt) erreicht er wieder eine Mächtigkeit von 3—7 m, und im südlichen Teil der Säntis-Drusbergdecke (Alviergruppe und Fläscherberg) ist er wieder ganz verschwunden. Auch die Mächtigkeit der Schiltschiefer erleidet erhebliche Schwankungen. In den untern und mittleren Decken ist sie im allgemeinen gering; sie schwankt hier meistens zwischen 5 und 15 m und schwillt nur lokal auf 20—25 m an (Glarnerdecke am Schild, Axendecke am Eggstock). Weit mächtiger (20—43 m) sind sie in der Säntis-Drusbergdecke auf der Nordseite des Seeztales entwickelt.

Während Arnold Heim (**228**, p. 515—517) der Ansicht ist, der untere Schiltkalk verschwinde in der Alviergruppe infolge Vermergelung, halte ich es für möglich, dass die Reduktion und das völlige Verschwinden desselben im südlichen Teil der Axendecke mit der Diskontinuität zwischen Dogger und Malm im Zusammenhang steht. Die schwache Entwicklung und das völlige Fehlen des untern Schiltkalks erklären sich vielleicht dadurch, dass hier die Sedimentation nach dem Unterbruch verspätet einsetzte.

Nach den bisherigen Beobachtungen sind die Schiltschichten im Autochthonen und Parautochthonen verhältnismässig arm an Makrofossilien. Am fossilreichsten sind sie in der Mürtschendecke, in der Axendecke und im nördlichen Teil der Säntisdecke.

3. Quintnerkalk, Korallenkalk und Zementsteinschichten. (Sequanien, Kimmeridgien und Portlandien.)

a) Gesteinscharakter.

Wir besprechen diese drei Stufen gemeinsam, da wenigstens die beiden erstern im Landschaftsbilde eine orographische Einheit bilden und lithologisch ineinander übergehen und da die Grenzen von Sequanien, Kimmeridgien und Portlandien innerhalb des Schichtenkomplexes nicht genau festgelegt werden können.

Der Quintnerkalk ist bei typischer Ausbildung ein dunkelgrauer bis blauschwarzer, dichter, muschelig oder splitterig brechender, spröder, hellgrau anwitternder Kalk. Oft enthält er im mittlern und obern Teil ziemlich viele schwarze Kieselknollen. Er ist in sehr deutliche Bänke von mässiger Dicke gegliedert, im autochthonen und parautochthonen Gebiet oft dünnplattig gequetscht. Das Gestein ist sehr arm an Makrofossilien (Ammoniten und Belemniten). Die Mächtigkeit schwankt zwischen 250 und 600 m.

Der Korallenkalk («unterer Troskalk» der Geologischen Karte der Glarneralpen und der Walenseekarte) ist ein meistens hellgrauer, salinischer, undeutlich geschichteter, beim Anschlagen glasartig klingender, spröder Kalk. Einzelne Teile desselben sind oft von Korallen erfüllt, oft enthält er auch Nerineen- und Dicerasarten. Die Petrefakten sind jedoch so sehr mit dem Gestein verwachsen, dass sie nicht herausgelöst werden können. Häufig ist das hellgraue Gestein von unscharf begrenzten dunkelgrauen Gesteinspartien durchzogen. In Gebieten starker Dislokation ist es oft in hellgelben oder weissen Calcit umgewandelt (Nussbühlwand bei Linthal, Ostende der Wagetenkette, Ringel- und Calandagebiet). Die Mächtigkeit schwankt zwischen 0 und 200 m.

Die Zementsteinschichten bestehen bei typischer Ausbildung aus dunkelgrauen bis schwarzen, grobschiefrigen bis dünnblättrigen Mergelschiefern, zwischen welche, namentlich im untern Teil, Bänke von dunkelgrauem, dichtem, etwas mergeligem Kalk vom Typus des Quintnerkalkes eingelagert sind. Im ganzen sind sie arm an Petrefakten; stellenweise aber enthalten sie zahlreiche Ammoniten, welche die Zugehörigkeit der Schichtgruppe zum Portlandien beweisen.

b) Spezialprofile.

1. Autochthones Gebiet.

a) Linthgebiet.

Am Bifertenstock und unter den Scheiben (Selbsanft) ist der Quintnerkalk nach W. A. Keller (**255**, p. 2) typisch schwarzgrau, ziemlich genau 500 m mächtig, arm an Kieselknollen und sehr arm an Petrefakten. Er wird nach oben allmählich heller und kristalliner und geht in den Korallenkalk über, der sich aber nach Keller an den Wänden von Selbsanft und Bifertenstock meistens nicht von Quintnerkalk unterscheiden lässt. Echter Korallenkalk ist aber gewiss auch in diesem Gebiete vorhanden, da schon Alb. Heim vom Gipfel des benachbarten Tödi, ebenso vom Selbsanft, Spitzalplistock, Geissbützistock und Zutreibistock Bänke mit massenhaften Korallen erwähnt (**70**, I, p. 69). Östlich vom Piz Frisal fand Keller innerhalb des Korallenkalks in bedeutender Mächtigkeit eine Breccie, bestehend aus kleinen scharfkantigen Bruchstücken von Hochgebirgskalk, die durch eine hellere Kalkmasse verkittet sind. Nach oben geht der Korallenkalk nach Keller ohne scharfe Grenze in 30—60 m Zementsteinschichten über, bestehend aus regelmässig geschichteten Kalkbänken mit etwas mergeligen Zwischenlagen.

In den nördlichsten autochthonen Falten südlich von Linthal, z. B. auf der Terrasse von Obbord und am Wege von Obbord nach Tierfehd, ferner südlich von Brücklis am Wege nach Altenoren, sind die obersten Bänke des Quintnerkalks rötidolomitartig gelblich und staubig angewittert. Im Bett der Gutbächirunse nördlich von Eggli, ungefähr auf Kurve 960 m, ist über solchen gelblich anwitternden Quintnerkalkbänken eine 20 cm dicke Bank einer polygenen, primären Breccie auf-

geschlossen, die aus festzementierten eckigen, meistens weniger als 1 cm langen, zum Teil aber 6—8 cm langen Bruchstücken verschiedener Gesteine zusammengesetzt ist; darunter befinden sich neben vielen dunkelgrauen Kalkbrocken auch lebhaft ockergelbe, dolomitartige Trümmer und bräunliche, feinkörnige Sandkalkstücke. Beim Bauernhause Eggli schliesst der Malm in diesem Bachbett oben mit etwa 15—20 m Zementsteinschichten ab, die im untern Teil aus dünnen, ziemlich dunkelgrauen, feinspätigen, von schwarzen Tonhäuten durchzogenen Kalkbänken, im obern Teil aus dickern, bald hell-, bald dunkelgrauen, dichten bis spätigen Kalkbänken von Malmtypus mit dünnen, dunkelgrauen tonigen Zwischenlagen bestehen.

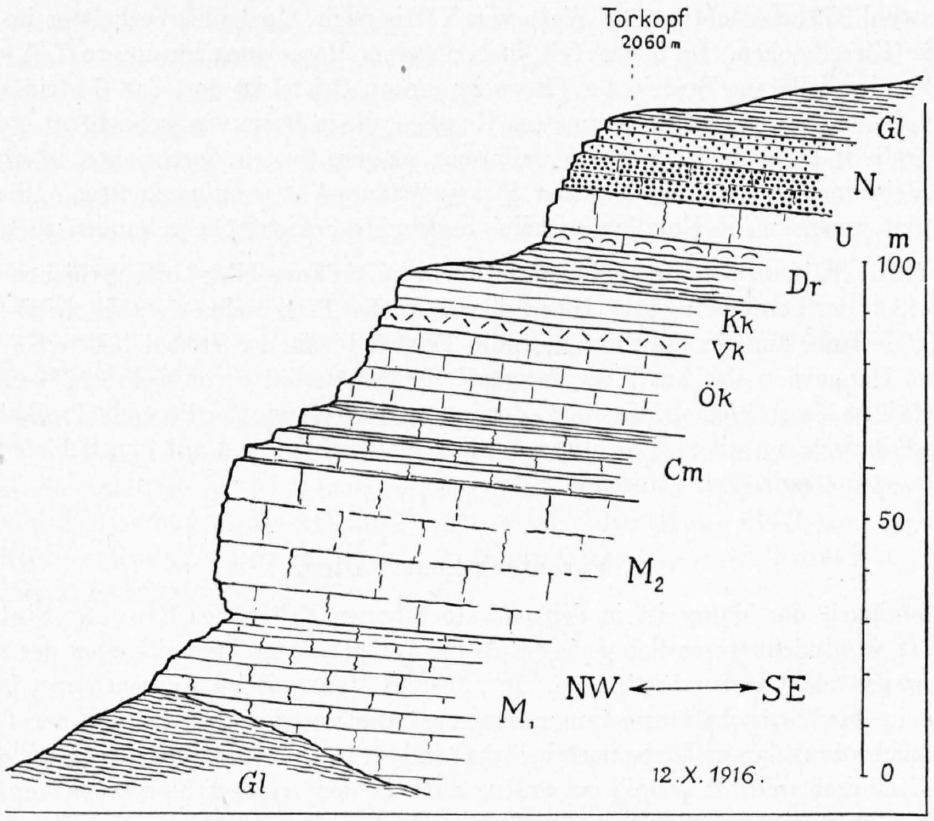


Fig. 64. **Schichtprofil der Torkopffalte am Kistenpassweg oberhalb Baumgartenalp.**

M_1 = Quintnerkalk. M_2 = Korallenkalk. Cm = Zementsteinschichten. Ök = Öhrlikalk. Vk = Valangienkalk. Kk = Kieselkalk. Dr = Drusbergschichten. U = Schrattenkalk. N = Nummulitenschichten. Gl = Globigerinenmergel (Stadschiefer).

In der liegenden Falte, auf deren Rücken die Hütte von Ober-Baumgartenalp (Nüschengruppe) steht, beobachtet man längs des in den Fels eingehauenen Alpweges (Tafel 26, Figur 5):

1. Hellgrauer, plattiger, salinischer Kalk, die obersten Bänke zum Teil dolomitartig gelblich angewittert; etwa 20 m mächtig aufgeschlossen; wahrscheinlich das Äquivalent des Korallenkalks. Übergang in
2. Etwa 10 m Zementsteinschichten; inwendig hell- bis dunkelgrauer, dünnplattiger bis schiefriger, etwas toniger Kalk, eine steile, etwas begraste Terrasse bildend. — Darüber typischer Öhrlikalk.

Viel typischer als hier ist der Korallenkalk in der nächst höhern, weit nach N ausholenden Torkopffalte (Figur 64) als ein hellgrauer, dichter, massiger Kalk ausgebildet, der eine senkrechte, am Torkopf etwa 30 m hohe Wand bildet. Die darüberliegenden Zementsteinschichten sind nur wenige Meter mächtig und kalkig entwickelt.

b) Taminagebiet.

In den Malmwänden, die das Taminatal bei Vättis einrahmen, erreicht der Quintnerkalk wohl seine mächtigste Entwicklung in den östlichen Schweizeralpen. In den nach der topographischen

Karte konstruierten Profilen wird er am Abhang der Grauen Hörner unter Alp Ladils 650 m, unter Gelbberg etwa 600 m, am Nordabhang der Orgeln (Ringelkette) 500 m mächtig.

Der Korallenkalk ist mächtiger und typischer ausgebildet als im Tödigebiet. Das massige, meistens sehr hellgraue, oft, besonders im obern Teil, feinkörnig kristallinische Gestein ist überall deutlich verschieden von dem stets dunkelgrauen, dichten, gut gebankten Quintnerkalk, mit letzterm jedoch durch allmählichen Übergang verbunden. Blumenthal (**240**, p. 19) und Tolwinski (**236**, p. 13) schätzten seine Mächtigkeit in der Umgebung von Vättis auf etwa 70 m. Nach meinen Beobachtungen ist er jedoch am Südabhang der Grauen Hörner mindestens 200 m, bei St. Peter am Nordfuss des Calanda wohl 250 m mächtig. Am Wege von Vättis nach Alp Ladils enthält er im untern Teil viele schwarze Kieselknollen. Im obern Teil, in geringerem Masse auch im untern Teil, stellt er hier oft eine feinkörnige hellgraue Breccie dar. Etwa im untern Drittel ist dort das Gestein sehr reich an Korallen. Typischer Troskalk mit massenhaften Korallen, die in Form von weissen, oft etwas unscharf begrenzten parallelen Stengeln das hellgraue, salinische, massige Gestein durchziehen, ist in dem kleinen verlassenen Steinbruch von St. Peter an der Strasse Vadura-Vättis aufgeschlossen. Wie auch Blumenthal betont, scheinen die Korallen an keine bestimmte Schichthöhe gebunden zu sein.

Die Zementsteinschichten sind auch hier sehr kalkig ausgebildet und verdienen darum ihren Namen nicht. Aus der Ferne betrachtet, heben sie sich an den Felswänden stets als ein 25—30 m hohes dünnschichtiges, etwas dunkler grau anwitterndes Felsband von den steilen hellen Kalkwänden im Liegenden und Hangenden ab. Am Wege unterhalb der Schäferhütte von Gelbberg bemerkt man sie als dünnschichtigen bis grobschiefrigen Kalk, der im untern Teil wie der liegende Troskalk noch hellgrau und kristallinisch, im obern Teil etwas dunkler blaugrau ist und auf den Schieferflächen sehr dünne, tonige, etwas serizitisch glänzende Häute zeigt.

2. Parautochthone Falten.

Die Mächtigkeit des Malms ist in den parautochthonen Falten des Ringelgebietes und der Calandakette wohl nicht wesentlich geringer als im Autochthonen, lässt sich aber der tektonischen Verhältnisse wegen nicht genau bestimmen. In höherem Masse als im Autochthonen bei Vättis ist hier das Gestein durch Dislokationsmetamorphose verändert worden. Auch wenn der Quintnerkalk seine ursprüngliche dunkelgraue Farbe noch beibehalten hat, so ist er doch meistens mehr oder weniger feinspätig bis salinisch und oft plattig geworden, z. B. in dem grossen Steinbruch am Calandafuss östlich von Neu-Felsberg, am Weg von Felsberg nach dem Taminserälpli, zwischen Trinsermühle und Fidaz. Besonders die oberen Teile sind oft in einen weisslichen, zuckerkörnigen, dünnplattigen Marmor umgewandelt, so dass man unsicher ist, ob es sich um Quintnerkalk oder Korallenkalk handelt, z. B. bei Barfuss-Fontanuglia westlich von Haldenstein, bei Oberberg nördlich von Felsberg, auf dem Plateau des Taminserälpli. Auffallend häufig ist der dunkelgraue Quintnerkalk auf grosse Ausdehnung in eine fein- bis grobsplittrige Dislokationsbreccie umgewandelt, ohne dass in der Nähe besondere tektonische Störungen zu beobachten wären, z. B. längs der neuen Kunkelsstrasse südlich von der Passhöhe, an der Strasse Trinsermühle-Flims südlich von Fidaz, in grosser Verbreitung nördlich von Flims bei Spaligna, Uaul Preuls, Prau Gion Flisch, Narraus und Cassons. Ebenso ist westlich von Kunkels zu beiden Seiten des Drosstobels und im Gehauenen Wald hellgrauer Malm, wahrscheinlich Korallenkalk, auf weite Ausdehnung in eine feinsplittrige Breccie zerbrochen.

Südlich vom Ramuztobel (Ostende der Ringelkette) sieht man westlich von der Hütte 1392 m im dunkelgrauen Quintnerkalk zahlreiche unregelmässige schwarze Kieselknollen. Reich an flachgequetschten Korallen ist der stark metamorphe Tithonkalk, der in einem kleinen Steinbruch südöstlich von Patnal bei Untervaz ausgebeutet wurde.

Die Zementsteinschichten sind in den tiefern parautochthonen Falten immer noch kalkig, ähnlich wie im Autochthonen. Am Steilhang südlich unter Alp Surcruns (Panärafalte) sind sie nach photogrammetrischer Bestimmung 22—25 m mächtig. Auf Alp Lavadignas beobachtet man am Weg von der obern Hütte nach Mirutta:

1. Etwa 15—20 m ziemlich hellgraue, mehr oder weniger kristallinische Kalkschiefer, nach unten allmählich in den hellgrauen, kristallinischen, plattig gequetschten Korallenkalk übergehend. Übergang in
2. Etwa 10 m etwas dunkler blaugraue, feinspätige Kalkschiefer mit dazwischenliegenden hellgrauen, kristallinen Kalkschiefern und einzelnen massigeren hellgrauen Kalkbänken. Ziemlich scharfe Grenze gegen den hangenden Öhrlikalk.

In der Flimserstein-Tscheppfalte treten zum erstenmal im obern Teil der Zementsteinschichten schwarze, grobschiefrige Mergellagen auf. Dunkle Mergel mit Kalklagen bilden auch die Zementsteinschichten im Gewölbekern der obern Calandafalte, der im Hintertal südlich vom Haldensteiner Calanda aufgeschlossen ist. Am Grat zwischen diesem Calandagipfel und dem Teufelskirchli erscheinen sie als eine etwa 25 m mächtige Wechsellagerung von dünnen Kalkbänken mit dunkeln kalkigen Mergellagen. Im Buchwald in der Talnische von Oldis (Ostfuss des Calanda) beginnen die Zementsteinschichten über dem hellgrauen salinischen Korallenkalk mit hellgrauen dünnplattigen kristallinen Kalkschiefern und setzen sich fort mit blättrigen dunkelgrauen, meistens serizitisch glänzenden Mergelschiefern, zwischen welche einzelne dünne calcitisierte Kalkbänke eingeschaltet sind. Höher oben ist in der Bachschlucht von Oldis unter dem 30—40° nach S fallenden, unten durch eine ebene Rutschfläche begrenzten, massigen Korallenkalk eine 10—15 m mächtige Folge von schwarzen blättrigen Mergelschiefern aufgeschlossen, die als verkehrtliegende Zementsteinschichten betrachtet werden muss.

Im Bett der Cosenz (bei Untervaz) und ihres von Ratschon herkommenden Seitenbaches sind auf langer Linie zwischen Korallenkalk und Öhrlikalk der Kaminspitzfalte sehr homogene schwarzgraue, weiche, dünnplattige bis feinschiefrige Mergel in wohl 20 m Mächtigkeit aufgeschlossen. Es ist sehr auffallend, dass hier in der tiefsten Deckfalte der Calandakette die Zementsteinschichten in reiner Mergelfacies auftreten, während sie noch am Nordrand derselben sich kaum bemerkbar machen oder sehr kalkig ausgebildet sind.

3. Wagetenkette.

Die auf den Wildflysch hinaufgeschobenen hellgrauen Kalkmassen der Wagetenkette sind von Burckhardt (**125**, p. 58—62) als Schrattenkalk in verkehrter Lagerung gehalten, von Ernst Blumer (**180**, p. 475) zum erstenmal als Malm erklärt worden. Im westlichen Teil scheinen sie in der ganzen aufgeschlossenen Mächtigkeit zum Korallenkalk zu gehören. Im E dagegen, südöstlich von Morgenholz und südlich von Buchwald und Eschenwald, ist der untere Teil ein meistens ziemlich dunkelgrauer Kalk, wahrscheinlich die Übergangsbildung zwischen Korallenkalk und Quintnerkalk. Der Korallenkalk ist grösstenteils ein sehr heller, ziemlich dichter, etwas spätiger, im untern und mittleren Teil fast ungeschichteter Kalk. Er ist sehr arm an deutlichen Petrefakten, auch Korallen sah ich nur selten.

Zwischen Falletenbach und Morgenholz beobachtet man auf etwa 1 km Länge im mittleren Teil des Korallenkalks eine merkwürdige Abänderung desselben. Das Gestein wittert wie Rötidolomit gelb bis dunkel gelbbraun und staubig an und ist an der Oberfläche oft rauhwackeartig kavernös ausgelaugt. Inwendig ist es gelblichgrau bis lebhaft gelbrot und von fein- bis grobkörniger kristalliner Struktur. Seitlich gehen diese dolomitartigen Bänke oft rasch wieder in gewöhnlichen hellgrauen salinischen Troskalk über. Auf den an den Malmhang sich anlehnenden Schutthalden fand ich Trümmer, an deren staubig angewitterter Oberfläche deutliche Korallen und alle Übergänge zwischen hellgrauem dichtem Troskalk und kristallinem gelbbraunem Gestein zu sehen waren. Wahrscheinlich handelt es sich hier um eine lokale Faciesänderung, nicht bloss um eine Folge von Dislokationsmetamorphose.

Am Hornkopf (Ostende der Wagetenkette) liegt auf dem hellgrauen, massigen, grösstenteils in gelblichen Calcit umgewandelten Korallenkalk eine etwa 15 m mächtige Folge von grauen Kalkbänken mit feinen dunkeln Mergellagen, die man wohl als Zementsteinschichten auffassen darf. In der

Hangetenrunse am Ostrande der Wageten (Figur 65, p. 292) scheinen sie zu fehlen; dagegen erscheinen sie am Köpfler wieder als eine etwa 20 m mächtige Folge von dünnen Kalkbänken mit Mergellagen, die oben in eine reine dunkelgraue Mergelschieferbildung übergeht. (Vgl. Figur 19, p. 89.)

4. Glarnerdecke.

In dieser Decke ist der Malm einzig am Westabhang des Schild oberhalb Ennenda in normaler Entwicklung mit dem Liegenden und Hangenden aufgeschlossen. Quintnerkalk und Korallenkalk sind hier in typischer Weise und grosser Mächtigkeit ausgebildet; doch ist letztere der tektonischen Verhältnisse und namentlich auch des Axialgefälles gegen W wegen nicht genau feststellbar. Der dunkelgraue, gut geschichtete Quintnerkalk ist oberhalb Ennenda etwa 350 m, an der Schildwand südlich vom Schildgipfel, wo der obere Teil des Malms tektonisch weggeschnitten ist, rund 300 m mächtig. Der hellgraue, fast ungeschichtete Korallenkalk ist ausserordentlich mächtig, an der «Laubenwand» westlich unter dem Schlafstein gegen 200 m. Darüber folgen 20—25 m Zementsteinschichten, bestehend aus dunkelgrauen, etwas tonigen Kalkbänken mit sehr dünnen schwarzen Mergellagen. Ihr Hangendes wird durch eine 15—20 m mächtige massige hellgraue Kalkstufe gebildet, die den untern Öhrlikalk darstellt.

Zwischen Mürtschenalp Oberstafel und Plattenalp beobachtet man:

1. Korallenkalk, hellgrau, dicht, massig, ein Karrenfeld bildend. Korallen wurden nicht beobachtet.
2. 20—25 m schwach toniger Kalk mit deutlicher, 70° steil nach NW fallender Schichtung, dicht, innen zum Teil dunkelgrau wie Quintnerkalk, zum Teil ziemlich hellgrau, die obersten 4—5 m etwas mergelig. Einzelne Bänke zeigen an der gelblichgrauen Anwitterungsfläche schlierig verzweigte ockergelbe Streifen. Das Gestein bildet Karren, die jedoch lange nicht so wild sind wie diejenigen des Korallenkalks. Wahrscheinlich Äquivalent der Zementsteinschichten. — Darüber folgt der untere Öhrlikalk in Form einer 20 m mächtigen Folge von spätigen bis oolithischen Kalken.

Am Ostfusse des Vorderglärnisch ist bloss der obere Teil des Malms aufgeschlossen. In einem Runsenzug oberhalb Ruchrüti beobachtet man:

1. Korallenkalk, nur in den obern 20 m aufgeschlossen; sehr hellgrauer, dichter, ungeschichteter, senkrecht durchklüfteter Kalk mit unscharf begrenzten hellen und dunkeln Flecken (Korallen?).
2. 15—20 m Zementsteinschichten; hellgrau anwitternder, innen dunkel bläulichgrauer, dichter, etwas muschelig brechender Kalk von Quintnerkalktypus, durch sehr dünne Lagen von dunkelgrauen grobschiefrigen Kalkmergeln in Bänke von $0{,}_3$—$0{,}_8$ m Dicke geteilt. — Darüber Öhrlikalk.

Südlich von Schwanden ist der Malm der Glarnerdecke im Sockel der Glärnischgruppe tektonisch sehr stark reduziert. Bei Nidfurn z. B. ist die ganze Schichtserie zwischen Schiltkalk und Öhrlikalk auf etwa 50—80 m zusammengequetscht.

Über den Fruttbergen bei Linthal bildet der Korallenkalk die Basis der Glarnerdecke. Man findet dort über dem Flysch der Griesstockdecke:

1. Sehr hellgrauer, dichter ungeschichteter Korallenkalk, über der Klausenstrasse eine etwa 50 m hohe Wand bildend.
2. 4—5 m Zementsteinschichten, wahrscheinlich tektonisch reduziert. 10—20 cm dicke Bänke von schwarzgrauem dichtem Kalk von etwas faseriger Struktur, getrennt durch dünne schwarze Mergellagen.
3. Etwa 15 m deutlich geschichteter, dichter oder undeutlich oolithischer Öhrlikalk.

5. Mürtschendecke.

Am Nordufer des Walensees, in der Umgebung von Quinten, ist nach Arnold Heim (**228**, p. 498—499) der Quintnerkalk etwa 500 m mächtig, schwarzgrau, dicht bis feinkörnig, im mittleren Teil oft ziemlich reich an schwarzen Silexknollen; im untern Teil kommen ziemlich viele Belemniten,

im untern und obern Teil auch vereinzelte Ammoniten aus der Gattung *Perisphinctes* vor. Der Malmkalk ist bis zu den Zementsteinschichten hinauf in der Facies des Quintnerkalkes ausgebildet. Die Zementsteinschichten sind westlich von Quinten grösstenteils verkalkt, zwischen Quinten und Walenstadt jedoch in typischer Weise als Wechsellagerung von schwarzen Zementmergeln mit dichten, dunkelgrauen, nach oben allmählich dünner werdenden Kalkbänken ausgebildet. *Perisphinctes Lorioli*, v. Zitt., und massenhafte Exemplare der Foraminifere *Calpionella alpina*, Lorenz, die im untern Teil der Zementsteinschichten von Lochezen (Walenstadt) gefunden wurden, beweisen das tithonische Alter der Schichtgruppe.

Auf der Südseite des Walensees findet man südlich von Mühlehorn im Meerenbachtobel über dem Quintnerkalk, der hier bis $1{,}_5$ km südlich vom Dorfe grösstenteils in einer feinsplitterigen Breccie auftritt, nur wenig oder gar keinen Korallenkalk. Die darüberliegenden Zementsteinschichten erscheinen am Seeufer zwischen Mühlehorn und Mühletal wie bei Walenstadt als eine Wechsellagerung von schwarzen grobschiefrigen Mergeln mit vorwiegend dünnen dunkelgrauen, mehr oder weniger mergeligen Kalkbänken. Das bis 1924 bei Mühletal ausgebeutete Hauptmergelband war durchschnittlich 4—5 m mächtig und lag im oberen Teil der Zementsteinschichten. Die Gesamtmächtigkeit erreicht bei Mühlehorn 60—80 m, nimmt jedoch südwärts auf der Westseite des Meerenbachtobels sehr rasch ab.

Westlich von Mühletal tritt plötzlich, wahrscheinlich durch einen der Richtung des hier ausmündenden kleinen Bachtobels folgenden Bruch in die Höhe gehoben, ziemlich mächtiger Korallenkalk auf. Das vorwiegend hellgraue, dichte bis salinische Gestein geht seitlich und nach oben oft in dunkelgrauen Kalk von Quintnerkalktypus über. Diese dunkle Abänderung enthält wie das helle Gestein oft Korallen und Trümmer von Muschelschalen, namentlich in einem kleinen Steinbruch am Fussweg westlich von Eggberg und in der Gegend von Hofstuden. Es schliesst auch spärliche dunkle Kieselknollen von 5—20 cm Länge ein. Beim Bahnwärterhäuschen westlich von der Ausmündung des Filzbachtobels haben schon Arnold Escher und Mösch zahlreiche *Korallen, Nerineen* und *Diceras Luci* gesammelt (**228**, p. 486). Der Korallenkalk ist in diesem Gebiete meistens parallelepipedisch durchklüftet; westlich von Eggberg durch viele annähernd senkrechtstehende, NNW streichende Kluftflächen in Pfeiler zerlegt. Im Sallerentobel ist das Gestein auf weite Ausdehnung in eine feinsplittrige Breccie umgewandelt [1]).

Sehr merkwürdig ist, dass westlich von Mühletal die Zementsteinschichten über dem Korallenkalk fehlen, während sie östlich davon typisch und mächtig entwickelt sind. Allerdings tritt im Sallerentobel und auch am Fusse der Steilwand nördlich von Filzbach über den hellgrauen Kalken von Troskalktypus eine 10—15 m mächtige Zone von bräunlichen Mergeln auf; allein sie haben nicht den Charakter der Zementsteinschichten, sondern scheinen eher Öhrlimergel zu sein (vgl. **228**, p. 467). Es scheint also westlich von Mühlethal eine rasche Verkalkung der Zementsteinschichten einzutreten.

In der hohen Malmwand am Westabhang des Mürtschenstockes ist der dunkelgraue, gutgeschichtete Quintnerkalk 300—350 m mächtig. Mit deutlicher Grenze wird er von dem hellgrauen, massigen bis dickbankigen Korallenkalk überlagert, der unter dem Faulen Mürtschen etwa 65 m mächtig ist, unter dem Stock jedoch auf etwa 90 m anschwillt. Die Zementsteinschichten, aus denen das auffallende Gesimse der «Schwarzen Schnur» herausgewittert ist, sind unter dem Faulen etwa 70—75 m mächtig, bestehen im untern und mittleren Teil aus schwarzen grobschiefrigen Mergeln mit stark zurücktretenden, unscharf begrenzten tonigen Kalklagen und schliessen im oberen Teil eine Serie von hellgrau anwitternden, durch dünne schwarze Mergellagen getrennten Kalkbänken ein.

Gegen N macht sich eine auffallende Faciesänderung bemerkbar. Etwa 300 m nördlich von der Hütte von Tros Unterstafel, wo der Weg in engen Kehren gegen Talalp absteigt, findet man die Zementsteinschichten noch etwa 40 m mächtig, im oberen Teil fast ganz aus schwarzgrauen Mergelschiefern bestehend und oben scharf gegen den hangenden Öhrlikalk begrenzt. Etwa 200 m weiter im N sind sie nur noch etwa 20 m mächtig und stellen im gut aufgeschlossenen oberen Teil eine Wechsellagerung von grobschiefrigen schwarzgrauen Mergellagen von 5—20 cm Dicke mit dunkelgrauen,

[1]) Die «Sallembreccie» gehört nach neuerer Auffassung (vgl. G. Freuler, **324**, p. 204—207) mit dem ganzen Gebiet zwischen Sallerentobel und Meerenbachtobel zum Ablagerungsgebiet eines grossen diluvialen Bergrutsches.

feinkörnigen bis deutlich oolithischen Kalkbänken von 10—40 cm Dicke dar. Nur 500 m weiter im Norden, im Talgrund nördlich vom Talalpsee, scheinen die Zementsteinschichten völlig verschwunden zu sein. Der Korallenkalk nimmt vom Mürtschenstock an nordwärts beträchtlich an Mächtigkeit zu; in der Felswand, auf der die untere Hütte von Alp Tros steht, ist er über 100 m mächtig.

Ähnliche Erscheinungen zeigt der Abhang des Neuenkamms auf der Westseite von Talalp. Die Zementsteinschichten sind am Schmalenleist zwischen Scheienstock und Neuenkamm nach photogrammetrischer Bestimmung 65—70 m mächtig wie am Mürtschenstock und bestehen aus einem Wechsel von schwarzgrauen Mergeln mit vielen dünnen Kalkbänken, die an Masse gegenüber den Mergeln zurücktreten. Von Alp Tros aus sieht man deutlich, wie die Schichtgruppe nordwärts rasch an Mächtigkeit abnimmt und die Mergel mehr und mehr durch Kalkbänke ersetzt werden. Unter dem Gipfel des Neuenkamms ist sie nur noch etwa 25 m mächtig und besteht aus dünnen Kalkbänken mit schwachen Mergellagen, und über dem Nordende des Talalpsees ist sie nur noch durch ein schmales Terrässchen von etwa 5 m Höhe angedeutet. Gleichzeitig nimmt auch hier die Mächtigkeit des hellgrauen, massigen Korallenkalks nordwärts zu; über dem Westufer des Talalpsees übersteigt sie 100 m. Von Alp Tros aus sieht man deutlich, dass der obere Teil der Zementsteinschichten des Schmalenleists sich nordwärts unter dem Neuenkamm in den untersten Bänken des untern Öhrlikalks fortsetzt. Die Verkalkung der Zementsteinschichten gegen N vollzieht sich also nicht bloss dadurch, dass die Basis zu Korallenkalk wird, sondern zu einem grossen Teil dadurch, dass ihre oberen Schichten in die Facies des Öhrlikalks übergehen.

Im Sockel des Wiggis beobachtet man längs des von Netstal nach der Auernalp führenden Weges folgendes Profil:

1. Über den obersten noch schwach gelbfleckigen Bänken des obern Schiltkalks (dicht nördlich von der Druckleitung des Löntschwerkes) etwa 10 m typischer dunkelgrauer dichter Quintnerkalk in Bänken von 20—60 cm Dicke, getrennt durch 2—5 cm dicke dunkelgraue Mergellagen. Rascher Übergang in
2. Etwa 90 m dunkelgrauer dichter Quintnerkalk mit spärlichen feinen glänzenden Calcitsplitterchen, in Bänken von 30—80 cm Dicke ohne Mergellagen. Allmählicher Übergang in
3. Etwa 100 m blaugrauer Kalk ähnlich Nr. 2, jedoch im allgemeinen merklich heller, ziemlich reich an feinen glänzenden Calcitschüppchen, weniger vollkommen bankig als Nr. 2, stark durchklüftet. Im oberen Teil enthalten einige Bänke ziemlich viele kleine gelbe Pyritkristalle. Zu oberst ziemlich hellgrau und spätig. Kurze Schuttbedeckung.
4. Einige Meter hellgrauer dichter Kalk, in eine feinsplitterige Dislokationsbreccie aufgelöst; wahrscheinlich Troskalk. Nachher Schuttbedeckung.

Die Schichtgruppe 3 sieht zum Teil sehr troskalkartig aus, darf aber wahrscheinlich doch noch zum Quintnerkalk gerechnet werden. — An der Felswand nördlich von der Butziruns, neben der der Auernweg emporsteigt, wird der nach photogrammetrischer Bestimmung etwa 240 m mächtige gut gebankte Quintnerkalk von einer etwa 150 m hohen, massigen hellgrauen Wand von Korallenkalk überragt.

Die Zementsteinschichten sind am Ostende der Büttenenwand etwa 60 m mächtig und schliessen im obern Teil viele, zum Teil dicke Bänke von spätigem Kalk ein. Auch hier nimmt gegen N ihre Mächtigkeit ab und die Verkalkung rasch zu. In der Butziruns sind sie noch deutlich zu sehen, nordwestlich von Netstal jedoch machen sie sich im Sockel des Wiggis nur noch durch einige schwache Mergellagen zwischen Troskalk und Öhrlikalk bemerkbar.

Am Vorderglärnisch ist der Malmkalk an der Baumgartenwand nordwestlich über Mitlödi 280—300 m mächtig, wovon 45—50 m auf den massigen Korallenkalk fallen. Die darüberliegenden Zementsteinschichten sind (nach photogrammetrischer Bestimmung) 65 m mächtig und gliedern sich von unten nach oben in:

1. Etwa 15 m regelmässiger Wechsel von dünnen, hellgrau anwitternden, tonigen Kalkbänken mit schwarzen groben Mergelschiefern.
2. Etwa 30 m schwarze grobschiefrige Mergel mit spärlichen dünnen Kalkbänken.

3. Etwa 20 m schwarze Mergel wie 2, aber etwas reicher an Kalklagen. Darüber folgt noch eine 35 m mächtige Wechsellagerung von hell anwitternden Kalkbänken mit dünnen schwarzen Mergelschieferlagen, die wahrscheinlich bereits zum Öhrlikalk gerechnet werden muss.

Südlich von Hintersackberg auf der Nordseite des Vorderglärnisch kann man über dem rechten Ufer des Gleiterbaches sehen, dass die Kalkbänke im oberen Teil der Zementsteinschichten wie im Mürtschen- und Wiggisgebiet ein spätiger bis undeutlich oolithischer Kalk sind, der bereits an den Öhrlikalk erinnert, während die Kalklagen des untern Teils aus dunkelgrauem dichtem Kalk von Quintnerkalktypus bestehen.

6. Axendecke.

Am oberen Teil des Vorderglärnisch ist der Quintnerkalk 320—350 m mächtig und zum erstenmal durch eine etwas unter der Mitte liegende mergelige Zone, die sich besonders an der Nordwand als eine etwa 30 m hohe Terrasse bemerkbar macht, in untern und obern Quintnerkalk gegliedert. Der typische Korallenkalk ist verschwunden und wahrscheinlich durch gut geschichteten, ziemlich dunkelgrauen Quintnerkalk, zum Teil wohl auch durch Zementsteinschichten ersetzt. Letztere bauen den Gipfel und den Verbindungsgrat gegen das Vrenelisgärtli in einer Mächtigkeit von 225—250 m auf.

Auf Heuberge-Guppenalp beobachtete ich im Südostgrate des Vrenelisgärtlis folgendes Profil: Über dem obern Schiltkalk mit raschem Übergang:

a) Unterer Quintnerkalk, etwa 160 m mächtig (photogrammetrisch bestimmt). Hell bläulichgrau anwitternder, dichter dunkelgrauer Kalk mit kleinen glänzenden Calcitkriställchen, in Bänke von $0{,}_3$—1 m geteilt, im obern Teil dickbankiger. Petrefaktenarm, doch sah ich im untern Teil der obern, dickbankigen Hälfte mehrere Belemniten und einen Seeigel, hier und etwa 20 m unter der obern Grenze 3 Ammoniten.

b) Mergelband; etwa 25 m mächtig.

1. 1—$1{,}_5$ m Übergangsschicht. Dünnbankiger, innen schwarzgrauer, vollkommen dichter, etwas toniger, muschelig brechender Kalk.
2. Wechsellagerung von dünnen Lagen von schwarzgrauem dichtem Kalk wie Nr. 1 mit sehr dünnen dunkeln Mergellagen. Die Kalkbänke sind durch ausgesprochen wellige Schichtfugen begrenzt, im untern Teil nur 5—15 cm, im obern Teil 15—25 cm dick, die Mergellagen im untern Teil nur $0{,}_5$—1 cm, oben oft 1—3 cm dick und stellen hier teils einen mergeligen, undeutlich schiefrigen Kalk, teils einen grobschiefrigen Mergel vom Aussehen der Zementsteinschichten dar. In den Kalkbänken oft kleine weisse Calcitnester, wie sie auch anderwärts im Quintnerkalk oft vorkommen. Auf $0{,}_5$—1 m Übergang in

c) Oberer Quintnerkalk. Etwa 250 m mächtig (photogrammetrisch bestimmt).

1. Etwa 20 m dunkelgrauer, dichter, dickbankiger bis massiger Kalk.
2. Etwa 130 m dunkelgrauer, vollkommen dichter Kalk, in Bänke von $0{,}_5$—1 m Dicke geteilt, in der Mitte etwas dickbankiger. Im obern Teil sehr schöne Stylolithen, auch zahlreiche schwarze, länglichrunde oder unregelmässige Kieselknollen mit dicker, scharf begrenzter weisser oder rostgelber Rinde. Vereinzelte Belemniten und Schalentrümmer.
3. Etwa 100 m vorwiegend dunkelgrauer dichter Kalk, in manchen Lagen jedoch merklich heller grau als im untern Teil. Im ganzen dickbankiger als Nr. 2, die Schichtfugen oft nicht deutlich ausgeprägt. In der untern Hälfte sehr reich an länglichrunden oder unregelmässigen, oft umrindeten, parallel zur Schichtung lagenweise angeordneten schwarzen Kieselknollen. Rascher Übergang in

d) Zementsteinschichten; etwa 200 m mächtig. Sie gliedern sich in:

1. Etwa 20 m dunkelgraue tonige Kalkbänke, wechselnd mit dunkelgrauen grobschiefrigen Mergeln.

2. Etwa 40 m dunkle Mergelschiefer, im untern Teil mit hell anwitternden Kalkbänken.
3. Etwa 50 m düster anwitternde Kalkbänke mit Mergelschieferlagen, eine Steilstufe bildend.
4. Etwa 20 m Wechsel von Kalk- und Mergelschieferlagen.
5. Etwa 70 m Mergelschiefer mit spärlicheren Kalkbänken.

In der Gegend von Thäli-Bützi zwischen Braunwaldalp und Karrenalp kann man folgendes Profil feststellen:

a) Unterer Quintnerkalk.

1. Etwa 10 m Übergangsschichten zwischen dem gelbfleckigen obern Schiltkalk mit Mergellagen und dem Quintnerkalk: Dunkelgrauer, dichter, gelblichgrau anwitternder, ziemlich reichlich von Tonhäuten durchzogener Kalk.
2. Dunkel blaugrauer, dichter Kalk mit muscheligem Bruch, in den untersten Lagen mit unscharf begrenzten, hell lilafarbigen Flecken. Spärliche schwarze Kieselknollen. Einzelne kleine Belemniten und Ammoniten. 120—150 m.

b) Mergelband. Dunkelgrauer, etwas mergeliger Kalk, etwas dunkler anwitternd als der Quintnerkalk, durch sehr dünne, wellig verlaufende, bräunlich anwitternde Mergellagen in sehr dünne (5—20 cm) Bänke zerlegt.

c) Oberer Quintnerkalk.

1. Dünnbankiger, etwas toniger, dunkelgrauer Kalk; etwa 50 m.
2. Ziemlich dickbankiger, dichter, im allgemeinen dunkelgrauer, hie und da aber auch ziemlich hellgrauer Kalk, oft mit Kieselknollen. 100 + x m. Dieser obere Quintnerkalk bildet das Karrenfeld zwischen Bützi und Erixmatt. Im westlichen, stratigraphisch höheren Teile wird das Gestein heller grau, oft stark calcitisch. Häufig sieht man hier im Innern des kompakten Kalkes unregelmässige Massen einer aschgrauen, feinsplittrigen Breccie.

Etwa 400 m westlich von der Hütte Erixmatt (Karrenalp) beobachtet man in den obersten 50 m des obern Quintnerkalks folgende Schichtreihe:

1. Typischer dichter dunkelgrauer Quintnerkalk mit spärlichen feinsten Calcittäfelchen.
2. Kalk wie 1, jedoch meistens etwas heller grau und etwas reicher an Calcitsplitterchen, dünnbankig (15—40 cm); darin wurde ein *Ammonit* bemerkt. Etwa 20 m.
3. 1 m hellgrau anwitternder, innen ziemlich dunkelgrauer dichter Kalk, ziemlich reich an kleinen Spattäfelchen und sehr reich an Ammoniten. Diese Ammonitenbank bildet den Südrand des grossen Karrenfeldes von Karrenalp und gehört nach ihrem lithologischen Charakter noch zum Quintnerkalk, muss jedoch ihrer Fauna wegen bereits zum Portlandien gerechnet werden. Leider lassen sich die Ammoniten nur schwierig aus dem Gestein herauslösen. Ich fand hier:

Perisphinctes Lorioli, v. Zittel. — *Hoplites progenitor*, Oppel.
Perisphinctes Richteri, Opp. (wahrscheinlich). — *Haploceras (Lissoceras) elimatum*, Opp., 2 Exempl.
Perisphinctes, sp. — *Aulacostephanus carpathicus*, v. Zittel.

Darüber folgen am Fusse des Kirchbergs die Zementsteinschichten:

1. Etwa 6 m Übergangsschichten: Hell bräunlichgrau anwitternder Kalk, innen dunkelgrau, dicht, splitterig oder muschelig brechend, von nach oben immer häufiger werdenden dunkeln tonigen Häuten flaserig durchzogen, die Kalkbänke getrennt durch plattig-schieferige, dunkelgraue, etwas spätige, von schwarzen Häuten durchzogene Kalkmergel. Einzelne *Ammoniten*. Unvollkommen ausgebildete Karrenfurchen, das Gestein bereits mit etwas Vegetation bedeckt.
2. Etwa 50 m dünne (10—30 cm) bräunlich anwitternde Kalkbänke, innen dunkelgrau, etwas spätig, quintnerkalkartig, aber reichlich von schwarzen Tonhäuten durchsetzt und wechselnd mit schwarzgrauen dünnblättrigen Mergelschiefern. Etwa 15 m über der Basis liegen darin 2—3 m grobspätiger, undeutlich oolithischer Echinodermenkalk mit von Fossiltrümmern rauher Anwitterungsfläche.
3. Etwa 15 m dunkelgraue, rauhe Mergelschiefer.

4. Etwa 25 m Wechsellagerung von dünnbankigen bis plattigen, dunkelgrauen, etwas spätigen Kalken mit dunkeln Mergelschiefern, mit mannigfaltigen Übergängen von Kalk und Mergel, das Ganze lebhaft gelbbraun anwitternd. Vereinzelte *Ammoniten.*
5. Etwa 50 m sehr weiche, dunkelgraue, braun anwitternde Mergelschiefer.
6. 120—150 m Wechsellagerung von gelblichbraun anwitternden, dünnen, dunkelgrauen, mergeligen Kalkbänken mit dunkelgrauen Mergelschiefern. Oben tektonischer Kontakt mit dem Quintnerkalk der Kirchbergfalte.

Die Zementsteinschichten sind hier vielleicht nicht vollständig erhalten, da sie dem unter der Kirchbergfalte liegenden Synklinalkern angehören und die Kreide fehlt. Doch darf wahrscheinlich die ganze etwa 250 m mächtige Mergelserie als eine normale Schichtreihe ohne verkehrte Schichten im Dache betrachtet werden, da der Malmkalk der Kirchbergfalte diskordant über die Zementsteinschichten hinweggeschoben ist und die stark kalkigen untern Zementsteinschichten unter der Überschiebungsfläche fehlen.

Am Grate des Kirchbergs bei Punkt 2467 m und an seinem Nordabhang sind die dem untern Teil der Zementsteinschichten angehörenden bräunlich anwitternden Kalkmergel petrefaktenreich. Neben vielen unbestimmbaren *Perisphincten* fand ich dort:

Hoplites pseudomutabilis
Perisphinctes, cfr. *Balderus*, Op.
Perisphinctes, cfr. *Ardescicus*, Font.
Perisphinctes, cfr. *divisus*, Quenst.
Perisphinctes, cfr. *biplias.*
Parkinsonia, sp. (?)
Belemnites (Hastites) astartinus, Etallon.
Apiocrinus, sp.

In den gewaltigen Malmwänden auf der Südseite von Ortstock und Jägernstöcke liegt der Quintnerkalk in zweifacher Wiederholung. (Vgl. p. 94.) In der untern Serie hat er eine Mächtigkeit von etwa 350 m. In dieser Gegend scheinen im Quintnerkalk stellenweise ziemlich viele Ammoniten vorzukommen. In Felssturzblöcken nördlich von Ortstafel (Riedalp) fand ich neben andern unbestimmbaren Ammoniten:

Harpoceras nimbatum, Oppel, sp.
Harpoceras Fialar, Oppel, sp.
Harpoceras, cfr. *lingulatus*, Quenst.
Perisphinctes, sp.

Unter dem Westende des Plateaus der Glattalp ist der Quintnerkalk rund 300 m mächtig. Längs des Alpweges, der aus dem hintern Teile des Bisistales über Mütschen nach Glattalp führt, zeigt er folgendes Profil (Figur 63, p. 274). Über sehr mächtigem oberem Schiltkalk:

1. Unterer Quintnerkalk, typisch, gut gebankt, meistens dunkelgrau, oft aber auch ausgesprochen lilafarbig. Etwa 150 m.
2. Mergelband; etwa 20 m sehr dünnbankiger dunkelgrauer mergeliger Kalk mit feinen Mergelzwischenlagen.
3. Oberer Quintnerkalk.
   a) Typischer dunkel blaugrauer dichter Quintnerkalk, etwa 50 m; bildet die Unterlage der Hütte Mütschen.
   b) Dunkelgrauer Kalk mit feinen Calcitkriställchen; etwa 100 m. Übergang in die Zementsteinschichten.

Im nördlichen Schenkel des grossen Faulengewölbes, wo sie mit der Kreide eine kontinuierliche Schichtfolge bilden, sind die Zementsteinschichten am Gassenstock etwa 250 m, am Nordfuss des Pfannenstocks etwa 200 m, am Westende des Rätschtales über 300 m mächtig. Westlich vom Bisistal, auf der Alp Galtenebnet, steigt ihre Mächtigkeit sogar auf etwa 500 m (Profil 18). Sie bestehen auch hier aus einer Wechsellagerung von schwarzen Mergelschiefern mit bräunlich anwitternden Bänken von kompaktem bis grobschiefrigem, schwarzgrauem, dichtem, sehr sprödem Kalk.

Die in der Geologischen Karte als «oberer Troskalk» eingetragene, etwa 40 m mächtige Folge von Kalkbänken, die im Nordschenkel des Faulengewölbes das Hangende der Zementsteinschichten bildet, zeigt bereits starke Anklänge an die Facies des Öhrlikalks. Sie muss daher vom Malm abgetrennt und als «unterer Öhrlikalk» zur Kreide gestellt werden. (Vgl. p. 296/297.)

7. Säntis-Drusbergdecke.

Diese Decke reicht erst ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes, in der Churfirsten- und Alviergruppe, bis in den Malm hinunter. Der Quintnerkalk ist im W bis 450 m, im E etwa 350 m mächtig und ebenfalls durch ein deutliches Mergelband von 25—90 m Mächtigkeit in untern und obern Quintnerkalk gegliedert. Auch hier fehlt die Facies des Korallenkalks. Der dunkelgraue Quintnerkalk geht in die Zementsteinschichten über, die bis 300 m Mächtigkeit erreichen und sich nicht scharf von den hangenden Valangienmergeln abtrennen lassen. (Vgl. Arnold Heim, **228**, p. 499—501.)

c) Faciescharakter.

Die sehr arme, fast nur aus Cephalopoden bestehende Fauna, das Fehlen von grobklastischen Einschwemmungen, die bedeutende Mächtigkeit und über das ganze helvetische Faciesgebiet ausgedehnte Verbreitung bei nur geringen Faciesschwankungen lassen den Schluss zu, dass der Quintnerkalk vorwiegend eine bathyale Bildung ist und in grosser Entfernung von Festlandsküsten abgelagert wurde. Nach Albert Heim (**216**) ist er vorwiegend ein chemischer Kalkniederschlag. Der tithonische Korallenkalk mit seiner Seichtmeerfauna und den hie und da darin auftretenden Breccienbänken beweist, dass während der spätern Malmzeit wenigstens im nördlichen Faciesgebiet (autochthones Gebiet bis und mit Mürtschendecke) eine Hebung des Meeresbodens eintrat. Während des obern Portlandien vertiefte sich das Meer wieder, die neritische Facies des Korallenkalks wurde abgelöst durch die bathyale Mergelfacies der Zementsteinschichten. Die in der Mürtschendecke im mittlern und obern Teil der Schichtgruppe auftretenden Echinodermenkalkbänke scheinen jedoch anzudeuten, dass wenigstens im nördlichen Faciesgebiet die Meerestiefe nicht sehr gross war. Nach Arnold Heim (**228**, p. 492) sind die eigentlichen Zementmergel der mittlern und höhern Decken teilweise terrigene Schlammabsätze, die dazwischenliegenden Kalkbänke von Quintnerkalktypus dagegen vorwiegend chemische Niederschläge.

d) Facies- und Mächtigkeitsänderungen.

Der Quintnerkalk tritt im abgewickelten Profil gleich im N in maximaler Mächtigkeit auf (bei Vättis etwa 600 m, am Bifertenstock 500 m). In der Glarnerdecke und im nördlichen Teil der Mürtschendecke ist er noch etwa 350—400 m mächtig, im südlichen Teil der Mürtschendecke jedoch geht er auf etwa 250 m zurück. In der Axendecke wächst er am Glärnisch wieder auf 350 bis 400 m an und behält diese Mächtigkeit ohne wesentliche Änderung südwärts durch das Karrenalpgebiet und die Ortstockkette bei. In der Säntis-Drusbergdecke jedoch geht er südwärts in der Alviergruppe allmählich auf 200 m zurück. Von der Nordwand des Glärnisch an ist er durch die Axendecke und die Säntis-Drusbergdecke hindurch (Churfirsten-Alviergruppe) durch ein Mergelband in untern und obern Quintnerkalk geteilt. Die an der Basis dieses Mergelbandes liegende Eisenerzschicht des Gonzen ist eine eng begrenzte lokale Erscheinung.

Der Korallenkalk scheint im Autochthonen bei Vättis und in der Glarnerdecke am Schild seine maximale Mächtigkeit (bis 200 m) zu besitzen, nimmt im südlichen Teil der Mürtschendecke rasch ab und ist in der Axendecke verschwunden. Da dort gleichzeitig der Quintnerkalk mächtiger wird und sein oberer Teil oft Anklänge an die Korallenkalkfacies zeigt, kann man annehmen, dass hier der oberste Teil des Quintnerkalkes das Äquivalent des Korallenkalkes ist.

Die Zementsteinschichten sind vom Autochthonen bis in den nördlichen Teil der Mürtschendecke schwach und vorwiegend kalkig ausgebildet, gehen dann in dieser Decke südwärts und ostwärts rasch in eine mehr mergelige Facies mit Wechsel von Kalkbänken und dicken Mergellagen oder in eine fast reine Mergelfacies über, wobei ihre Mächtigkeit im S (Mürtschenstock und Vorderglärnisch) auf 60—75 m, im E (zwischen Quinten und Walenstadt) auf 200 m anschwillt. Ihre Vermergelung und Mächtigkeit steigert sich noch in der Axendecke. In ihrem westlichen Teil, westlich vom Bisistal, erreichen sie mit 500 m ihre maximale Mächtigkeit. In der Säntisdecke der Alviergruppe ist ihr oberer Teil vollständig vermergelt, und die Gesamtmächtigkeit beträgt noch 300—400 m. (Vgl. Arnold Heim, **228**, p. 492—494.)

Es lassen sich also im Malm der östlichen Schweizeralpen zwei Faciesbezirke unterscheiden:

I. Nördliche Zone (autochthones und parautochthones Gebiet, Glarnerdecke und nordwestlicher Teil der Mürtschendecke): Grosse Mächtigkeit von Quintnerkalk und Korallenkalk, schwache und vorwiegend kalkige Ausbildung der Zementsteinschichten.

II. Südliche Zone (Axendecke und Säntis-Drusbergdecke): Mässige, nach S abnehmende Mächtigkeit des Quintnerkalks, Auftreten eines Mergelbandes innerhalb desselben, Fehlen der Korallenkalkfacies, grosse Mächtigkeit und mergelige Ausbildung der Zementsteinschichten.

Der südliche und östliche Teil der Mürtschendecke bildet das Übergangsgebiet zwischen den beiden Faciesbezirken.

e) Landschaftlicher Charakter.

Quintnerkalk und Korallenkalk bauen in den nördlichen Kalkalpen die gewaltigsten Steilwände auf (Calanda, Tödi, Selbsanft, Ortstockkette, Glärnisch, Mürtschenstock). Die hell blaugrauen, in der Region des Korallenkalks oft leuchtend weissgrau anwitternden Felsmassen sind häufig durch Erosions- und Verwitterungsrinnen in reihenweise nebeneinanderstehende Pfeiler und Türme zerlegt (Orgelpfeifenstruktur an der Südwand der Ortstockkette, am Vorderglärnisch). Auf sanfter geböschten Abhängen und auf den einst von den diluvialen Gletschern bedeckten Hochflächen haben sich in dem Gestein wilde, fast vegetationslose Karrenfelder ausgebildet (Karrenalp, Plattenalp am Schild). Die hellen Malmwände werden an ihrem Fusse von dem gelbbraunen Terrassenband der Schiltschichten umsäumt. Die Zementsteinschichten bedingen im Gebiet ihrer schwächern Entwicklung eine steile, oft hohlkehlenartig zurückgewitterte Terrasse, die sich durch etwas düsteres Grau von der darunterliegenden hellen Malmwand abhebt. Im Gebiet ihrer mächtigen Ausbildung östlich und westlich vom Bisistal bauen sie mit Vegetation bedeckte wellige Hochflächen und sanft gerundete Bergrücken auf. Hier, im Gebiet von Karrenalp, Glattalp und Galtenebnet, ist die Grenze von Zementsteinschichten und Quintnerkalk zugleich die Grenze zwischen den grünen Weideflächen und den weissschimmernden, öden Karrenfeldern.

f) Technische Verwendung.

Der Quintnerkalk eignet sich vortrefflich zur Herstellung von Wetterkalk und seiner leichten Bearbeitbarkeit und Polierfähigkeit wegen auch als Baustein; doch wird er innerhalb unseres Untersuchungsgebietes gegenwärtig nirgends in grösserem Massstabe für diese Zwecke ausgebeutet. Ein Steinbruch in prachtvoll schwarzem Quintnerkalk am Bergli bei Glarus (Bergsturzmasse) lieferte Bausteine für den Wiederaufbau von Glarus nach dem grossen Brande von 1861 und das Rohmaterial für eine Kalkbrennerei und wird jetzt noch gelegentlich für Gewinnung von Mauersteinen benutzt. In einem grossen Steinbruch am Südfuss des Calanda östlich von Felsberg und in zwei kleinen Brüchen bei Haldenstein werden zeitweise Bausteine für Häuser und für Rheinwuhre gebrochen. Ausserhalb unseres Gebietes wird der Quintnerkalk in der Alviergruppe bei Quinten, Berschis, Vild (Sargans), Trübbach, ferner bei Alt Neugut am Nordrande des Fläscherberges für Bausteine, Sockel- und Grabsteine ausgebeutet.

Der Korallenkalk ist als fast reines Calciumcarbonat ein für chemische Zwecke sehr geschätztes Material. In grossem Massstabe wird er hiefür, hauptsächlich für Calciumcarbidfabrikation, seit 1900 im Steinbruch am Elggis auf dem rechten Linthufer oberhalb Netstal gebrochen. Dasselbe Gestein wurde seit der Mitte des 19. Jahrhunderts bis 1885 am Hornkopf bei Niederurnen (Ostende der Wagetenkette) von einer kleinen Kalkbrennerei ausgebeutet.

Prachtvoller Korallenkalk wurde eine Zeitlang am Calandafuss nördlich von Untervaz und im Taminatal bei St. Peter für polierte Wandverkleidungen und andere architektonische Zwecke ausgebeutet. (Vgl. **270**, II. Teil, p. 202 und 233.) Die Zementsteinschichten wurden von 1878 bis zum Felssturz vom November 1924 in Mühletal westlich von Mühlehorn in einem kleinen Bergwerk für Zementfabrikation gebrochen. Für die grosse Zementfabrik von Unterterzen liefern die Zementsteinbrüche bei Walenstadt das Rohmaterial.

IV. Kreide.

A. Valendisstufe.

(Valangien im weitern Sinne).

Historisches. Gliederung.

Über die Grenze zwischen Jura und Kreide in den östlichen Schweizeralpen und die Einreihung der Schichten zwischen den Zementsteinschichten und dem Hauterivienkieselkalk in das stratigraphische System herrschten bis in die neuere Zeit keine klaren und einheitlichen Anschauungen. Die über den Zementsteinschichten liegende Kalkstufe, die wir heute Öhrlikalk nennen, wurde häufig (z. B. in der Tödikette, am Glärnisch, am Mürtschenstock) noch zum Malm gerechnet, an andern Orten (am Deyenstock, am Kratzerengrat) mit Schrattenkalk verwechselt. Besonders verhängnisvoll für die richtige Auffassung der Schichtfolge wie auch der Tektonik wurde die Verwechslung der Valangienmergel mit Drusbergschichten am Glärnisch durch Baltzer (**62**). Sie hatte auch zur Folge, dass er den obern Valangienkalk mit *Pygurus rostratus* über den Kieselkalk stellte und letztern auch noch zum Valangien rechnete. Burckhardt (**134**) stellte mit Mösch den Diphyoideskalk der Fluhbrigkette ins Berriasien (unteres Valangien s. lato), den Öhrlikalk des westlichen Teils der Deyenkette aber ins Valangien, während er gleichzeitig seine Fortsetzung im Deyenstock für Schrattenkalk ansah. Ferner verwechselte er die Valangienmergel an der Basis der Drusbergdecke mit eocänem Flysch und den Valangienkalk der Säntisdecke am Wiggis mit Schrattenkalk. C. Mösch (**379,** p. 44—52) betrachtete nicht bloss Diphyoideskalk und Valangienmergel des Pragelpassgebietes, sondern auch die Zementsteinschichten der Axendecke in der Glärnisch-Ortstockgruppe als Berriasien. Rothpletz (**149**) gebührt das Verdienst, einige der frühern Irrtümer richtiggestellt zu haben. Er stellte zum erstenmal den Öhrlikalk des Glärnisch zum Berriasien, erkannte, dass die darüberliegenden Mergel mit *Exogyra Couloni*, die Baltzer als Drusbergschichten betrachtet hatte, zum Valangien gehören und ebenso, dass das helle Kalkband über dem Wiggisalpeli, das Burckhardt für verkehrten Schrattenkalk nahm, mit den liegenden Mergeln eine normale Schichtfolge des Valangien bildet. Dagegen liess er immer noch das Valangien bis hoch in den Kieselkalk hinaufreichen und betrachtete den dünnplattigen Valangienkalk der Drusbergdecke als Berrias.

Eine Abklärung der Anschauungen über die stratigraphische Gliederung der untersten Kreide verdanken wir den Untersuchungen von Albert und Arnold Heim in der Säntisgruppe (**176**), von Arnold Heim in der Churfirsten-Mattstockgruppe (**195, 198** und **228**), ferner von Buxtorf (**195**), Tobler und Arbenz (**174**) im Vierwaldstätterseegebiet. Nach diesen Untersuchungen gestaltet sich die Gliederung der Valendisstufe (Valanginien im Sinne Desors 1854, benannt nach dem Dorfe Valangin im Neuenburger Jura) in den östlichen Schweizeralpen folgendermassen:

1. Öhrlischichten (Berriasien, untere Valendisstufe); benannt von Arnold Heim 1907 nach dem Öhrlikopf, 2203 m, im Säntisgebirge.
   a) Öhrlimergel (untere Valendismergel). Bräunliche, fossilarme Schiefermergel mit Kalklagen.
   b) Öhrlikalk (unterer Valendiskalk). Zoogener, meistens oolithischer Kalk mit Nerineen und Korallen.
2. Valangien sensu stricto (mittlere und obere Valendisstufe).
   a) Valangienmergel (obere Valendismergel). Dunkle Mergel mit Knollen und dünnen Lagen von mergeligem Kalk, oft reich an *Exogyra Couloni*, d'Orb.
   b) Valangienkalk (oberer Valendiskalk). Grob- bis feinspätiger Echinodermenkalk oder dichter schiefriger Kalk.
   c) Gemsmättlischicht. Sandkalk mit reicher Cephalopodenfauna des obern Valangien.
   d) Pygurusschichten. Rauhsandiger Echinodermenkalk mit *Pygurus rostratus*, Ag., und *Janira atava*, Röm.

Die von Buxtorf (**195**) 1905 am Pilatus entdeckte und von Arnold Heim auch in den Churfirsten aufgefundene Gemsmättlischicht ist in meinem Untersuchungsgebiet noch nirgends beobachtet worden. Da die Pygurusschichten, die Arnold Heim (**228**, p. 415—427) vom Valangienkalk abtrennt und zusammen mit der Gemsmättlischicht als oberes Valangien aufführt, im weitaus grössten Teil meines Gebietes sich weder durch lithologische Merkmale noch durch besondere Fauna vom Valangienkalk unterscheiden lassen, so schliesse ich sie hier ebenfalls in den Begriff Valangienkalk ein.

1. Öhrlimergel und Öhrlikalk.

a) Spezialprofile.

1. Autochthones Gebiet.

Die grauen Kalkbänke mit tonigen Zwischenlagen, mit denen das aus der Sohle des Linthtales aufsteigende autochthone Mesozoikum in der Gutbächirunse bei Eggli südlich von Linthal unter dem Eocän abschliesst, gehören eher noch zu den Zementsteinschichten als zum Öhrlikalk. Dagegen darf der hell bis dunkelgraue, etwas körnige, gut gebankte, etwa 25 m mächtige Kalk, der die hohe Malmwand krönt, über der die Hütten von Unter-Baumgartenalp stehen, wahrscheinlich als Öhrlikalk betrachtet werden (Tafel 25, Figur 1).

In typischer Ausbildung ist der Öhrlikalk in allen südwärts folgenden Falten der Nüschengruppe vorhanden. Längs des Alpweges zwischen Unter- und Ober-Baumgartenalp beobachtet man über den sehr kalkigen Zementsteinschichten mit raschem Übergang (Tafel 26, Figur 5):

1. Etwa 35 m bläulichgrauer Kalk, teils massig dickbankig, teils dünnbankig, mehr oder weniger deutlich oolithisch, in den obersten Bänken ziemlich dicht. Die Ooide, wahrscheinlich grösstenteils gerollte Echinodermentrümmer, machen sich auf der hellgrauen Anwitterungsfläche in Form von gedrängtstehenden, etwas vorragenden rundlichen Körnern bemerkbar. Das Gestein zeigt auf der Anwitterungsfläche oft kleine blassrote Flecken und ist stellenweise auch inwendig ausgesprochen blass violettrot.
2. 1—$1{,}_5$ m etwas rostig anwitternder, innen dunkelgrauer, etwas spätiger, dünnplattiger bis schiefriger Kalk.
3. Etwa 3 m etwas gelblich anwitternde Kalkbänke, im untern Teil ziemlich dicht, blaugrau, im obern Teil oolithisch, aussen rauh von massenhaften Fossiltrümmern. Zahlreiche Exemplare einer Auster. Nach oben rasch in eine dünne sandige Mergelbank übergehend. — Darüber grobspätiger Valangienkalk.

Nach Arnold Heim (**217**, p. 24) ist der Öhrlikalk am Kistenpass ein hell blaugrau anwitternder, inwendig dunkel- bis hellgrauer, im untern und mittlern Teil feinkörniger und feinspätiger bis dichter, nur stellenweise oolithischer, vorwiegend zoogener Kalk, im obersten Teil mehr dicht, mit *Nerineen*, einzelnen *Korallen* und *Terebrateln*. Die Mächtigkeit steigt von 30 m am Muttenkopf auf 50—55 m am Südabhang des Kistenstöcklis.

Am Selbsanft ist der Öhrlikalk nach W. A. Keller (**255**, p. 3) 30—40 m, am Bifertenstock bis 60 m mächtig, besonders im obern Teil reich an Echinodermentrümmern, jedoch nicht grobspätig, sondern feinkörnig. Im obern Teil fand er am Bifertenstock eine $0{,}_5$ m mächtige Schicht voll schlechterhaltener Brachiopodenschalen. Die Grenze ist gegen die Zementsteinschichten undeutlich, gegen den hangenden Valangienkalk aber sehr scharf.

In den autochthonen Falten auf der Westseite des Linthtales, am Ostende der Claridenkette, werden die kalkig ausgebildeten und daher wenig auffälligen Zementsteinschichten stets von Öhrlikalk bedeckt. Er ist auch hier ein blaugrau, stellenweise auch etwas bräunlich anwitternder, innen meistens dunkel blaugrauer, dichter bis körniger, undeutlich oolithischer Kalk, oft mit kleinen braunroten Tupfen, reich an Echinodermenresten und andern Fossiltrümmern und daher durch rauh gekörnelte Anwitterungsfläche ausgezeichnet. Meistens sind alle jüngern Kreidestufen durch die vormitteleocäne Denudation abgetragen worden, so dass die Nummulitenschichten mit scharfer Transgressionsgrenze auf dem Öhrlikalk ruhen.

Auf Gelbberg nördlich von Vättis fand ich über unscharfer Grenze gegen die liegenden kalkigen Zementsteinschichten:

1. Etwa 20 m ziemlich dickbankiger, hell blaugrau anwitternder Kalk, inwendig dunkel bis ziemlich hell blaugrau, meistens ziemlich dicht, mit kleinen glänzenden Calcittäfelchen, im mittleren Teil einige körnige, undeutlich oolithische Lagen mit gekörnelter Anwitterungsfläche.
2. 8—10 m bräunlich bis rötlichgrau anwitternder, dünnbankiger bis plattiger, oolithisch körniger Echinodermenkalk, die Anwitterungsfläche grob gekörnelt. Tolwinski (**236,** p. 16) fand diese zoogenen Bänke bei der mikroskopischen Untersuchung reich an Echinodermentrümmern und Bryozoenresten, während manche dazwischenliegende Bänke aus fossilleerem dichtem Kalk und kristallinen Calcitkörnern bestehen.

Die Gliederung in einen 20—30 m mächtigen dickbankigen untern Teil und einen dünnschichtigen, etwas düster anwitternden, 8—10 m mächtigen oberen Teil ist fast überall im Taminagebiet, auch in den parautochthonen Falten, zu beobachten. Die Mächtigkeit wächst unter Alp Ladils auf über 60 m an.

2. Parautochthone Falten.

In den parautochthonen Falten zu beiden Seiten des Taminatales ist der Öhrlikalk wie im Autochthonen ein ziemlich dunkel blaugrauer, undeutlich bis sehr deutlich oolithischer, zoogener Kalk. In den tieferen Falten wittert das Gestein im ganzen ziemlich hell blaugrau an, doch deutlich dunkler als der liegende Malm. Gegen S und E (z. B. in der Kaminspitzfalte am Calandaabhang südlich von Mastrils) macht sich jedoch infolge schwachen Eisengehalts mehr und mehr eine licht bräunliche Färbung bemerkbar. Die organischen Reste, wohl vorwiegend gerollte Echinodermentrümmer, erscheinen an der Anwitterungsfläche als gedrängtstehende, etwas vorragende, durchschnittlich 1—2 mm lange, elliptische dunkle Körner. Auch hier folgt über dem gut gebankten, oft plattig gequetschten untern Teil ein dünnschichtiger oberer Teil mit etwas mergeligen Zwischenlagen.

Die Mächtigkeit ist in den untern Falten eher geringer als im Autochthonen, wahrscheinlich oft durch tektonische Quetschung reduziert. In der Drachenbergfalte beträgt sie am Gigerwaldspitz nur etwa 12 m, am Älplikopf aber 25—30 m. In der Kaminspitzfalte ist sie bei Schröter Obersäss und am Westabhang von Zweikopf und Zweispitz auf 5—15 m reduziert; aber am Ostabhang schwillt sie südlich von Isla auf 20—30 m an. Auch in den tiefern Falten der Ringelkette ist der Öhrlikalk wenig mächtig, z. B. in der Panärafalte in der Steilwand zwischen Raschiglius sut und sura 25 m, südlich von Surcruns 15—20 m, an der Ostwand des Flimsersteins gegenüber Rusna 27—30 m, nördlich von der oberen Hütte von Lavadignas 15—20 m, an der Südwand der Orgeln nur 16 m, am Ramuzer Berg (westlich von den Orgeln) 25—27 m.

In dem grossen Erosionsfenster im nördlichen Teil von Alp von Sagens (Vorab-Tscheppfalte) findet man von unten nach oben:

1. 5—6 m hell blaugrau anwitternder Kalk, inwendig dunkelgrau, dicht bis feinkörnig, aussen von vorragenden kleinen Fossiltrümmern etwas rauh. Stellenweise ist das Gestein intensiv ockerfarbig gefleckt, oft sind grössere Gesteinspartien rötidolomitartig gelb angewittert.
2. 10—15 m dünnbankig bis plattig gequetschter Kalk, dicht bis undeutlich oolithisch, die hellgraue Anwitterungsfläche von Echinodermenresten rauh gekörnelt, oft mit unscharf begrenzten lilafarbigen kleinen Tupfen.
3. 5—8 m dunkelgrauer Kalk wie 2, aber dünnplattig, mit grobschieferigen mergeligen Einlagerungen. Scharfe Grenze gegen den hangenden Valangienkalk.

Gegen E macht sich in der Vorab-Tscheppfalte allmählich eine Faciesänderung geltend, indem infolge Zunahme des Eisengehalts das Gestein mehr und mehr rostigbraun anwittert und die Mächtigkeit zunimmt. Auf dem Plateau des Flimsersteins wittert das Gestein, im Handstück betrachtet, noch ausgesprochen blaugrau an; aber aus der Ferne betrachtet, erscheint die Öhrlikalkwand z. B. unter P. 2438 m schon ausgesprochen rostigbraun. Die Mächtigkeit beträgt hier etwa 40 m, an der Südwand des Flimsersteins aber schon 60 m. Durch stark rostfarbige Anwitterung fallen die Öhrlikalkmützen auf dem Südgrat des Tschepp und am Crap Matts auf.

Am Gipfel des Felsberger Calanda (Felsberger Calanda- oder Tscheppfalte) ist der Öhrlikalk 80—100 m mächtig erhalten. Er ist auch hier von unten bis oben ein innen dunkelgrauer, körniger bis deutlich oolithischer, zoogener Kalk mit bräunlicher, körnig-rauher Anwitterungsfläche. Manche Partien, namentlich im untern und mittleren Teil, sind ähnlich wie Schiltkalk lebhaft rostgelb gefleckt, und manche Trümmer wittern blass karminrot an. Die von mergeligen Lagen durchzogenen dünnen Öhrlischichten, die den Übergang zu den liegenden Zementsteinschichten bilden, sind infolge tektonischer Zerrüttung von massenhaften unregelmässigen Calcitstreifen durchsetzt. Aus dieser Zone stammen die vielen, an Wildflysch erinnernden, knorrigen, calcitisierten Trümmer mit schwarzen Tonschieferkrusten auf den Schutthalden, die den Gipfel umsäumen.

Denselben Charakter besitzt der Öhrlikalk des Haldensteiner Calanda. Im oberen Teil fallen neben schiltkalkartig gelb gefleckten Gesteinen auch gleichförmig ockergelb anwitternde Gesteinspartien auf, die innen fast dicht und dunkel blaugrau sind und viele Schalentrümmer enthalten. Im mittleren und obern Teil liegen zwischen den oolithischen Kalkbänken auch einzelne dünnplattig-schiefrige Mergellagen. Oberhalb P. 2641 m bilden die jüngsten Öhrlischichten eine steilgestellte Synklinale, in der zwischen düstern Kalkbänken bis $1{,}_5$ m dicke schwarze, dünnblättrige Schieferlagen vorkommen (Tafel 28, Figur 3). Infolge Faltung besitzt der Öhrlikalk an dem nach SE abfallenden breiten Rücken des Haldensteiner Calanda eine scheinbare Mächtigkeit von über 300 m. Die wirkliche Mächtigkeit beträgt mindestens 180 m.

Im Steinbruch am Putschstein, wo die nördlich von Haldenstein herabsteigende auffällige braune Öhrlikalkwand das Rheinufer erreicht, beobachtet man einen mehrfachen Wechsel von intensiv gelbfleckigen oder dolomitartig gelb anwitternden Bänken mit gleichförmig braun bis blaugrau anwitternden Kalklagen. Die gelbfleckigen Bänke zeigen die oolithische Struktur und an der Anwitterungsfläche die massenhaften kleinen Fossilkörner wie das normale Gestein, während die gelb anwitternden Bänke inwendig fast gleichförmig dicht und dunkelgrau sind. In den Öhrlikalksturzmassen westlich von Oldis beobachtete ich öfters schön erhaltene Seeigelstacheln.

Nach P. von Schumacher (**335,** p. 5) ist der Öhrlikalk der Griesstockdecke bei Windeggen an der Klausenstrasse eine etwa 20 m mächtige Folge von dunkelgrauem, fast dichtem Kalk.

3. Wagetenkette.

Am Nordabhang der Wageten beobachtet man in der Hangetenrunse über dem Troskalk — die Zementsteinschichten fehlen hier, wahrscheinlich infolge Verquetschung — folgendes Profil (Figur 65):

1. Etwa 16 m dünnbankiger, inwendig hellgrauer, oft etwas bräunlicher Kalk, reich an grossen glänzenden Spattäfelchen, oft deutlich grob oolithisch, die Anwitterungsfläche rauh von massenhaften rundlichen Körnern (Fossiltrümmer), hellgrau, doch etwas dunkler als der Troskalk anwitternd.
2. Etwa 20 m Kalk wie 1, aber ziemlich dickbankig, ebenfalls spätig und durchwegs ziemlich deutlich oolithisch; in der obern Hälfte vereinzelte *Rhynchonellen.* Ziemlich scharfe Grenze gegen
3. Etwa 15 m hellgrauer Kalk ähnlich 2, aber etwas knollig-brecciös, im untern Teil fast dicht, im mittleren und oberen Teil wieder spätig und feinkörnig, in den obersten 2 m deutlich oolithisch, mit vereinzelten *Rhynchonellen.* — Die Grenze gegen den hangenden Valangienkalk ist nicht gut aufgeschlossen.

4. Glarnerdecke.

Auf Plattenalp auf der Nordabdachung des Schilt sind die Grenzschichten von Jura und Kreide unterhalb der vom Ostfusse des Fähristocks gegen Mürtschenalp Oberstafel führenden Wegspur lückenlos aufgeschlossen. Man beobachtet dort über den Zementsteinschichten:

a) Unterer Öhrlikalk, etwa 20 m mächtig, Karren bildend, wie der Troskalk, aber etwas dunkler anwitternd.

1. Etwa 4 m grobbankiger, fast dichter Kalk, unten hellgrau mit vielen glänzenden Calcittäfelchen, oben etwas dunkler und ärmer an Calcitsplittern. Übergang in
2. Etwa $3{,}_5$ m ziemlich hellgrauer, dünnbankiger Kalk, feinkörnig und feinspätig. Übergang in
3. 2—$2{,}_5$ m dickbankiger, hell- bis dunkelgrauer, dichter bis undeutlich oolithischer, etwas spätiger Kalk. Übergang in
4. $1{,}_5$ m dünnbankiger Kalk wie 2, aber ziemlich dunkelgrau, etwas oolithisch. Übergang in
5. Etwa 8 m dickbankiger, hell- bis dunkelgrauer Echinodermenkalk, undeutlich bis ziemlich vollkommen oolithisch, mit kleinen und grossen Calcittäfelchen. Übergang in

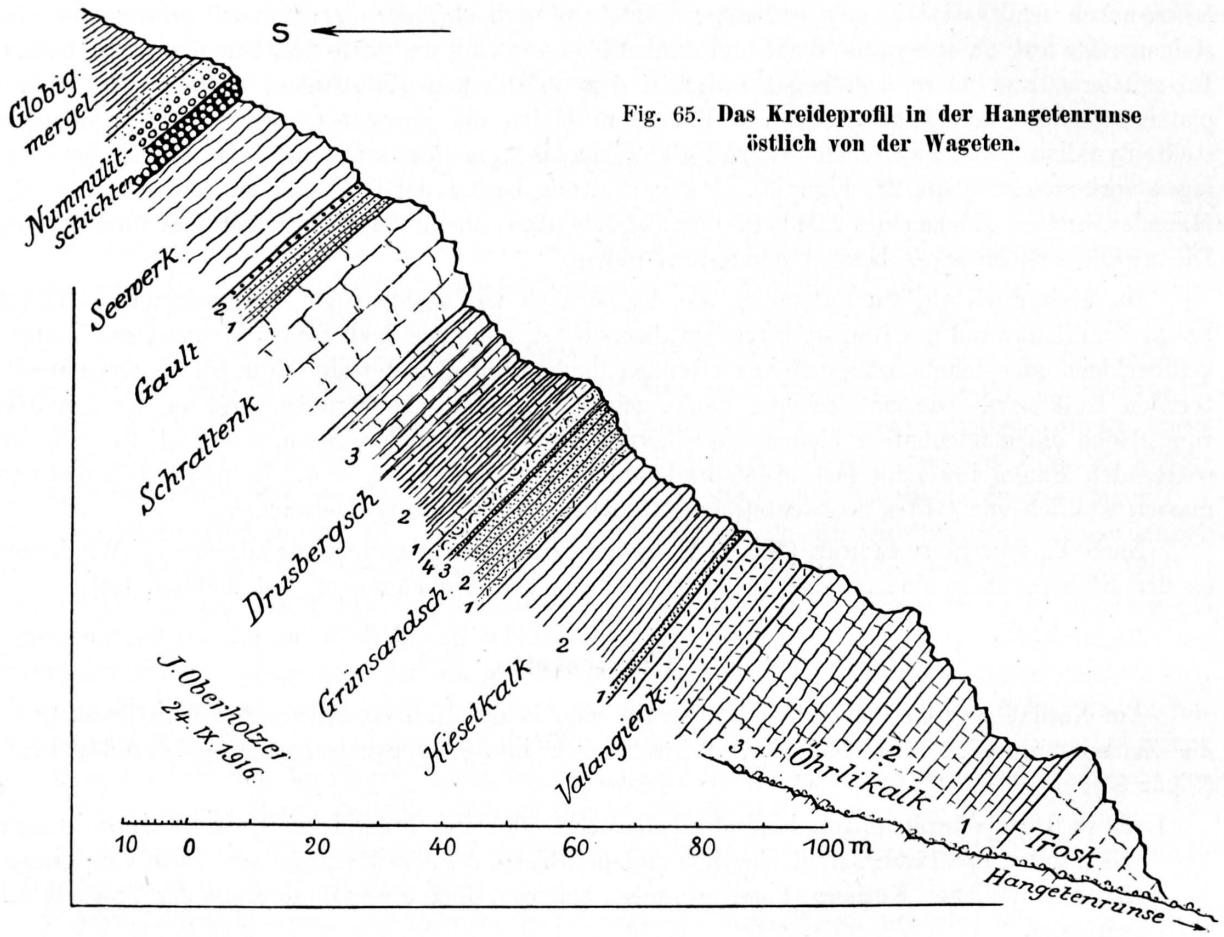


Fig. 65. **Das Kreideprofil in der Hangetenrunse östlich von der Wageten.**

b) Öhrlimergel, 10—12 m mächtig.

1. Etwa 2 m dunkelgrauer, feinkörniger, oolithischer Kalk, aussen rauh von massenhaften Fossiltrümmern in Form von rundlichen Körnern von 1—2 mm Durchmesser.
2. 5—6 m etwas schiefriger, bräunlichgrau anwitternder, mergeliger Kalk, innen dunkelgrau, sehr feinkörnig, von vielen schwarzgrauen Tonhäuten und dünnen Mergellagen flaserig durchzogen.
3. 3—4 m gelblichgrau anwitternder Mergelkalk, innen dunkelgrau und feinkörnig, mit schwarzen Tonhäuten und einzelnen schiefrigen Mergellagen, in den obersten 40 cm lebhaft gelb anwitternd. Ziemlich scharfe Grenze gegen

c) Oberer Öhrlikalk, etwa 25 m mächtig.

1. Etwa 22 m dickbankiger, hellgrau bis hell bräunlichgrau anwitternder Kalk, inwendig ziemlich hellgrau, im untern und mittleren Teil meistens mehr oder weniger deutlich ooli-

thisch, mit kleinen braunroten Flecken, aussen von Fossilresten körnig-rauh, in den obern 3—4 m fast dicht, etwas dunkler grau, mit spärlichen tonigen Schlieren. Rascher Übergang in

2. $0{,}_3$—$0{,}_5$ m bräunlich anwitternder, dunkelgrauer, feinkörniger, von Tonschlieren durchzogener mergeliger Kalk. Übergang in
3. $1{,}_5$ m massiger Kalk, ziemlich hellgrau, fast dicht, muschelig brechend, mit dünnen Tonschlieren. — Messerscharfe Grenze gegen den Valangienkalk.

Auch am Westabhang des Schild, südlich von der Rässegg und in den Felswänden unter dem Grossen und dem Kleinen Schlafstein, ist die hellgraue Kalkmasse zwischen Zementsteinschichten und Valangienkalk durch ein etwa 10 m mächtiges Mergelband in zwei Wandstufen gegliedert. Die untere derselben ist von mir früher noch zum Malm gerechnet und «oberer Troskalk» genannt worden. Da sie aber, wie obiges Profil zeigt, lithologisch viel mehr mit dem Öhrlikalk übereinstimmt als mit dem Korallenkalk (unterer Troskalk der Glarnerkarte), so halte ich es nun für richtiger, sie ebenfalls zum Öhrlikalk zu zählen. Die Öhrlimergel erscheinen in der Glarnerdecke des Schildgebietes zum erstenmal als eine mergelige Einlagerung innerhalb des Öhrlikalks und zerlegen letztern in einen untern und einen oberen Öhrlikalk. Ein paläontologischer Beweis dafür, dass der untere Öhrlikalk nicht mehr zum Malm, sondern bereits zur Kreide gehört, fehlt freilich noch.

Am Sockel des Vorderglärnisch westlich von Glarus bildet der Öhrlikalk eine etwa 25 m hohe hellgraue, gut gebankte Steilwand über den kalkigen Zementsteinschichten. Die Öhrlimergel sind hier nicht zu sehen. Im Gebiet zwischen Guppenrunse und Luchsingertobel lassen sich die Öhrlischichten der intensiven tektonischen Quetschung wegen kaum erkennen. Dagegen sieht man an der Nussbühlwand westlich von Linthal oberhalb des von der Klausenstrasse über die «Stichplatte» nach Nussbühl führenden Weges die Öhrlimergel als ein etwa 4 m dickes bräunliches Mergelband. Der untere Öhrlikalk ist etwa 15 m mächtig, zu unterst noch dunkel blaugrau und ziemlich dicht, im obern Teil hellgrau, dicht bis undeutlich oolithisch und etwas spätig. Der obere Öhrlikalk ist 15—20 m mächtig, innen hell- bis dunkelgrau, mehr oder weniger vollkommen oolithisch, mit den für den Öhrlikalk bezeichnenden bräunlichroten Flecken, aussen rauh von massenhaften Fossilresten, unter denen man auch einzelne *Korallen* bemerkt.

5. Mürtschendecke.

Auf der Nordseite des Walensees, in den Felswänden westlich von Quinten, ist der Öhrlikalk nach Arnold Heim (**228,** p. 452/453) bereits 95 m, weiter im E, unter Sälsalp, sogar 130 m mächtig und stets durch ein etwas zurückgewittertes Band aus grauem Oolith in zwei Teile geteilt. Der obere Teil ist ein vorwiegend dichter Kalk, reich an *Nerineen-* und *Bryozoen*-Kolonien, auch mit *Korallen*, der untere Teil ein vorwiegend oolithischer Kalk. Zwischen dem Öhrlikalk, dessen unterste Bänke einige Mergellagen einschliessen, und den Zementsteinschichten fand hier Arnold Heim etwa 20 m Öhrlimergel in Form von bräunlichen Schiefermergeln mit dünnen Kalklagen (**228,** p. 466).

Am Südufer des Walensees bildet der Öhrlikalk nördlich unter Filzbach eine 80—100 m hohe hellgraue Kalkwand. Auch hier treten im Liegenden des oolithischen Echinodermenkalkes braune Mergel mit kalkigen Knollen auf, die wahrscheinlich die Öhrlimergel darstellen (vgl. Arnold Heim, **228,** p. 467, und Figur 131). Sie sind jedoch nur 4—5 m mächtig und mit dem Öhrlikalk durch eine etwa 5 m mächtige rostig anwitternde Folge von feinkörnigem, dunkelgrauem Mergelkalk verbunden. Diese Mergel gaben Anlass zur Bildung einer schmalen, in geringer Höhe über dem Seeufer hinziehenden Terrasse, über die jetzt ein neuer Fussweg von der Linthmündung nach dem Sallerntobel führt.

Arnold Heim hat bereits ein Profil des Öhrlikalks von Alp Tros am Nordgrat des Mürtschenstocks gegeben (**228,** p. 453 und 454) und dabei, wie früher (p. 268) bemerkt wurde, die Frage aufgeworfen, ob die hellgraue Felswand zwischen Unter- und Obertros noch zum Tithon (oberer Troskalk der Glarnerkarte) gehöre, wie früher angenommen wurde, oder nicht eher bereits zum Öhrlikalk ge-

rechnet werden müsse. Bei einer eingehenden Besichtigung im Sommer 1920 musste ich mich überzeugen, dass tatsächlich jener hellgraue Kalk durchaus verschieden ist von dem echten Troskalk, der das Liegende der Zementsteinschichten bildet, dagegen lithologisch kaum von dem Öhrlikalk unterschieden werden kann, der oberhalb Obertros abermals ein Felsband bildet. Das nur geringe Aufschlüsse bietende Rasenband, das die beiden Kalkstufen trennt und in der Glarnerkarte als Öhrlimergel kartiert wurde, ist offenbar nur eine wenig mergelige Einlagerung im Öhrlikalk und entspricht wohl der mergeligen Einlagerung, die wir im Öhrlikalk der Glarnerdecke am Schild (p. 292) gefunden haben und die auch auf der Nordseite des Walensees eine Zweiteilung des Öhrlikalks bewirkt [1]).

Im Liegenden des Öhrlikalks scheinen hier Öhrlimergel zu fehlen. Die schwarzgrauen Mergel, die am Weg von Talalp nach Alp Tros aufgeschlossen sind, haben bis zu oberst den Charakter der Zementsteinschichten. Die im N in ihren obersten Teil eingelagerten Kalkbänke jedoch zeigen bereits Anklänge an den Charakter des Öhrlikalks. Wahrscheinlich bedeutet darum die scharfe Grenze, mit der der untere Öhrlikalk über diesen Mergeln beginnt, keine stratigraphische Lücke. Über den Zementsteinschichten fand ich zwischen Unter- und Obertros und von dort bis auf den Grat folgendes Profil:

1. Unterer Öhrlikalk («oberer Troskalk» der Glarnerkarte). 50—70 m hell blaugrau bis licht bräunlichgrau anwitternder Echinodermenkalk, inwendig hell bräunlichgrau bis ziemlich dunkel blaugrau, oft ziemlich dicht, meistens aber ziemlich deutlich oolithisch, mit dunkeln, glasigen Calcitsplittern, auf günstig angewitterten Flächen die durch die oolithische Struktur und die Zusammensetzung aus Fossiltrümmern bedingte typische Körnelung des Öhrlikalks zeigend. Über dem untern Drittel einzelne etwas mergelige Bänke mit dunkeln Tonhäuten. Im mittleren Teil sind innerhalb einer etwa 15 m mächtigen Zone einzelne Bänke ziemlich dicht und ockerfarbig gefleckt und gestreift. Zu oberst als Unterlage der Hütte von Obertros ein hell bis dunkel blaugrauer, gut gebankter, spätiger, sehr schön oolithischer Echinodermenkalk.
2. Mergelige Einlagerung (Öhrlimergel der Glarnerkarte). 10—15 m mächtig. Grösstenteils mit Schutt und Vegetation bedeckt. Nach den spärlichen Aufschlüssen zu schliessen vorwiegend ein dünnschichtiger, grob bis feinoolithischer, bräunlich anwitternder Echinodermenkalk mit tonigen Flasern und dünnen Mergellagen.
3. Oberer Öhrlikalk:
   a) Etwa 40 m hell blaugrau anwitternder Kalk, inwendig hellgrau bis ziemlich dunkel blaugrau, oft ziemlich dicht, vorwiegend aber oolithisch, mit gekörnelter Anwitterungsfläche. Hie und da Bruchstücke von Muschelschalen; *Nerineen, Bryozoen,* vereinzelte *Korallen.*
   b) 2—3 m grobspätige Echinodermenbreccie, mit deutlichen Seeigelstacheln, innen dunkel blaugrau, dünnbankig, die bräunliche Anwitterungsfläche mit rostroten Flecken.
   c) Etwa 40 m hell blaugrau anwitternder, massiger Kalk, dicht bis oolithisch, mit glasigen Calcitsplittern, die Anwitterungsfläche oft ausgezeichnet gekörnelt. Das Gestein enthält nach Arnold Heim viele *Nerineen, Bryozoen* und einzelne *Korallen* und *Rhynchonellen.*

Entsprechend der hier gewonnenen neuen Auffassung müssen nun auch an den Gipfeln des Mürtschenstocks und am Neuenkamm der «obere Troskalk» der Glarnerkarte als unterer Teil des Öhrlikalks und die «Öhrlimergel» als eine Einlagerung innerhalb des Öhrlikalks betrachtet werden. Am Südgrat des Neuenkamms ist der Öhrlikalk nach photogrammetrischer Bestimmung 120 m mächtig, wovon etwa 55—58 m auf den obern Öhrlikalk und 15—17 m auf die mergelige Einlagerung fallen.

An der Ostwand des Wiggis westlich von Netstal bildet der Öhrlikalk eine etwa 150 m hohe hellgraue Steilstufe, ebenso in der Büttenenwand am Eingang ins Klöntal. Die Zweiteilung ist hier

[1]) Gabriel Freuler (**324**, p. 64—75) zerlegt die Schichtgruppe, die ich Oberer Öhrlikalk nenne, nochmals in zwei Abteilungen und unterscheidet demnach im Öhrlikalk der Mürtschengruppe von oben nach unten folgende Stufen: 1. Oberer Öhrlikalk. 2. Mittlerer Öhrlikalk. 3. Obere Öhrlimergel. 4. Unterer Öhrlikalk. 5. Untere Öhrlimergel. Er vereinigt letztere mit den Zementsteinschichten, betrachtet sie aber doch als kretazisch.

lange nicht so auffällig wie in der Mürtschengruppe. Längs des Alpweges nach Auernalp kann man aber feststellen, dass sie auch hier vorhanden ist. Oberhalb einer schuttbedeckten Terrasse, in der der Kontakt von Zementsteinschichten und Öhrlikalk verborgen liegt, folgen:

1. Unterer Öhrlikalk, an der Büttenenwand etwa 80 m mächtig. Hell blaugrauer, oft bräunlichgrauer bis dunkel blaugrauer Echinodermenkalk mit rauher, gekörnelter Anwitterungsfläche, spätig, körnig bis undeutlich oolithisch. Einzelne *Korallen*.
2. Kalkbänke mit Mergellagen.
   a) Einige Meter Echinodermenkalk mit flaserig durchziehenden dunkeln Tonhäuten und feinen Mergellagen.
   b) Etwa 5 m knollig-schiefrige dunkelgraue Kalkmergel mit dünnen Zwischenlagen von hellgrauem spätigem Kalk.
   c) Etwa 3—4 m dunkel blaugrauer, rauh anwitternder Echinodermenoolith, innen mit kleinen rostbraunen Flecken.
   d) Etwa 15 m Wechsellagerung von bräunlichgrauem, rauh anwitterndem, undeutlich oolithischem Echinodermenkalk mit 5—20 cm dicken Lagen von dunkelgrauen, von spätigen Kalklinsen durchzogenen Mergeln, durch welche der Kalk in 20—50 cm dicke Bänke geteilt wird.
3. Oberer Öhrlikalk (an der Büttenenwand etwa 40 m mächtig). Hell bräunlichgrauer bis dunkel blaugrauer, mehr oder weniger deutlich oolithischer, spätiger, zoogener Kalk, deutlich gebankt, mit gekörnelter Anwitterungsfläche; die Ooide oft deutlich umrindet. — Der Kontakt mit dem Valangienkalk ist am Wege nicht aufgeschlossen.

Wie früher (p. 283) bemerkt wurde, betrachte ich nun auch die in der Glarnerkarte als «oberer Troskalk» kartierte hellgraue Kalkstufe, mit der am Vorderglärnisch die Mürtschendecke abschliesst, als Öhrlikalk. Am Gleiterbach südlich von Hinter-Sackberg bildet sie eine 30—35 m hohe Steilstufe und besteht aus einem im untern Teil deutlich gebankten, oben mehr massigen, hellgrauen bis ziemlich dunkel blaugrauen, oft deutlich oolithischen Echinodermenkalk mit vereinzelten Muscheln und der für den Öhrlikalk charakteristischen Körnelung auf der Anwitterungsfläche. Er ruht ohne scharfe Grenze auf einer Wechsellagerung von dünnen dunkelgrauen Kalkbänken mit grauschwarzen Mergellagen, die eher den Zementsteinschichten als den untern Öhrlimergeln gleichen. Oben wird der Öhrlikalk durch die Überschiebungsfläche der Axendecke, die hier mit dunkelrotem Dogger-Eisensandstein mit Lagen rötlicher Echinodermenbreccie beginnt, messerscharf abgeschnitten.

Am Ostabhang des Vorderglärnisch, über der hohen Malmwand nordwestlich über Mitlödi, ist der Öhrlikalk unter dem Dogger der Axendecke 80—100 m mächtig, im untern Teil dünnbankig mit Mergellagen, im obern Teil dickbankig (Tafel 16, Figur 2). Hier wie am Gleiterbach ist wahrscheinlich nur der untere Öhrlikalk vorhanden.

6. Axendecke.

Im Stirngewölbe der Axendecke ist der Öhrlikalk am Südabhang des Mättlistocks und unterhalb Ruoggisboden (Deyenkette) mindestens 250 m mächtig, lithologisch aber nicht wesentlich verschieden von demjenigen der Mürtschendecke. Beim Aufstieg durch die Nische zwischen Deyenstock und Mättlistock beobachtet man:

1. Hellgrauer, massiger bis dickbankiger Kalk, oft prachtvoll oolithisch, die Anwitterungsfläche oft ganz aus kleinen Körnern (gerollten Fossiltrümmern?) zusammengesetzt, mit rotbraunen Tupfen.
2. Mehrere Meter fast dichter hellgrauer Kalk, ähnlich Schrattenkalk, den Fuss der Steilstufe oberhalb der Hütte Loch bildend.
3. Hellgrauer, deutlich gebankter, meistens schön oolithischer Echinodermenkalk mit gekörnelter Oberfläche, sehr mächtig.

4. Etwa 10 m mergelige Einlagerung, bestehend aus gelblichgrau anwitterndem, von Tonlagen flaserig durchzogenem, feinspätigem Kalk mit grauen Mergelschieferlagen; darin *Rhynchonella Desori*, De Loriol, ziemlich viele *Pecten* und andere unbestimmbare Muschelreste.
5. Etwa 50 m ziemlich hellgrauer, oft deutlich oolithischer Echinodermenkalk mit körnig-rauher Oberfläche, oft von dunkeln Tonhäuten schlierig durchzogen.

Die mergelige Schichtgruppe 4 lässt sich durch die ganze Deyenkette hindurch verfolgen. Sie liegt nicht in der Mitte, sondern etwa im obern Viertel des Öhrlikalks und entspricht daher vielleicht nicht dem Mergelband der Glarner- und Mürtschendecke. Typische Basis-Öhrlimergel fehlen auch hier. Am Südabhang des Mättlistocks kann man deutlich sehen, dass der Öhrlikalk unmittelbar auf Zementsteinschichten ruht, die aus einer Wechsellagerung von dunkelgrauen Kalkbänken mit dünnen dunkeln Mergellagen bestehen.

Auch in der Nordwand des Glärnisch (Tafel 15) zeichnet sich der Öhrlikalk durch grosse Mächtigkeit aus. Am Nordabhang des Feuerbergs z. B. bildet er eine 200—210 m hohe hellgraue Wand, die im untern und mittleren Teil dickbankig ist, im obern Viertel aus dünnern Bänken mit mergeligen Zwischenlagen besteht. Wie man am Weg von Vorauen nach Klönstalden sehen kann, ist er auch hier ein hell bräunlichgrauer bis dunkel blaugrauer, mehr oder weniger vollkommen oolithischer Echinodermenkalk. In seinem obern Teil fand ich im Timmerwald westlich von Vorauen viele kleine *Rhynchonellen*, nördlich von Klönstalden mehrere Exemplare von *Apiocrinus Meriani*, Th., ferner *Terebratula suprajurensis*, Th. Basisöhrlimergel fehlen auch hier. Am Nordabhang des Feuerberges geht der Öhrlikalk nach unten rasch in den obern Teil der Zementsteinschichten, eine sehr regelmässige Wechsellagerung von Kalkbänken mit dünnen Schieferlagen, über.

Während im westlichen Teil der nördlichen Glärnischkette eine Mergelzone innerhalb des Öhrlikalks fehlt, erscheint sie am Hochtorgrat (Verbindungsgrat zwischen Vrenelisgärtli und Vorderglärnisch) in Form eines etwa 40 m mächtigen bräunlichen Mergelbandes mit dünnen Kalklagen, das zwei hellgraue Wandstufen voneinander trennt. Die untere der beiden Kalkstufen, eine etwa 60 m hohe, dickbankige hellgraue Wand, wurde in der Glarnerkarte als «oberer Troskalk» eingetragen und ist identisch mit dem untern Öhrlikalk der Glarner- und Mürtschendecke. Der obere Öhrlikalk ist am Hochtorgrat 60—70 m mächtig, sehr deutlich geschichtet, im obern Teil ziemlich dünnbankig. Eine wohl 50 m mächtige, auffallend regelmässige Wechsellagerung von dicken Kalkbänken mit dünnen Mergellagen bildet den Übergang zwischen dem untern Öhrlikalk und den dünnschichtigen Zementsteinschichten. Da am Nordabhang von Vrenelisgärtli und Ruchen Glärnisch der Öhrlikalk auf langer Strecke tektonisch verquetscht ist, kann der Übergang der Facies mit Mergelband in diejenige ohne Mergel nicht beobachtet werden.

Im Nordschenkel des grossen Faulengewölbes zwischen Zeinenmatt und Bisistal sehen wir überall, ähnlich wie am Hochtorgrat, über den Zementsteinschichten zunächst eine ziemlich mächtige Kalkstufe («oberer Troskalk» der Glarnerkarte), dann eine Mergelbildung mit Kalkbänken (Öhrlimergel der Glarnerkarte) und darüber den typischen Öhrlikalk. Bei einer nochmaligen Besichtigung des Profils am Wege zwischen Alp Dreckloch und Braunalpeli überzeugte ich mich, dass auch hier der «obere Troskalk» weit mehr Ähnlichkeit mit dem Öhrlikalk als mit dem Korallenkalk des Malms hat. Er darf daher wie der «obere Troskalk» der Glarner- und Mürtschendecke als unterer Öhrlikalk betrachtet werden. Man beobachtet südlich von Dreckloch über den Zementsteinschichten folgendes Profil:

a) Unterer Öhrlikalk («oberer Troskalk» der Glarnerkarte).

1. Etwa 4 m düster grau anwitternder Kalk, innen dunkelgrau, dicht bis feinkörnig und feinspätig, von bräunlich anwitternden, 5—10 cm dicken Mergelbändchen durchzogen, die Oberfläche etwas rauh von kleinen verkieselten Fossiltrümmern.
2. 10 m Rasenband, darin Lagen von dunkelgrauem Kalk mit Tonhäuten.
3. 7 m hellgrau anwitternder Kalk, ziemlich dunkelgrau, mit Tonschlieren, sehr feinkörnig, doch nicht oolithisch, mit kleinen an der Oberfläche vorragenden Kieselpartikelchen.

4. Etwa 8 m Rasenband mit einigen Aufschlüssen: hellgrau anwitternder, innen dunkelgrauer Kalk mit Tonschlieren, dicht bis feinkörnig, oft undeutlich oolithisch. Die Oberfläche zeigt bereits die körnig-rauhe Struktur des Öhrlikalks. Einzelne Schalentrümmer.
5. 15 m dickbankiger hellgrau anwitternder Kalk, unten ziemlich dunkelgrau, oft ziemlich deutlich oolithisch, mit glasigen Calcitsplittern, nach oben mehr hell bräunlichgrau, spätig, schrattenkalkartig.
6. Etwa 8 m dünnbankiger Kalk mit mergeligen Zwischenlagen, innen bräunlichgrau, feinkörnig, etwas spätig, oft oolithisch, rauh anwitternd.
7. 35—40 m ziemlich dickbankiger Kalk, innen ziemlich dunkelgrau, meistens ziemlich deutlich oolithisch, besonders im obern Teil, mit gekörnelter Anwitterungsfläche, kaum von echtem Öhrlikalk zu unterscheiden. Übergang in
8. 2—3 m bräunlich anwitternder Kalk, innen ziemlich dunkelgrau, etwas spätig, oft auch oolithisch, mit Tonhäuten. Übergang in

b) Mergelband (Öhrlimergel der Glarnerkarte). 50—60 m mächtig. In der Sohle des Tälchens nur lückenhaft aufgeschlossen. Bräunlich bis hellgrau anwitternde oolithische Echinodermenkalkbänke von Öhrlikalktypus, wechselnd mit dünnern und dickern Lagen von braun anwitternden, dunkelgrauen grobschiefrigen Mergeln. Allmählicher Übergang in

c) Oberer Öhrlikalk. Etwa 120 m hellgrau anwitternder, innen ziemlich dunkel blaugrauer Echinodermenkalk, körnig, oft deutlich oolithisch, die Anwitterungsfläche oft körnig-rauh. Oben rascher Übergang oder scharfe Grenze gegen die Valangienmergel.

Am Nordgrat des Gassenstocks (Tafel 18, Figur 1) sind die annähernd senkrechtstehenden Öhrlischichten nach photogrammetrischer Bestimmung 265—270 m mächtig, wovon etwa 50 m auf den untern Öhrlikalk, 70—75 m auf die Mergelzone (Öhrlimergel) und 145 m auf den obern Öhrlikalk fallen. Wie im Profil bei Dreckloch setzt sich auch hier der untere Öhrlikalk aus 4—5 Schichtpaketen von hellgrau anwitterndem Kalk zusammen, die durch mergelige Bänder voneinander getrennt werden.

Nördlich von der Kratzerenhöhe (Furkel zwischen Pfannenstock und Kratzerengrat) (Tafel 13, Figur 4) sind die Öhrlischichten lückenlos aufgeschlossen. Man findet dort über den Zementsteinschichten:

a) Unterer Öhrlikalk. 50—60 m mächtig.

1. Dickbankiger, ziemlich hell- bis dunkelgrauer Kalk, feinspätig, mit sandig-rauher Oberfläche und dunkeln Tonhäuten, drei Bankgruppen von je 5—7 m Dicke bildend, getrennt durch je etwa 4 m dicke Zwischenlagen, bestehend aus dünnen Kalkbänken mit dunkeln Mergellagen.
2. Etwa 20 m ziemlich grobspätiger, körnig-rauh anwitternder Echinodermenkalk.

b) Mergelzone (Öhrlimergel). Etwa 50 m mächtig.

1. Etwa 3 m dunkelgraue, knorrige Kalkmergel, die Anwitterungsfläche rauh von kleinen rundlichen Fossilresten.
2. Etwa 15 m dickbankiger, grobspätiger Echinodermenkalk, mit bräunlicher, grobkörniger Anwitterungsfläche.
3. Etwa 10 m Wechsellagerung von feinspätigem, dunkelgrauem Echinodermenkalk mit dünnen, dunkelgrauen, kalkigen Mergelschieferlagen.
4. 2 m sehr rauh anwitternder, dunkelgrauer, spätiger Echinodermenkalk mit reichlichen Tonschlieren.
5. Etwa 6 m dunkelgraue, knorrige, gelbbraun anwitternde Mergel.
6. 2 m dunkel bräunlichgrauer, spätiger Kalk mit verkieselten Schalentrümmern und sandigrauher, bräunlicher Anwitterungsfläche.
7. Etwa 8 m gelbbraun anwitternde, dunkelgraue, knollige Mergelschiefer. Übergang in

c) Oberer Öhrlikalk.

1. Als Übergangsschicht 1 m feinspätiger dunkelgrauer Kalk mit dünnen Lagen von dunkelgrauen, feinspätigen, kalkigen Mergeln.

2. Hellgrau anwitternder, innen ziemlich hellgrauer, spätiger, oft auch oolithischer Kalk, oft mit braunroten Tupfen, aussen meist rauh von kleinen Fossilresten. Etwa 120 m mächtig.

Auch bei den Hütten von Rätschtal (1582 m) stellt der untere Öhrlikalk einen Wechsel von mehreren 3—10 m dicken Kalkbänken mit 1—4 m dicken dunkelgrauen Mergelbändern dar. Auch hier sind die Kalkbänke im mittleren und obern Teil dem obern Öhrlikalk ähnlich, deutlich oolithisch, durch rotbraune Tupfen und körnig-rauhe Oberfläche ausgezeichnet, während nach unten der Kalk dunkler wird und sich dem Charakter der Zementsteinschichten nähert.

Am Südabhang des Wasserbergs westlich vom Bisistal gliedern sich die Öhrlischichten ebenfalls in untern Öhrlikalk, eine von Mergellagen durchsetzte hellgraue Wandstufe von etwa 30 m Höhe bildend, etwa 15—20 m Öhrlimergel (dunkle Mergel mit bräunlich anwitternden Kalkbänken) und etwa 80 m obern Öhrlikalk. Hauswirth (**262,** p. 604 und 605) unterscheidet in seiner Arbeit über den Wasserberg nur Öhrlimergel und Öhrlikalk und lässt uns bei seiner etwas knappen Darstellung im ungewissen, ob er die kalkige Schichtgruppe, die ich untern Öhrlikalk nenne, zu den Öhrlimergeln oder noch zu den Zementsteinschichten gerechnet hat.

In die oberen Zweigdecken der Axendecke treten die Öhrlischichten nur noch an ihrem Südrande ein. Auf der Linie Guppenfirn-Bächistock-Rossstock-Kratzerengrat bilden sie das tiefste Schichtglied der Bächistockdecke. Unterer Öhrlikalk und Öhrlimergel sind nicht mehr vorhanden, dafür in mächtiger Entwicklung der obere Öhrlikalk. Es ist derselbe hellgrau anwitternde, auch innen ziemlich hellgraue, oft deutlich oolithische, an Fossiltrümmern reiche Kalk wie in der Haupt-Axendecke. Da seine Basis eine Überschiebungsfläche ist, wechselt seine Mächtigkeit stark. Am Südabhang des Bächistocks bildet er eine Wand von 240—250 m Höhe; im mittleren Teil des Kratzerengrates scheint er noch mächtiger zu sein.

Fossilien sind im obern Öhrlikalk des Glärnisch und des Kratzerengrates nicht selten, lassen sich aber meistens nicht aus dem Gestein loslösen. Neben Mollusken *(Lima, Pecten, Rhynchonellen)* sind namentlich im oberen Teil *Korallen* ziemlich häufig. Ich fand z. B.:

Stylina micropora, Koby. Kratzerengrat, westlich von der Kratzerenhöhe (Axendecke).
Phyllocoenia Heimi, Koby. Kratzerengrat, westlich von der Kratzerenhöhe (Axendecke).
Holocoenia spec. nov. cfr. *H. Jaccardi*, Koby. Südlich von Drecklochalp (Axendecke).
Stylosmilia alpina, Koby (?). Brust im Rätschtal (Bächistockdecke).
Montlivaultia, sp. ind. Ostende des Kratzerengrates (Axendecke).
Rhipidogyra, sp. ind. Rossstock (Bächistockdecke).

7. Säntis-Drusbergdecke.

Nach Arnold Heim (**228,** p. 454—475) sind die Öhrlischichten im nördlichen und mittleren Teil des Säntisgebirges in folgender Weise gegliedert:

1. Oberer Öhrlikalk; im obern Teil vorwiegend dichter Kalk mit Nerineen, Korallen und Austern, im untern Teil vorwiegend oolithisch. 80—120 m mächtig.
2. Obere Öhrlimergel; graue Mergel mit Kalkbänken, zum Teil grobkörniger Echinodermenkalk. 15—20 m.
3. Unterer Öhrlikalk. Rauher Echinodermenkalk und grober Oolith mit Echinodermenbreccien. 2—12 m.
4. Untere Öhrlimergel. Graue Mergelschiefer mit dünnen Kalklagen 20 + x m.

Diese Gliederung erinnert auffallend an diejenige im südlichen Teil der Axendecke. Die obern Öhrlimergel des Säntis entsprechen wahrscheinlich den Öhrlimergeln von Drecklochalp und Kratzerengrat und der untere Öhrlikalk des Säntis demjenigen des Glärnisch-Silberngebietes. Ein Unterschied liegt jedoch darin, dass die untern, eigentlichen Öhrlimergel des Säntis in der Axendecke fehlen. Vielleicht sind sie im Säntis durch Vermergelung aus dem untern Teil des untern Öhrlikalks hervorgegangen. Zugunsten dieser Annahme spricht die wesentlich geringere Mächtigkeit des untern Öhrlikalks im Säntisgebiet, ferner die Tatsache, dass in der Axendecke der untere Öhrlikalk besonders im

untern Teil bereits von starken Mergellagen durchsetzt ist und dass in der Säntisdecke der untere Öhrlikalk gegen S rasch vollständig in Öhrlimergel übergeht.

In der Churfirstenkette und in der Alviergruppe, also im südöstlichen Teil der Säntisdecke, hat sich die Vermergelung auch auf den ganzen obern Öhrlikalk ausgedehnt, so dass der neritische Öhrlikalk durch die bathyalen Öhrlimergel vertreten ist, die mit den liegenden Zementsteinschichten und den hangenden Valangienmergeln eine zusammenhängende Mergelbildung von gewaltiger Mächtigkeit bilden (vgl. auch Arnold Heim, **198**).

In der Säntisdecke der Glarneralpen (Gebiet von Neuenalp und Wiggiskette) bilden, genau wie in den Churfirsten, überall die Valangienmergel das tiefste Schichtglied. Einzig an den Ufern des Filzbaches nördlich von Alp Habergschwend ist zwischen den Nummulitenschichten der Mürtschendecke und den Valangienmergeln der Säntisdecke noch eine etwa 150 m lange und 15 bis 20 m dicke Linse von typischem, oolithischem und spätigem Öhrlikalk erhalten geblieben (Tafel 23, Figur 5), entsprechend dem Öhrlikalkrest, den Arnold Heim (**228,** p. 457/458) am Südabhang des Selun in den Churfirsten an der Basis der Säntisdecke gefunden hat.

b) Facies.

Die Fossilreste des Öhrlikalks, die fast überall reichlich vorhandenen Echinodermentrümmer, die Nerineen, Muscheln und besonders auch die im oberen Teil auftretenden Korallen beweisen, dass er eine neritische Bildung ist. Auch die für den Öhrlikalk so charakteristische Oolithbildung spricht für die Entstehung in geringer Meerestiefe. Wenn auch der Öhrlikalk eine organogene Bildung genannt werden darf, so ist nach Arnold Heim (**228,** p. 461 und 462) doch wahrscheinlich der grösste Teil des Kalkes chemisch ausgeschieden worden. Nach seinen Untersuchungen besteht die Grundmasse der Oolithe aus einem aus Lösung auskristallisierten, körnigen Calcitgewebe, und auch die feinen Kalkrinden der Ooide sind durch Ausscheidung aus kalkhaltigem Schlamm entstanden, während ihre Kerne meistens aus Kleinforaminiferen (Milioliden oder Textularien) oder aus kleinen Fragmenten grösserer Organismen bestehen.

Auch die Öhrlimergel müssen von ihrem ersten Auftreten in der Glarnerdecke bis in den nördlichen Teil der Säntisdecke hinein als eine neritische Bildung betrachtet werden, da sie reichlich Bänke von organogenen, echinodermenhaltigen Kalken mit Oolithbildung enthalten. Dagegen sind die durch grosse Mächtigkeit und das Fehlen solcher Einlagerungen ausgezeichneten Öhrlimergel im südlichen Faciesgebiet eine bathyale Bildung.

c) Faciesänderungen.

Im autochthonen und parautochthonen Gebiet bestehen die Öhrlischichten überall nur aus neritischem Öhrlikalk, der ohne scharfe Grenze auf den Zementsteinschichten ruht. Deutliche Öhrlimergel sind nirgends vorhanden. Die Mächtigkeit ist im autochthonen Gebiet verhältnismässig klein, nimmt jedoch von N nach S allmählich von 20 bis 60 m zu. Sie sinkt im nördlichen Teil des parautochthonen Taminagebietes auf ein Minimum (etwa 15 m), wächst dann aber nach S und besonders nach E auf über 150—200 m an, wobei gleichzeitig eine auf den südöstlichen Teil des parautochthonen Gebietes (Tscheppfalte, obere Calandafalte) beschränkte Anreicherung des Eisengehaltes eine auffallende Braunfärbung der Anwitterungsfläche bewirkt.

Vom nördlichen Teil der Glarnerdecke an treten die Öhrlimergel auf, jedoch nicht an der Basis der Öhrlischichten, sondern annähernd in ihrer Mitte, und anfänglich nicht als reine Mergelbildung, sondern mit reichlichen spätigen und zum Teil auch oolithischen Kalkbänken. Diese Mergelzone wird im südlichsten Teil der Mürtschendecke (Mürtschenstock, Wiggis) und nördlichen Teil der Axendecke infolge Verkalkung undeutlich, erscheint aber im südlichen Teil der Axendecke wieder als Wechsellagerung von Mergeln mit oolithischen Echinodermenkalklagen. Die Mächtigkeit wächst vom Nordrand der Glarnerdecke südwärts sehr stark bis in den südlichsten Teil der Axendecke. Da der obere Öhrlikalk weit stärker anwächst als die untern Abteilungen, erscheinen die Öhrlimergel

im südlichen Teil der Axendecke in den untern Drittel verschoben. Vom nördlichen Teil der Glarnerdecke bis zur Bächistockdecke wachsen der obere Öhrlikalk von etwa 25 m auf 250 m, die Öhrlimergel von 10 m auf 50—60 m und der untere Öhrlikalk von etwa 20 m auf 60 m an. In der Säntis-Drusbergdecke tritt von N gegen S allmählich eine Vermergelung der gesamten Öhrlischichten ein, und zwar in der Weise, dass zunächst im mittleren Teil der Säntisdecke der untere Öhrlikalk, der schon in der Axendecke reich ist an Mergellagen, völlig durch Mergel ersetzt wird und dann im südlichen Teil des Faciesgebietes auch an Stelle des obern Öhrlikalks eine Mergelbildung tritt.

d) Landschaftlicher Charakter.

Der Öhrlikalk bildet an den Bergabhängen eine hell blaugraue (im Ringel- und Calandagebiet düster braune) Steilwand, die von dem darunterliegenden, ebenfalls hellen Malmkalk durch die etwas zurückgewitterte düstere Terrasse der Zementsteinschichten getrennt wird und im autochthonen und parautochthonen Gebiet auch vom hangenden Valangienkalk sich durch eine Einkerbung abhebt, die durch die Dünnschichtigkeit des obersten Teils des Öhrlikalks bedingt ist. Wo die Zementsteinschichten zu grösserer Mächtigkeit anschwellen (Mürtschendecke und Axendecke) und im Hangenden die Valangienmergel auftreten (südlicher Teil der Axendecke), tritt der Öhrlikalk noch viel auffälliger als selbständige Kalkmasse hervor; doch wird er hier durch das Öhrlimergelband in zwei Stufen geteilt. Im Öhrlikalk entstehen auch Karren (z. B. am Schild, im Gebiet Rossstock-Drecklochalp-Kratzerengrat), die jedoch nicht die Wildheit derjenigen des Malms oder Schrattenkalks erreichen.

e) Technische Verwendung.

Der Öhrlikalk wird in einem nur zeitweilig in Betrieb stehenden Steinbruch am Putschstein (Calandakette) nördlich von Haldenstein ausgebeutet und für Rheinwuhre sowie als Mauerstein für Häuser- und Brückenbauten verwendet (vgl. **270,** p. 201).

2. Valangienmergel und Valangienkalk.

a) Spezialprofile.

1. Autochthones Gebiet.

a) Linthgebiet.

Das nördlichste Vorkommnis von Valangienkalk treffen wir in der Kreidefalte, welche die Terrasse von Ober-Baumgartenalp südlich von Linthal trägt (Tafel 26, Figur 5). Die äussere Kante der Terrasse wird durch eine 3—4 m mächtige Bank von blaugrauem, sehr grobspätigem Kalk gebildet, dessen bräunliche Anwitterungsfläche von vielen vorragenden Quarzkörnern und verkieselten Fossiltrümmern rauh ist. Die Bank wird vom liegenden Öhrlikalk durch eine dünne sandige Mergellage getrennt und geht nach oben in ein schiefriges Gestein von Kieselkalktypus über.

Am Muttenkopf fand Arnold Heim (**217,** p. 24—30) den Valangienkalk 12 m, bei Faschas am Südabhang des Kistenstöcklis 36 m mächtig und im untern Teil als braune Echinodermenbreccie, im obern Teil mehr als grauen, feinsandigen Kalk mit Echinodermentrümmern und verkieselten Austernschalen ausgebildet.

Nach W. A. Keller (**255,** p. 3 und 4) ist der Valangienkalk am Vorderselbsanft 8—10 m, am Bifertenstock 20 m mächtig, im untern Teil eine rauhe, braun anwitternde Echinodermenbreccie, im obern Teil ein wenig spätiger Kalk mit Echinodermentrümmern und massenhaften verkieselten Austernschalen.

Was ich in der Geologischen Karte der Glarneralpen am Südabhang des Altenorenstocks (Claridenkette) als Kieselkalk angegeben habe, ist wahrscheinlich grösstenteils Valangienkalk. Es sind dunkel- bis hellbraun anwitternde Kalke mit von Fossiltrümmern rauher Oberfläche. Neben Echinodermentrümmern kommen zahlreiche verkieselte Schwämme, auch *Rhynchonellen* und *Serpula*, vor.

b) Taminagebiet.

Bei der Schäferhütte auf Gelbberg nordwestlich über Vättis ist der Valangienkalk nach meiner Schätzung etwa 10 m mächtig. Es ist ein hell bräunlich anwitternder, inwendig blaugrauer, grobspätiger Kalk, die Oberfläche rauh von Echinodermentrümmern und Muschelresten. In den obersten 1—2 m fallen namentlich zahlreiche grobzackige Schalenränder einer *Alectryonia* auf. Auch auf Ladils ist der Valangienkalk ein etwa 10 m mächtiger grobspätiger Kalk, besonders in den obersten 3—4 m reich an Echinodermentrümmern und verkieselten Muschelschalen, unter denen wieder zahlreiche *Alectryonien* vorkommen. Nach Tolwinski (**236,** p. 17) und Blumenthal (**240,** p. 20) ist er bei St. Martin am Nordfuss der Ringelkette etwa 22 m mächtig und durch eine dünne Mergellage in 15 m gelblich anwitternden, innen blaugrauen Echinodermenkalk mit vielen Austernschalen und 7 m braune Echinodermenbreccie gegliedert. Nach S und E keilt die Echinodermenbreccie aus, und die Mächtigkeit geht auf Ramuzalp auf 6—8 m zurück.

2. Parautochthone Falten.

a) Westliches Gebiet.

Nach P. von Schumacher (**335,** p. 5) ist der Valangienkalk der Griesstockdecke an der Klausenstrasse bei Windeggen etwa 25 m mächtig und gliedert sich von unten nach oben in $0{,}_7$—$0{,}_8$ m feinstkörnigen dunkelgrauen Kalk mit feinen Calcitsplitterchen, 15 m grobbankigen Echinodermenkalk mit Kieselknollen und 10 m grobspätigen Echinodermenkalk ohne Kieselknollen. Nach W. Staub (**247,** p. 45) ist er am Griesstock eine grobspätige Echinodermenbreccie mit Quarzkonkretionen und verkieselten Echinodermenfragmenten. Die Mächtigkeit ist mit 60 m wahrscheinlich zu gross angegeben.

b) Östliches Gebiet.

Vorabkette. In dem grossen Erosionsfenster im nördlichen Teil von Alp von Sagens (Südabhang des Vorab, Vorab-Tscheppfalte) findet man mit scharfer Grenze über dem Öhrlikalk:

1. Etwa 5—6 m lebhaft gelbbraun anwitternder Kalk, rauh von vorragenden verkieselten Schalentrümmern und kleinen Quarzkörnchen, inwendig ziemlich hell blaugrau und spätig.
2. Etwa 2 m dunkler braun anwitternder, spätiger Kalk, reicher an feinen Quarzkörnchen als 1, nach oben allmählich in den Kieselkalk übergehend.

Ringelkette. Zwischen der untern und der obern Hütte von Alp Lavadignas beobachtet man über dem Öhrlikalk:

1. Etwa 5 m hell gelbbraun anwitternder, innen ziemlich hell blaugrauer Kalk mit dunkel glänzenden Spattäfelchen, aussen rauh von vorragenden kleinen Quarzkörnern, Echinodermenresten und Gruppen von verkieselten Austernschalen. Übergang in:
2. $0{,}_2$—$0{,}_5$ m grünlichbraun anwitternder, innen dunkelgrünlich oder blaugrauer, glaukonithaltiger, grobspätiger Kalk mit verkieselten Austernschalen und zahlreichen an der Oberfläche vorragenden rostbraunen oder schwarzen Knöllchen von $0{,}_5$—3 cm Durchmesser (Phosphoritknollen?).
3. Etwa 2 m hell bräunlich anwitternder, grobspätiger, blaugrauer Kalk mit grossen, dunkel glänzenden Spattäfelchen, aussen rauh von Quarzkörnchen und verkieselten Muscheltrümmern. Es wechseln kompakte und etwas schiefrige Lagen von je 10—20 cm Dicke miteinander ab. Darüber Kieselkalk.

Auch am Südabhang des Bergrückens südlich von Culm de Digg enthält der Valangienkalk eine glaukonithaltige Bank.

Die Mächtigkeit ist in den Falten der Ringelkette eher geringer als im autochthonen Taminagebiet und erreicht in der Regel nicht 10 m. Nördlich von der obern Hütte von Lavadignas (Panärafalte) schätzte ich sie auf nur 5—6 m, südlich von Sureruns (Panärafalte) beträgt sie nach photo-

grammetrischer Bestimmung 6—8 m, an der Ostwand des Crap Matts 6—10 m, auf dem Scheitelplateau des Flimsersteins südlich von P. 2438 m 8—10 m. An letzterem Orte lässt sich besonders schön die messerscharfe Grenze zwischen dem hellgrauen Öhrlikalk und dem lebhaft gelbbraun anwitternden Valangienkalk beobachten.

Unter dem Gipfel des Tschepp (Tafel 28, Figur 6) schwillt der Valangienkalk infolge tektonischer Stauung lokal auf mindestens 20 m an.

Calandakette. In der Kaminspitzfalte ist der Valangienkalk, vielleicht zum Teil infolge Verquetschung, auf ein Minimum reduziert, z. B. bei Schröter Untersäss und Obersäss höchstens 2—3 m mächtig.

In der Gipfelregion des Haldensteiner Calanda beobachtet man in der untern Calandafalte auf der Nordseite des Vordertals über hellgrauem Öhrlikalk:

1. Eine 3—4 m mächtige massige Bank von lebhaft gelb anwitterndem, innen ziemlich hellgrauem, fein bis grobspätigem Kalk mit einzeln oder in Gruppen eingestreuten, an der Oberfläche vorragenden, zerdrückten Muschelschalen, darunter einzelne *Alectryonien*.
2. 4—5 m gelblichgrau anwitternder Kalk, ziemlich hellgrau, mit lebhaft ockerfarbigen Schlieren, weniger spätig als 1, mit nur spärlichen Muschelschalen. Rascher Übergang in schiefrigen Kieselkalk.

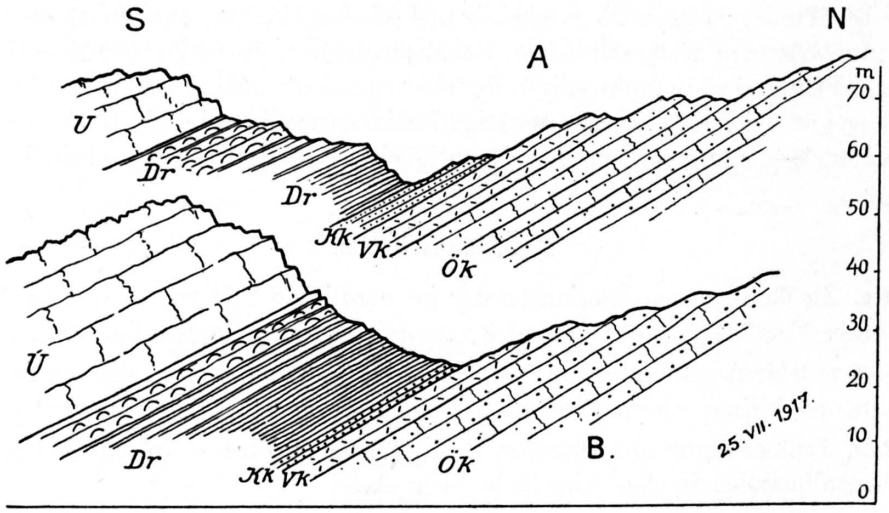


Fig. 66. **Kreideprofile am Ostabhang des Haldensteiner Calanda.**

A. Bei Sesslinen. B. Südlich von Batänia.

Ök = Öhrlikalk; Vk = Valangienkalk; Kk = Kieselkalk; Dr = Drusbergschichten; U = Schrattenkalk.

Während man in der Gipfelregion des Calanda den Valangienkalk überall als eine lebhaft gelbbraun anwitternde massige Bank zwischen dem terrassenförmig zurückgewitterten obern dünnschichtigen Teil des Öhrlikalks und dem schiefrigen Kieselkalk leicht erkennt, hat man Mühe, ihn auf den Weiden und in den Wäldern des Ostabhangs festzustellen, da die Aufschlüsse durch Vegetation und Schutt vielfach unterbrochen sind. Namentlich schwierig ist es hier, ihn von den Drusbergschichten zu unterscheiden, da in diesen auch gelblich anwitternde spätige Kalke mit verkieselten Exogyren und Alectryonien vorkommen, und da Valangienkalk und Kieselkalk sehr schwach entwickelt sind, so dass oft wenige Meter neben dem Öhrlikalk bereits Drusbergschichten angetroffen werden. Jedenfalls ist hier in der Kaminspitzfalte und in der untern Calandafalte der Valangienkalk schon primär nur wenige Meter mächtig und tektonisch oft völlig verquetscht. So findet man nördlich von Sesslinen zwischen dem ziemlich hellgrauen Öhrlikalk mit seiner typischen gekörnelten Anwitterungsfläche und deutlichem schwarzgrau anwitterndem, nur 4—5 m mächtigem Kieselkalk einige Bänke (vielleicht auch 4—5 m) eines rostbraun anwitternden, dunkel blaugrauen, spätigen, zum Teil etwas glaukonitischen Gesteins, das wahrscheinlich den Valangienkalk darstellt (Figur 66 A). Etwa 20 m

höher oben ist er auf eine weniger als 1 m mächtige gelbbraun anwitternde spätige Kalkbank reduziert, die zwischen hellgrauen Öhrlikalk und grauschwarzen schiefrigen Kieselkalk eingeschaltet ist.

Blumenthal äussert die Ansicht (**251,** p. 27—30), in der mächtigen, düster braun angewitterten untern Kreide am Felsberger und Haldensteiner Calanda und auf der Haldensteineralp seien nicht nur der Öhrlikalk, sondern auch Valangienkalk und Kieselkalk eingeschlossen, der Valangienkalk trete also hier in der Facies des Öhrlikalks auf. Ich konnte jedoch in dieser Gegend nur typischen Öhrlikalk beobachten. Da in den übrigen Gebieten des Calanda alle Kreidestufen als lithologisch deutlich unterscheidbare Schichtgruppen ausgebildet sind, war dies gewiss auch in den beiden obersten Calandafalten der Fall, bevor die über dem Öhrlikalk liegenden Schichten durch die Erosion abgetragen wurden.

3. Wagetenkette.

In der Hangetenrunse auf der Ostseite der Wageten (Figur 65, p. 292) ist der Valangienkalk ein etwa 12 m mächtiger, bräunlich anwitternder Echinodermenkalk, ziemlich dünnbankig, besonders in der obern Hälfte ziemlich grobspätig, reich an Echinodermentrümmern, während Muschelreste nicht besonders häufig sind. Der oberste Meter ist auffallend scharf gegen das Liegende begrenzt, aber lithologisch nicht wesentlich davon verschieden. Scharfe, etwas wellig unebene Grenze gegen den Kieselkalk.

4. Glarnerdecke.

Im südlichen Teil von Plattenalp, unterhalb des Wegleins, das vom Fronalppass nach Mürtschenalp führt, findet man den mit messerscharfer Grenze auf dem Öhrlikalk ruhenden Valangienkalk in folgender Weise ausgebildet:

1. Etwa 5 m hell bräunlich anwitternder Kalk, inwendig ziemlich hellgrau, grobspätig, aber aussen nicht besonders rauh.
2. Etwa 5 m lebhaft gelbbraun anwitternder, ziemlich hellgrauer, spätiger Kalk mit bräunlich anwitternden sandigen Schlieren, aussen rauh von vielen vorragenden Schalentrümmern, darunter Reste einer kleinen grob gerippten Muschel *(Alectryonia?)*.
3. Etwa $2{,}_5$ m bräunlich anwitternder, ziemlich grobspätiger, ziemlich hellgrauer, zäher Echinodermenkalk, mit vielen feinsandigen Schlieren, die an der Oberfläche als bräunliche, aus feinen Sandkörnchen bestehende verzweigte Linien und Streifen erscheinen. Übergang in Kieselkalk.

Am Westabhang des Schild, südlich vom «Hüttenkopf» (Figur 68, p. 321) ist der Valangienkalk 15—20 m mächtig, im untern Teil feinspätig, im obern Teil grobspätig, gelbbraun anwitternd und ziemlich reich an Muscheltrümmern. In seinem Liegenden erscheinen einige Meter eines bräunlichen, sandigen, grobschiefrigen Mergels. Ausser einer *Terebratula* konnte ich darin keine Petrefakten finden. Auch an dem Steilhang, der vom Rässegg südwärts gegen die «Stockblanke» abfällt (Tafel 21, Figur 5), liegen zwischen dem obern Öhrlikalk und dem Valangienkalk einige Meter bräunliche Valangienmergel.

Der Valangienkalk ist auch in der Glarnerdecke der Glärnisch-Ortstockgruppe vorhanden, jedoch nur am Stöckli westlich von Glarus und dann wieder bei Linthal oberhalb der Fruttberge als eine bloss 5—8 m mächtige Bank von gelbbraun anwitterndem spätigem Kalk deutlich erkennbar, aber zwischen Schwanden und Linthal bis zur Unkenntlichkeit mechanisch deformiert oder völlig verquetscht.

5. Mürtschendecke.

Churfirstenkette.

Nach Arnold Heim (**228,** p. 415—429) ist der Valangienkalk auf der Nordseite des Walensees zwischen Betlis und Quinten im untern und mittleren Teil ein etwa 15 m mächtiger bräunlicher Echinodermenkalk mit *Pecten Cottaldinus*, d'Orb., bei Quinten zu unterst auch ein fein oolithischer Milioliden-Echinodermenkalk. Nach oben geht er in eine 4—8 m mächtige bräunliche Echinodermen-

breccie mit feinsandigen Schlieren über, die Arnold Heim als Äquivalent der Pygurusschichten betrachtet. Während nach oben ein rascher Übergang in den Kieselkalk stattfindet, wird die Schichtgruppe unten durch eine scharfe Diskontinuität vom Öhrlikalk getrennt. Valangienmergel sind keine vorhanden.

Mürtschengruppe.

Am Fusse der Felswand, die vom Britterwald gegen den Escherkanal abfällt, ruht der Valangienkalk ohne Mergelzwischenlage auf dem Öhrlikalk. Er ist 20—25 m mächtig, hell bräunlich anwitternd, im untern Teil ziemlich dunkelgrau, grobspätig, ziemlich reich an kleinen Pyritkriställchen, sehr zähe, im mittleren Teil mehr feinspätig, heller grau, oft etwas oolithisch. In den obersten 4—6 m wird das Gestein wieder grobspätig und dunkel blaugrau und geht dann sehr allmählich in feinspätigen dunkelblauen Kieselkalk über (Figur 69, p. 323).

Am Schmalenleist (Südgrat des Neuenkamm) ist der Valangienkalk nach photogrammetrischer Bestimmung etwa 25 m mächtig.

Nördlich von Talalp am Wege gegen Obstalden ist er auf 25—30 m angewachsen. Er sitzt auch hier mit scharfer Grenze auf dem Öhrlikalk. Er ist eine hell bräunlich anwitternde rauhe Echinodermenbreccie mit spärlichen verkieselten Schalenresten und von dunkel anwitternden feinsandigen Schlieren durchzogen. In den obersten 3 m enthält er Kieselknollen und unregelmässige Kieselschnüre und geht dann auf 1 m in den dunkeln Kieselkalk über.

Am Mürtschengrat nördlich von Alp Tros fand Arnold Heim (**228,** p. 429) den Valangienkalk 30—33 m mächtig, direkt auf Öhrlikalk ruhend, in den untersten 8 m grobspätig mit einer austernführenden Mergellage, darüber feinspätig mit Kieselknollen und oben abgeschlossen durch 3 m Echinodermenbreccie, die er als Äquivalent der Pygurusschichten betrachtet.

Auch in der **Wiggisgruppe** ist der Valangienkalk eine hell bräunlich anwitternde, im ganzen grobspätige Echinodermenbreccie, die mit scharfer Grenze auf dem Öhrlikalk ruht und oben sehr allmählich in den Kieselkalk übergeht. Am Südfuss des Deyenstocks fallen in den Übergangsschichten gegen den Kieselkalk viele grosse schwarzgrüne Glaukonitkörner auf. Die Mächtigkeit scheint geringer zu sein als in der Mürtschengruppe. An der Wand des Wiggis westlich von Netstal beträgt sie nach photogrammetrischer Bestimmung nur etwa 18 m, in der Büttenenwand auf der Nordseite des Klöntals 20 m.

6. Axendecke.

Im Stirngewölbe der Axendecke in der Deyenkette ist der Valangienkalk überall auffallend schwach entwickelt, nur 10—15 m mächtig. Die Valangienmergel fehlen an seiner Basis, und die obersten Bänke zeigen nicht den lithologischen Charakter der Pygurusschichten und gehen rasch in den Kieselkalk über. Am Westende der Deyenkette, westlich vom Sulzbach, ist er 13—15 m mächtig, ein hell bräunlich anwitternder, deutlich gebankter, zäher, kiesliger Kalk, inwendig bräunlichgrau, feinspätig und feinkörnig, sehr arm an Makrofossilien, mit spärlichen kleinen schwarzen Kieselknollen. Im Timmerwald westlich von Vorauen fand ich in einer Bank im mittleren Teil des Valangienkalks zahlreiche Exemplare von *Pecten Arzierensis*, de Lor.

Innerhalb des Glärnisch machen sich gegen S hin auffallende Faciesänderungen bemerkbar: Die Mächtigkeit der Schichtgruppe nimmt rasch zu, in ihrer Basis treten die Valangienmergel auf, und in ihrem obersten Teil sind die Pygurusschichten deutlich ausgebildet.

An der Nordwand des Feuerbergs (Tafel 15) ist das Valangien bereits auf 55—60 m angewachsen, wovon etwa 20 m auf die Valangienmergel und 40 m auf den Valangienkalk fallen.

Am Hochtorgrat zwischen Vorderglärnisch und Vrenelisgärtli sind die Valangienmergel etwa 25 m und der Valangienkalk 45 m mächtig (photogrammetrisch bestimmt). Am Südostabhang des Vrenelisgärtlis fand Baltzer (**62,** p. 72) die Valangienmergel im «obern Firnband» sogar 43 m mächtig und aus mergeligen Kalken mit schiefrigen Zwischenlagen bestehend. Sie sind hier, wie überall auf der Linie Glärnisch-Kratzerengrat-Wasserberg, sehr fossilreich. Neben der in zahllosen

Exemplaren vorkommenden *Exogyra Couloni*, d'Orb., erwähnt Baltzer *Alectryonia rectangularis*, Römer, mehrere Arten von *Terebrateln* und *Rhynchonellen*, *Korallen* und *Spongien*. Der Valangienkalk ist hier 40—50 m mächtig, ein licht bräunlich anwitternder, spätiger und kiesliger Kalk, im obersten Teil reich an gelblichen Quarzkörnern. Baltzer fand darin *Pygurus rostratus*, Ag., und *Neithea valanginiensis*, Pict. et Camp. (**62**, p. 25 und 73).

Am Westende des Rossstocks nördlich von Zeinenmatt liegen über dem Öhrlikalk etwa 50 m Valangienmergel, darauf 50—60 m Valangienkalk, und zwar:

1. Etwa 15 m düster braun anwitternder Kalk, an Kieselkalk erinnernd, mit einem Wechsel von hellern und dunkleren Bändern, inwendig blaugrau, kieslig, sehr zähe, mit vorragenden grünsandigen Wülsten.
2. Etwa 20 m lebhaft gelbbraun anwitternder, innen ziemlich dunkelgrauer, feinspätiger Kalk, rauh anzufühlen, ziemlich reich an Kieselknollen.
3. Etwa 10 m heller anwitternder, innen ziemlich hellgrauer, feinspätiger Kalk, mit Kieselknollen und an der Oberfläche vorragenden verkieselten Schalentrümmern.
4. Etwa 6 m bräunlich anwitternder spätiger Kalk wie 2.
5. Etwa 4 m grünlichbraun anwitternder, ziemlich dunkelgrauer Kalk, sehr reich an vorragenden Quarzkörnern und verkieselten Schalenresten; darunter *Alectryonia*, sp. Ziemlich viele *Belemniten*. Vereinzelte Seeigel.
6. Etwa 2 m hell bräunlich anwitternder, spätiger Kalk, reich an schlierig oder nesterweise gruppierten feinen Quarzkörnchen, mit *Belemniten* und Muschelfragmenten. — Rascher Übergang in Kieselkalk.

Die Schichtgruppen 5 und 6 stellen jedenfalls die Pygurusschichten dar.

In der Talsohle südlich von Dreckloch bilden die Valangienmergel eine über 50 m breite, aber durch Schutt und Vegetation verhüllte Zone. Der nordwärts sich anschliessende Valangienkalk zeigt von unten nach oben folgendes Profil:

1. Etwa 6 m hellbraun anwitternder, dunkel blaugrauer, schön oolithischer Kalk ohne Kieselknauer.
2. Etwa 6 m oolithischer bis spätiger, blaugrauer Kalk, mit vielen lagenweise angeordneten schwarzen Kieselknollen.
3. Etwa 25 m teils feinspätiger, teils ziemlich deutlich oolithischer Kalk, ziemlich reich an unregelmässigen Kieselknollen, die bisweilen förmliche Bänke von mehreren Metern Länge und 20—30 cm Dicke bilden. Stellenweise viele vorragende verkieselte Schalentrümmer.
4. Etwa 10 m teils grobspätiger, teils feinspätiger bis undeutlich oolithischer Kalk, stellenweise wieder reich an unregelmässigen Kieselknauern, mit Bruchstücken von verkieselten *Alectryonia*-schalen.
5. Etwa 5 m Pygurusschichten. Dunkelblaugrauer, grobspätiger Kalk, reich an an der Oberfläche vorragenden, dunkelbraun anwitternden quarzsandigen Schlieren und glashellen oder bräunlichen Quarzkörnern von meistens 1—2 mm Durchmesser. Ziemlich reich an Seeigeln, die sich aber nur schwer aus dem Gestein lösen lassen.

Südlich von der Scheitellinie des Kratzerengrates (Tafel 13, Figur 4) bilden die im E überkippt steil nach S, im W steil nach N fallenden Valangienmergel ein auf seiner ganzen Länge zwischen Dreckloch und Brust im Rätschtal gangbares, meistens 50—100 m breites Band. Im östlichen Teil desselben notierte ich folgendes Profil:

1. Übergangsschichten zwischen Öhrlikalk und Valangienmergel, durch eine sehr scharfe Schichtfuge vom hellgrauen oolithischen Öhrlikalk getrennt.
   a) $0{,}_4$ m bräunlich anwitternder, dunkelgrauer, grobschiefriger Mergelkalk, feinspätig, von dunkeln Tonhäuten durchzogen, mit einzelnen Schalentrümmern.
   b) $0{,}_{15}$ m hellgrauer, etwas toniger Kalk, ähnlich Öhrlikalk.
   c) $0{,}_{15}$ m dunkelgrauer, grobschiefriger, feinspätiger, mergeliger Kalk.

d) Etwa 2 m Kalk von Öhrlikalktypus, hellgrau und karrig anwitternd, innen ziemlich hellgrau, feinspätig, undeutlich oolithisch, schlierig von dunkeln Tonhäuten durchzogen. Scharfe Grenze gegen

2. Eigentliche Valangienmergel.

a) Etwa 20 m bräunlich anwitternde, weiche dunkelgraue Mergel, anscheinend mit nur spärlichen kalkigen Zwischenlagen (schlecht aufgeschlossen).

b) Etwa 30 m dunkelgraue, bräunlich anwitternde Mergel mit vielen gelbbraun oder blaugrau anwitternden, innen dunkel blaugrauen, feinspätigen, von Tonschlieren durchzogenen dünnen Kalkbänken, sehr reich an *Exogyra Couloni*, d'Orb., und andern Fossilien.

c) 20—25 m dunkelgraue Mergel mit etwas weniger zahlreichen mergeligen Kalklagen und etwas ärmer an Petrefakten. Darüber Valangienkalk.

Das dem Nordschenkel des grossen Faulengewölbes angehörende Valangienmergelband, das sich in fast schnurgerader Linie vom Guppenfirn längs der Südostfront des Glärnisch und durch den Kratzerengrat bis zum Bisistal erstreckt, ist überall durch einen erstaunlichen Fossilreichtum ausgezeichnet. Da ich nur gelegentlich gesammelt habe, ist das nachfolgende Verzeichnis gewiss lange nicht vollständig.

Exogyra Couloni, d'Orb. Überall massenhaft.
Alectryonia rectangularis, Roemer. Ziemlich häufig, z. B. am Kratzerengrat.
Pinna Robinaldina, d'Orb. Kratzerengrat.
Terebratula Moutoniana, d'Orb. Kratzerengrat, nördlich von der Kratzerenhöhe.
Terebratula sella, Sow. Bei der Hütte von Drecklochalp.
Terebratula Aubersoniensis, Pict. Kratzerengrat, Gassenstockgrat.
Rhynchonella irregularis, Pict. Kratzerengrat, bei der Hütte von Drecklochalp.
Natica (Ampullina) Sautieri, Coquand. Gassenstockgrat.
Lima, sp. Östlich vom Torloch (Kratzerengrat).
Belemnopsis, sp. Kratzerengrat, nördlich von der Kratzerenhöhe.
Latiphyllia neocomiensis, From. Nördlich von der Kratzerenhöhe.
Cladophyllia, sp. Kratzerengrat, nördlich von der Kratzerenhöhe.

Herr Dr. S. Blumer in Basel sammelte im «obern Firnband» am Südostabhang des Vrenelisgärtlis ausser manchen der oben genannten Arten noch [1]):

Holcostephanus Astierianus, d'Orb.
Myopsis (Panopaea) neocomiensis, d'Orb.
Sphaera corrugata, Sow. (= *Corbis cordiformis*, d'Orb.).
Cardium (Protocardium) imbricatorium, Leym.
Cardium Deshayesianum, de Loriol *(Cyprina)*.
Astarte transversa, Leym.
Zeilleria faba, Sow.

7. Obere Zweigdecken der Axendecke.

In der Bächistockdecke sind Valangienmergel und Valangienkalk ähnlich ausgebildet wie im südlichen Teil der Axendecke; die Mächtigkeit des Valangienkalks nimmt jedoch hier noch zu. Am Vrenelisgärtli ist er über dem Guppenfirn 60—65 m, an der Südostwand des Bächistocks 60—70 m, unter dem Südwestgrat des Bächistocks mindestens 80 m, am Südabhang des Nebelkäppelers (Tafel 17, Figur 1) sogar etwa 100 m mächtig.

Das Valangien der untern Silberndecke tritt innerhalb unseres Gebietes einzig in der Südostecke der Silbernalp und an der Steilwand, mit der das Silbernplateau unterhalb Obersaum gegen das Bisistal abfällt, zutage. Die Valangienmergel und häufig wohl auch der untere Teil des Valangienkalks fehlen hier aus tektonischen Gründen; einzig in der Felswand nördlich von Kaltbrünneli (Dreck-

[1]) Schriftlicher Bericht an die Schweizerische Geologische Kommission.

loch), am Fusspfad nach Silbernalp, ist noch ein wenige Meter mächtiger Rest der Valangienmergel vorhanden. Die erhalten gebliebenen mittleren und obern Teile des Valangienkalks sind etwa 50 m mächtig und ähnlich ausgebildet wie in der Bächistockdecke.

Die obere Silberndecke enthält keine Schichten, die älter sind als Valangienkalk. Dieser kann besonders gut am Südrand der Silbernalp, nördlich vom Kalberloch, studiert werden, wo er mit wohl 200 m seine maximale Mächtigkeit erreicht. Man kann hier an der Felswand westlich über Kaltbrünneli und auf dem Rücken von P. 2046 m folgende Schichtreihe feststellen:

1. Etwa 20 m hell bräunlich anwitternder, rauher Echinodermenkalk.
2. Etwa 15 m Wechsellagerung von 10—30 cm dicken Bänken eines dunkelbraun anwitternden, innen dunkelgrauen, feinkörnigen, kieselkalkartigen Gesteins mit ebenso dicken Lagen eines heller anwitternden spätigen Gesteins.
3. Etwa 20 m hell bräunlich anwitternder Echinodermenkalk.
4. Etwa 100 m Wechsellagerung von düster anwitterndem kiesligem Kalk mit hellerem Echinodermenkalk, ähnlich 2, das Ganze daher treppenartig gebändert.
5. Etwa 20 m hell bräunlich anwitternder spätiger Echinodermenkalk. Sehr rascher Übergang in
6. 20—25 m hell bläulichgrau anwitternder Kalk, innen hellgrau, ähnlich Schrattenkalk, feinspätig, rauh anwitternd, sehr reich an unregelmässigen schwarzen Kieselknollen. Vereinzelte *Korallen*, auch *Pygurus rostratus*, Ag., und *Alectryonia rectangularis*, Roem.; darüber der Kieselkalk.

Im nördlichen Teil von Silbernalp, nördlich von Sonnenrain, zu beiden Seiten der grossen dort durchziehenden Bruchspalte, sind die obersten Bänke des hellgrauen obern Valangienkalkes als typische Pygurusschichten mit vielen schlierig eingestreuten kleinen Quarzkörnern, verkieselten Trümmern von Muschelschalen (darunter *Alectryonia rectangularis*) und Bruchstücken des Seeigels *Pygurus rostratus* ausgebildet.

In der Toralpdecke ist das Valangien primär nicht wesentlich verschieden von demjenigen der obern Silberndecke, aber durch intensive tektonische Auswalzung stark gestört und verändert worden. Am Schwarzen Nossen (Südrand des Silbernplateaus), wo wir uns offenbar an der Wurzel der Deckfalte befinden, beginnt der Valangienkalk über ziemlich fossilreichen, aber unvollständig aufgeschlossenen Valangienmergeln, mit einer über 60 m mächtigen Folge von rauhen kieseligen, dünnen Echinodermenkalkbänken, die besonders im mittlern Teil auffallend dunkelbraun anwittern und wie in der obern Silberndecke durch einen Wechsel von dunkeln mit etwas helleren Lagen gebändert erscheinen. Das Gestein ist von vielen rostbraun anwitternden sandigen Schlieren durchzogen. Darüber 20—30 m hellgrau anwitternder Kalk mit vielen Kieselknollen.

Auch die Valangienkalkdecken, die zwischen dem Pragelpass und Butzen auf dem Seewerkalk der obern Silberndecke sitzen, bestehen grösstenteils aus gelbbraun anwitternden sandigen Echinodermenbreccien mit düster braun anwitternden Zwischenlagen von feinkörnigem kiesligem Sandkalk. Infolge der tektonischen Quetschung ist das Gestein nach allen Richtungen von feinen Klüften und Calcitäderchen durchzogen und dadurch in kleine eckige Stücke zerbrochen. Am nördlichen der beiden Valangienhügel östlich von der Hütte von Butzen wird der braune Echinodermenkalk von hellgrauem spätigem Valangienkalk mit vielen Kieselkonkretionen und verkieselten Muschelschalen überlagert. Auch nördlich von der Pragelpasshöhe kommt die helle Abänderung des Valangienkalks neben der dunkeln vor.

8. Säntisdecke.

a) Thurgruppe.

Nach Arnold Heim (**228**, p. 444) fehlen die Valangienmergel am Nordrand des Säntis noch grösstenteils; vom mittleren Teil des Säntis und vom Nordrand des Mattstocks an sind sie in ihrer fossilreichen Facies vorhanden und wachsen südwärts zu über 100 m Mächtigkeit an. Schon in den westlichen Churfirsten jedoch nimmt ihr Fossilreichtum ab, die Mergel werden gegen SE allmählich steril. Die Mächtigkeit sinkt in den mittleren Churfirsten wieder unter 50 m. Weiter im SE, in der

Alviergruppe, bilden sie mit den Öhrlimergeln eine einheitliche Mergelmasse, in der keine genaue Grenze zwischen den beiden Abteilungen gezogen werden kann.

Der Valangienkalk besteht durch das ganze Säntisgebirge und durch den nördlichen Teil der Churfirsten-Mattstockgruppe hindurch, ähnlich wie in den obersten Silberndecken, im untern Teil aus einer braunen Echinodermenbreccie, im obern Teil aus hellgrauem Kalk mit Milioliden und Kieselknollen. Im Gegensatz zum Silberngebiet ist jedoch hier der hellgraue obere Teil mächtiger als der braune Kalk. Die Pygurusschichten sind in wechselnder Mächtigkeit ($0{,}_5$—12 m) vorwiegend als brauner Echinodermenkalk mit Quarzsandschlieren und mit ihrer typischen Fauna entwickelt.

Die Mächtigkeit des Valangienkalks nimmt von etwa 50 m im nördlichen Säntis- und Mattstockgebiet bis zu 80 m bei Betlis zu, sinkt dann aber durch die Churfirsten hindurch bis auf 6 m am Hinterruck. Von hier an nimmt er gegen SE, namentlich im obern Teil, eine dünnplattig schiefrige Struktur und gelbliche Verwitterungsfarbe an; er wird zum schieferigen Diphyoideskalk. Die Mächtigkeit nimmt wieder zu und erreicht in der Alviergruppe nochmals ein Maximum mit etwa 80 m, um gegen den Fläscherberg wieder abzunehmen.

b) Kerenzerberg.

Die Valangienmergel bilden im Gebiet nordwestlich vom Neuenkamm wie in den westlichen Churfirsten das tiefste Schichtglied der Säntisdecke und werden daher meistens nicht mehr in voller ursprünglicher Mächtigkeit erhalten sein. Im Schwämmliwald nördlich von Habergschwend, der einzigen Stelle, wo noch der Öhrlikalk als ihr Liegendes vorhanden ist, beträgt ihre Mächtigkeit 50—60 m. Zwischen Habergschwend und der Furkel westlich vom Neuenkammgipfel scheint sie merklich grösser zu sein; dagegen sind die Mergel zwischen Filzbach und dem Britterwald oberhalb der Kerenzerstrasse nur noch 10—20 m mächtig oder tektonisch ganz weggeschnitten. Es sind schwarzgraue, ziemlich weiche, grobschieferige Mergel mit vielen festern, länglichrunden oder unregelmässigen, etwas kalkigen Konkretionen, im untern und mittleren Teil meistens auch reich an gelblich anwitternden Linsen und dünnen Bänken von ziemlich hellgrauem, feinspätigem, von dunkeln Tonhäuten durchzogenem Kalk. Der Fossilreichtum ist wesentlich geringer als im südlichen Teil der Axendecke; doch kommt im untern und besonders im mittleren Teil *Exogyra Couloni*, Defr., noch ziemlich häufig, stellenweise, z. B. etwas nördlich von Neuenalp Oberstafel im obern Drittel der Mergelmasse, massenhaft vor. Ferner fand ich auf Neuenalp Oberstafel *Alectryonia rectangularis*, Roem., unbestimmbare *Terebrateln* und *Rhynchonellen*, *Serpula* und einen grossen *Belemniten*.

Im Valangienkalk kann man oberhalb der Hütten von Neuenalp Oberstafel folgendes Profil feststellen:

1. Etwa 40 m ziemlich hellgrau anwitternder Kalk, innen ziemlich hellgrau, feinspätig, in den untersten Lagen mit bräunlichen Tonhäuten und 5—10 cm dicken dunkelgrauen Mergelschieferzwischenlagen. Kieselknollen fehlen. Vereinzelte *Rhynchonellen*. Im mittleren Teile ziemlich viele plattzylindrisch gedrückte unbestimmbare Gebilde (Molluskengänge?).
2. Etwa 25 m hellgrauer feinspätiger Kalk ähnlich 1, im ganzen aber etwas heller, ohne Mergellagen, sehr reich an unregelmässigen schwarzen Kieselknollen, bis 30 cm dick, stellenweise schichtartige Massen von 5—15 cm Dicke bildend. Einzelne *Pecten Cottaldinus*, d'Orb., vereinzelte *Belemniten*. Die oberste Bank an einer Stelle ganz erfüllt von einer kleinen flachen Muschel, *Pecten (Entolium)*, sp. nov. cfr. *alpinus*, Mayer.
3. 5—6 m Pygurusschichten: Hellgrauer, spätiger Kalk, mit vielen vorragenden, gelblichen, in Schlieren und Nestern angeordneten Quarzkörnern, etwas bräunlich anwitternd, ohne Kieselknollen, stellenweise mit vielen kleinen gelben Kalksplitterchen. Vereinzelte *Rhynchonellen* und *Belemniten*. *Pygurus rostratus* wurde nicht gefunden. Ziemlich scharfe Grenze gegen schiefrigen Kieselkalk.

In den Bachfurchen nordöstlich von Beglingen findet man als Übergangsbildung zwischen Valangienmergel und Valangienkalk eine viele Meter mächtige Wechsellagerung von dunkeln Mergelschiefern mit dünnen, feinspätigen, von dunkeln Tonhäuten durchzogenen Kalkbänken.

c) Wiggisgruppe.

Auch hier bilden die Valangienmergel die Basis der Säntisdecke. Ihr unterer Teil fehlt daher wahrscheinlich meistens, und ihre Mächtigkeit ist nicht sehr gross (20—60 m) und schwankend. Ihr Fossilgehalt scheint hier noch geringer zu sein als östlich von der Linth. Die sonst so häufige *Exogyra Couloni* sah ich hier nirgends; auch die von Burckhardt entdeckte *Exogyra glaronensis*, die auf Wiggisalpeli stellenweise häufig sein soll, habe ich nicht beobachtet.

Am Nordfuss der Rieseten, auf der Passhöhe südlich von Lochberg, ist das Valangien infolge der hier beginnenden Verquetschung der Säntisdecke stark reduziert. Man findet dort über einer verkehrten Seewerkalklinse:

1. Etwa 20 m Valangienmergel; dunkelgraue sandige Mergelschiefer, im obern Teil reich an Knollen und dünnen Lagen von gelblich anwitterndem, feinkörnigem, muschelig brechendem Kalk mit vielen kleinen unbestimmbaren Müschelchen. Im obersten Teil *Anatina*, sp. ind. Allmählicher Übergang in
2. Valangienkalk, 20—25 m mächtig, hellgrau, feinspätig, etwas kieselig. Darüber Kieselkalk.

Im Zimmereggwald am Nordfuss des Fridlispitz kann man längs des nach Sonnenalp führenden Weges folgendes Profil beobachten:

1. Valangienmergel, auf Senonmergel (Oberurner Flysch) hinaufgeschoben; etwa 20 m weiche schwarze Mergelschiefer mit zahlreichen, meistens etwa 15 cm dicken, in regelmässigen Abständen eingelagerten Bänklein von gelblich anwitterndem, feinspätigem Kalk mit Tonhäuten und vielen kleinen glatten Müschelchen; die Kalklagen sind oft in Reihen von länglichen Linsen aufgelöst. Übergang in
2. Valangienkalk.
   a) Etwa 10 m hellgrauer, feinspätiger, dünnbankiger Kalk mit dünnen Mergellagen.
   b) 30—35 m hellgrauer, feinspätiger, ziemlich dickbankiger Kalk ohne Mergellagen.

Zwischen Näfels und dem Wiggisalpeli sind in den untersten Teil des Valangienkalkes wieder dünne Mergellagen eingeschaltet, und der obere Teil der Valangienmergel enthält wieder viele dünne Bänke und Linsen von gelblich anwitterndem feinspätigem Kalk mit kleinen Müschelchen, während der untere Teil mehr nur aus dunkelgrauen sandigen Mergelschiefern besteht.

Längs der neuen Oberseetalstrasse, die am Abhang westlich von Näfels auf langer Linie in das Valangien eingesprengt ist, kann man folgendes Profil beobachten:

1. Oberer Teil der Valangienmergel. Etwa 10 m grobschiefrige, dunkelgraue, sandige Mergel mit 10—20 cm dicken länglichrunden Knollen und Linsen von dunkelblaugrauem, feinkörnigem Kalk, die Mergel stark gefältelt und zerrüttet. Durch Zunahme des Kalkgehalts allmählicher Übergang in
2. 8—10 m dunkel blaugrauer, sehr feinkörniger und feinspätiger, etwas kiesliger, zäher Kalk, durch 1—3 cm dicke bräunliche Mergellagen in $1{,}_5$—2 m dicke Bänke geteilt.
3. Etwa 4 m dünne Kalkbänke wie 2, wechselnd mit dünnen zerknitterten Lagen von grobschiefrigen sandigen Mergeln.
4. 60—70 m sehr homogener, dunkel blaugrauer, feinkörniger und sehr feinspätiger, kiesliger Kalk, auffallend an Hauterivienkieselkalk erinnernd, aber hellgrau, mit einem Stich ins Bräunliche anwitternd, in durchschnittlich etwa 40 cm dicke Bänke geteilt; im mittlern und obern Teil eine Spur heller blaugrau als unten. Oben scharfe Grenze gegen eine 5—10 cm dicke bräunliche Mergellage, die mit unscharfer Grenze in den zu unterst etwas schiefrigen Kieselkalk übergeht.

   Trotz der ausgedehnten und lückenlosen Aufschlüsse konnte ich ausser einem Muschelquerschnitt keine Fossilien finden. Ferner fällt im Vergleich zum Profil von Neuenalp das fast völlige Fehlen der Kieselknollen und das Fehlen der Pygurusschichten auf.

Am Ostabhang des Rautispitz ist der Valangienkalk etwa 80 m, in der Büttenenwand unter der Auernalp 60—70 m mächtig. Die Valangienmergel bilden hier eine etwa 30 m hohe Terrasse.

In der Synklinale zwischen Säntis- und Rädertendecke, am Südabhang von Scheye, Breitkamm und Krautlistock, ist der Valangienkalk wie bei Näfels ein ziemlich hellgrau anwitternder, feinkörniger und feinspätiger, etwas sandig anzufühlender Kalk, ohne Kieselknollen, im ganzen aber heller als bei Näfels, doch wesentlich dunkler als Schrattenkalk, mit dem er früher verwechselt wurde. Ferner ist er hier ziemlich dünnbankig, in den untern Lagen sogar dünnplattig geworden, was jedoch vielleicht zum Teil durch die verkehrte Lagerung bedingt ist. Einige Meter bräunlichgrau anwitternde sandige Kalkschiefer bilden den Übergang zu den Valangienmergeln. Diese bestehen aus dunkelgrauen, sandigen Mergelschiefern mit vielen lebhaft gelb anwitternden, schiefrigen, von dunkeln Tonhäuten durchzogenen hellgrauen Kalkplatten. Petrefakten wurden darin bisher nicht beobachtet.

9. Rädertendecke.

Die im Oberseetal und Ahornental aufgeschlossenen Valangienmergel ruhen als tiefstes Schichtglied der Rädertendecke auf dem zwischen Säntis- und Rädertendecke eingewickelten Wildflysch. Die Aufschlüsse auf Sulzalp und am Nordostabhang des Brünnelistocks zeigen ihre untern und mittleren Teile als 50—60 m mächtige, weiche dunkelgraue Mergel mit grauen, von schwarzen Tonhäuten durchzogenen Kalkmergeleinschlüssen und zahlreichen dünnen, rasch auskeilenden Lagen und reihenweise angeordneten länglichen Linsen oder parallelepipedischen Brocken von gelb anwitterndem, feinkörnigem Kalk. Der mittlere Teil der Mergelmasse ist überall ziemlich reich an *Exogyra Couloni*. In einer Runse am Ostabhang des Lachenstocks (südlich vom Wort Sulzalp der Karte) fand ich überdies *Alectryonia rectangularis* und zwei grosse *Ammoniten*, die leider nicht bestimmbar waren, in der Bachfurche westlich von Sulzboden auch *Serpula*röhren und verschiedene Muscheln.

Der obere Teil der Valangienmergel ist hier durch Schutt verhüllt, dagegen nördlich von Ahornenalpli im verkehrten Schenkel des Rädertenstirngewölbes gut aufgeschlossen in Form von dünnen, knollig-plattigen, von Tonhäuten durchzogenen Kalklagen, die durch dünne, braun anwitternde, sandige dunkle Mergellagen getrennt werden.

Am Längeneggpass sind die Valangienmergel als Antiklinalkern der Rädertendecke zu bedeutender Mächtigkeit angewachsen. Ihr mittlerer Teil enthält westlich von der Passlücke und auf den beidseitigen Abhängen in grosser Menge *Exogyra Couloni*, d'Orb.; ferner fand ich hier *Alectryonia rectangularis*, Roem., *Terebratula Moutoniana*, d'Orb., *Pecten (Neithea)* cfr. *Valanginiensis*, Pict. et Camp., *Astarte Marcousana*, Pict. et Camp., *Lima*, sp.

Am Südrand der Rädertendecke, im Gebiet der Alp Längenegg, scheinen die Valangienmergel nach der Geologischen Karte mehrere hundert Meter mächtig zu sein. Bedenkt man aber, dass das Synklinalknie der Säntisdecke nicht sehr tief unter der Oberfläche im Innern der Mergelmasse stecken muss (vgl. Profil 12), so muss man annehmen, ihre einfache Mächtigkeit sei wesentlich geringer; immerhin wird sie 100 m übersteigen. Wahrscheinlich sind hier auch nur die Valangienmergel im engern Sinne vorhanden und nicht auch noch die Öhrlimergel; denn südlich von Kengel (Unter-Längenegg) zeigen sie schon dicht über den Nummulitenschichten der Axendecke die lithologische Beschaffenheit der echten Valangienmergel und enthalten zahlreiche Exemplare von *Exogyra Couloni*. Diese Auster ist hier durch einen wohl 100 m mächtigen Mergelkomplex hinauf sehr häufig, am häufigsten in den weichen dunkeln Mergeln und in den etwas festen kalkigen Mergelplatten, spärlicher in den feinkörnigen Kalklagen. Die Valangienmergel enthalten hier auch *Serpula*röhren und vereinzelte *Pecten*.

Der Valangienkalk ist im verkehrten Schenkel des Stirngewölbes der Rädertendecke am Südabhang von Tierberg und Bärensolspitz etwa 30—50 m, im Scheitel des Gewölbes am Ostfuss des Scheinbergs über 50 m mächtig. Das Gestein ist immer noch ein ziemlich hellgrauer, sehr gleichförmig feinspätiger, feinkörniger Kalk, ohne Kieselkonkretionen und anscheinend ohne Makrofossilien, noch ziemlich dickbankig, zeigt aber durch gelbliche Anwitterungsfarbe und das vorerst nur spärliche Auftreten von dunkeln Tonhäuten eine Annäherung an die Facies des Diphyoideskalkes.

Am Ostfuss von Brünnelistock und Zindlenspitz ist der Valangienkalk über 60 m mächtig, ausgesprochen gelbgrau angewittert und bereits ziemlich dünnschichtig.

An der Ostecke des Rädertenstocks ist die Mächtigkeit des Valangienkalks auf etwa 30 m und in den Aufschlüssen am Südfusse des Ochsenkopfs und bei Richisau, wahrscheinlich zum Teil infolge tektonischer Quetschung, auf 10—20 m zurückgegangen. Er ist hier bereits überall in der mergeligen Facies des Diphyoideskalkes ausgebildet.

Im Bachbett östlich vom Gasthaus Richisau findet man über dem stark dynamometamorphen Schrattenkalk der Richisauer Zwischendecke:

1. Etwa 20 m Valangienmergel: dunkelgraue sandige Mergelschiefer (grösstenteils durch Schutt verhüllt), oben mit dünnen Kalklagen mit schwarzen Tonhäuten. Allmählicher Übergang in
2. 15—20 m Valangienkalk, lebhaft gelbgrau anwitternd, unvollkommen schiefrig, innen ziemlich hellgrau, feinspätig, mit dunkeln Häuten auf den Ablosungen und mit zu unterst häufiger werdenden dünnen, dunkelgrauen Mergellagen, fossilleer. — Darüber schiefriger Kieselkalk.

Östlich von Schweinalp, im verkehrten Mittelschenkel zwischen Rädertendecke und Drusbergdecke, ist der Valangienkalk als typischer Diphyoideskalk ausgebildet, gelblich anwitternd, dünnplattig bis schiefrig, inwendig ziemlich hellgrau, mit dunkeln Tonhäuten, an Seewerkalk erinnernd. Nordwestlich von Hinter-Richisau ist er kaum 5 m mächtig, bei P. 1491 m aber schwillt er zu grösserer Mächtigkeit an.

10. Drusbergdecke.

In einer scheinbaren Mächtigkeit von vielen hundert Metern erfüllen die Valangienmergel im Gebiet von Richisau, Schweinalp und Pragelpass den Raum zwischen der Stirn der Axen-Silberndecken, der Drusbergdecke und dem Synklinalknie der Rädertendecke. Der tektonischen Verhältnisse wegen ist jedoch eine genaue Beurteilung ihrer wahren Mächtigkeit schwierig, besonders auch deshalb, weil die Natur der Richisauer Zwischendecke nicht abgeklärt ist. Da diese Decke in den obern Teil dieser Mergelmasse eingeschaltet ist, kann letztere nicht als ein tektonisch und stratigraphisch einheitliches Gebilde betrachtet werden. Bei Richisau und am Pragelpass wird man ihren untern und mächtigeren Teil der Richisauer Zwischendecke und nur den schwächern obern Teil der eigentlichen Drusbergdecke zuteilen müssen; dagegen darf man die grosse Valangienmergelmasse von Schweinalp wohl ganz als Antiklinalkern der Drusbergdecke betrachten.

Im Valangienprofil am Südabhang des Schwarzstocks nördlich von der Pragelpasshöhe betrachtet Arnold Heim (**262**, p. 614) den über 100 m mächtigen untern Teil der Mergelmasse als Palfrisschiefer, also als Äquivalent von Öhrlimergel und Öhrlikalk, und nur die obersten 60 m, bestehend aus dunkelgrauen Mergeln mit dünnen gelblichen feinkörnigen Kalklagen als eigentliche Valangienmergel. Auffällig ist, dass hier die Austern, die auf Längenegg noch massenhaft vorkommen, völlig verschwunden sind. Dagegen findet man $1{,}_5$ km westlich vom Pragelpass südlich von der Schutzhütte Grubi im Bett des Starzlenbachs, wo der Seewerkalk der obern Silberndecke in merkwürdiger Weise in Form einer 5—10 m dicken, stark gequetschten und calcitisierten Bank in die Valangienmergel hineingreift (Figur 35, p. 135), in ihrem aus einem Wechsel von dünnen gelben mergeligen Kalkbänken mit dunkeln weichen Mergelschiefern bestehenden untersten Teil zahlreiche Exemplare von *Exogyra Couloni*, d'Orb. Ferner fand ich dort:

Belemnites (Duvalia) Orbignyana, Duval, mehrere Exemplare.
Pecten (Chlamys) Archiacianus, d'Orb., mehrere Exemplare.
Terebratula Moutoniana, d'Orb.
Terebratula cfr. *subsella*, Leym.
Serpula, sp. ind., in Menge.

Fauna und Gesteinscharakter gestatten den Schluss, dass hier der tiefste Teil der Mergelmasse zu den echten Valangienmergeln und nicht zum Äquivalent der Öhrlischichten gehört.

Nach Arnold Heim (in Hauswirth, **262**, p. 614/615) ist der Valangienkalk nördlich von der Pragelpasshöhe in folgender Weise ausgebildet: Über Valangienmergel:

1. 2 m dünnschiefriger, feinkörniger Kalk mit rötlichen Schlieren und einzelnen harten dünnen Kalkschichten. Übergang in
2. Etwa 15 m typischer Diphyoideskalk, hell gelblichbraun anwitternd, dünnplattig bis schiefrig, innen sehr feinkörnig und hell aschgrau. Übergang in
3. Etwa 12 m schiefrig-plattiger Kalk, bläulichgrau anwitternd, dicht, innen aschgrau, an Seewerkalk erinnernd; mit tonigen Ablosungen, oben plattig, die Platten meist 2—5 cm dick. Darin *Aptychus Didayi*, Coq.
4. 4 m hellgrau anwitternde Kalkschiefer. Oben scharfe Grenze gegen den Kieselkalk.

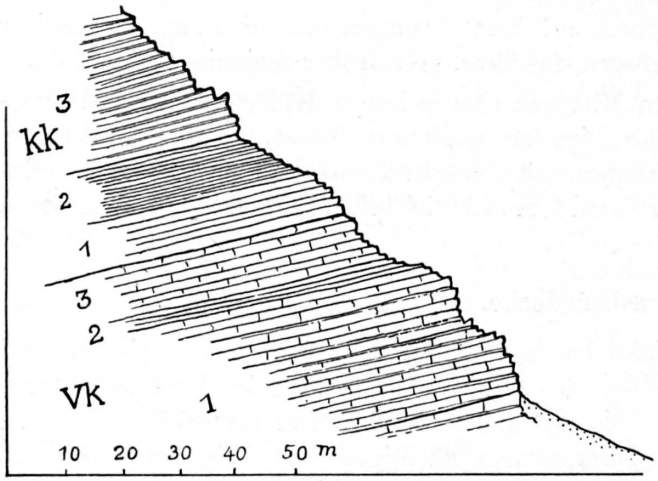


Fig. 67. **Profil am Südostfuss des Fläschberges (Fluhbrigkette).**
VK 1-3 = Valangienkalk; KK 1-3 = Kieselkalk.

Die Gliederung des Valangienkalks in einen gelblich anwitternden untern und einen hellgrau anwitternden obern Teil ist überall im südlichen Teil der Fluhbrigkette zu beobachten. Am Südfuss des Fläschberges, nördlich von P. 1606 m, notierte ich folgendes Profil (Figur 67):

1. Etwa 25 m typischer Diphyoideskalk, gelblichgrau anwitternd, innen ziemlich hellgrau, feinspätig, dünnplattig, mit dunkeln Häuten auf den Ablosungen (unterster Teil nicht aufgeschlossen).
2. 2 m gelblich anwitternder Kalk wie 1, aber dünnplattiger infolge reichlicheren Gehalts an Tonhäuten.
3. Etwa 8 m hell bläulichgrau anwitternder Kalk, ziemlich dicht, dünnplattig, reich an dunkeln Ablosungen. Scharfe Grenze gegen den Kieselkalk.

Wie in den östlichen Churfirsten und in der Alviergruppe, so ist der Diphyoideskalk auch in der Fluhbrigkette sehr fossilarm. Mösch (**379,** p. 272) und Burckhardt (**134,** p. 47—51) führen zwar aus dem «Berrias» des Pragelpassgebietes eine ziemlich artenreiche Fauna an. Ich konnte jedoch im Valangienkalk dieser Gegend bloss ein Exemplar der *Pygope (Terebratula) diphyoides*, d'Orb., und einige Aptychen, darunter *Aptychus Seranonis*, Coquand, finden.

Das Valangien der Drusbergdecke setzt sich westlich von Muotatal durch das Tal von Riemenstalden bis nach Sisikon am Vierwaldstättersee fort und ist dort nach der Darstellung von Arbenz (**174,** p. 8—12) ähnlich ausgebildet wie am Pragel. Die Valangienmergel sind in einer Mächtigkeit von 20—50 m erhalten, und der Diphyoideskalk ist 40—60 m mächtig. Die Fauna ist ziemlich artenreich, aber arm an Individuen. *Exogyra Couloni* scheint hier den Valangienmergeln zu fehlen.

b) Facies.

Die durch Reichtum an *Exogyra Couloni* ausgezeichneten Valangienmergel sind nach Arnold Heim (**228,** p. 449—450) eine typische neritische Bildung der litoralen oder sublitoralen Schlammzone, da die Austern der Gegenwart in der Regel in Tiefen von weniger als 150 m leben und auch die häufigen Bryozoen der Valangienmergel zur neritischen Fauna gehören. Aus dem regelmässigen Wechsel von Kalklagen mit Mergeln und dem Fehlen von grobsandigen Beimengungen darf auf eine ruhige und gleichmässige Ablagerung des Kontinentalschlammes geschlossen werden. Das Sterilwerden im südöstlichen Faciesgebiet deutet auf eine Vertiefung des Meergrundes hin.

Der Valangienkalk des ursprünglich nördlichen Gebietes (autochthones Gebiet bis Nordrand der Säntisdecke) ist ein vorwiegend zoogener Kalk mit Austern, Echinodermenbreccien und groben Quarzkörnern (Pygurusschichten des obern Valangien). Er besitzt also einen neritischen

Charakter. Wie Arnold Heim (**228,** p. 439) betont, enthält er aber zum Unterschied gegenüber Schrattenkalk und Öhrlikalk keine Korallen und Nerineen und darf daher nicht als Riffkalk bezeichnet werden. Schon im westlichen Teil der Säntisdecke beginnt der neritische Charakter zurückzutreten, indem die Austern und groben Echinodermenbreccien verschwinden. Der Diphyoideskalk des südlichen Faciesgebietes (Alviergruppe, Räderten- und Drusbergdecke) ist ein mehr oder weniger toniger Kalkabsatz, der wahrscheinlich nur zum kleinern Teil aus zerriebenen Organismenresten besteht und der Hauptsache nach als chemischer Niederschlag betrachtet werden darf. Er ist nach seiner lithologischen Beschaffenheit und dem Charakter seiner Fauna (Fossilarmut, Fehlen der neritischen Fauna, Vorkommen von Aptychen) eine bathyale Bildung.

c) Faciesänderungen.

Im ganzen ursprünglich nördlichen Teil des Faciesgebietes, mit Ausnahme der Glarnerdecke am Schild, und zwar im E bis in den nördlichen Teil der Säntisdecke, im W aber nur bis zum mittleren Teil der Axendecke, fehlen die Valangienmergel, so dass der Valangienkalk mit scharfer Diskontinuität auf dem Öhrlikalk ruht. Der Valangienkalk ist hier ein ausgesprochen neritischer, zoogener, grobspätiger Kalk von hell bräunlicher Anwitterungsfarbe und geringer bis mässig grosser Mächtigkeit. Im Autochthonen ist er meistens 5—15 m, nur ausnahmsweise über 20 m, im parautochthonen Gebiet meistens nur 4—8 m, nur selten über 10 m mächtig. In der Glarnerdecke steigt die Mächtigkeit auf 15—20 m an, in der Mürtschendecke nimmt sie östlich von der Linth gegen S allmählich von 20 bis 30 m zu, westlich von der Linth aber sinkt sie in der Wiggisgruppe auf 20—18 m und nimmt bis zum Nordrand der Axendecke in der Deyenkette auf 15—10 m ab. In diesem ganzen ursprünglich nördlichen Gebiet sind die Pygurusschichten weder lithologisch noch durch besondere Fauna erkennbar, aber stratigraphisch wahrscheinlich doch vorhanden, da, wenigstens in der Glarner- und Mürtschendecke, nach oben ein allmählicher Übergang in den Kieselkalk stattfindet.

Im mittleren Teil der Axendecke (Nordwand des Glärnisch), im NE jedoch erst in der Säntisdecke (mittlerer Teil der Säntisgruppe) treten zum erstenmal die Valangienmergel in petrefaktenreicher Facies (Coulonifacies) auf. Sie wachsen rasch von etwa 20 m in der Nordwand des Glärnisch auf über 100 m im Kratzerengrat an, ebenso im südlichen Säntis und nördlichen Teil der Churfirstengruppe. In der Thurgruppe (Säntisdecke) werden sie dann südwärts in den östlichen Churfirsten und in der Alviergruppe steril und gehen auf etwa 50 m zurück. Südlich vom Walensee und westlich von der Linth mag im Gebiet der Säntis-Drusbergdecke ihre ursprüngliche Mächtigkeit 60 bis über 100 m gewesen sein; ihr unterer Teil ist jedoch hier tektonisch weggeschnitten. Ihr Fossilreichtum wird auch hier gegen S geringer, ist aber stellenweise (Neuenalp, Rädertendecke) noch ziemlich gross.

Der Valangienkalk bleibt durch die Axendecke und ihre obern Zweigdecken hindurch immer noch ein ziemlich grobspätiger Echinodermenkalk, enthält hier im mittlern und obern Teil zahlreiche Kieselknollen und endigt oben vom mittleren Teil der Axendecke an mit deutlich ausgebildeten Pygurusschichten. Die Mächtigkeit nimmt vom Nordrand der Axendecke an südwärts rasch zu und erreicht in der obern Silberndecke ein Maximum mit über 100 m. Er gliedert sich hier in einen mächtigern untern, braun anwitternden und einen weniger mächtigen obern, hellgrau anwitternden Teil. Im nordöstlichen Teil der Säntisdecke (Säntisgebirge und nördlicher Teil der Churfirsten) ist er in ähnlicher Weise ausgebildet wie im südlichen Teil der Axendecke und ihren obern Zweigdecken, mit dem Unterschiede, dass dort der hellgraue obere Teil des Valangienkalks gegenüber dem bräunlich anwitternden untern Teil überwiegt. Bei Betlis erreicht er ein Maximum mit etwa 80 m Mächtigkeit. In der Säntisdecke des Linthgebietes (Neuenalp und Wiggisgruppe) ist der Valangienkalk zu einem durchwegs hellgrau anwitternden, feinspätigen, kiesligen Kalk geworden, dessen Gehalt an Kieselknollen westwärts rasch abnimmt. Die Pygurusschichten sind nur noch im östlichen Teil ausgebildet. Vom mittleren Teil der Churfirsten und von der Nordstirn der Rädertendecke an gegen S wird der neritische, spätige und kieselreiche Valangienkalk zum bathyalen, schieferigen und mergeligen Diphyoideskalk, dessen Mächtigkeit zwischen 20 und 60 m schwankt.

d) Landschaftlicher Charakter.

Im ursprünglich nördlichen Faciesbezirk spielt das Valangien im Landschaftsbilde wegen der geringen Mächtigkeit des Valangienkalks und des Fehlens der Valangienmergel keine grosse Rolle. In der Ringelkette, in den Grauen Hörnern und am Calanda fällt der Valangienkalk als ein gelbbraunes, massiges, oft über den dünnschichtigen obersten Öhrlikalk vorspringendes Felswändchen auf. Viel auffallender ist er im mittleren Faciesbezirk (Axendecke und Säntisdecke), wo er als massige, wenig gegliederte, hellbräunliche oder hellgraue Wand sich einerseits von der mit Vegetation, Schutt oder Firn bedeckten Terrasse der Valangienmergel, andererseits von den düstern, von vielen Erosionsrinnen durchfurchten Kieselkalkwänden abhebt. Auf Flächen mit geringer Neigung (z. B. im Silberngebiet) bilden sich im neritischen Valangienkalk auch rauhe Karren aus.

e) Technische Verwendung.

Innerhalb meines Untersuchungsgebietes haben die Valangienschichten bisher keine grosse Verwendung gefunden. Am Nordufer des Walensees wird an einigen Stellen der sehr widerstandsfähige Valangienkalk als Pflasterstein und zur Gewinnung von Strassenschotter gebrochen. Für die gleichen Zwecke wird der Valangienkalk der Säntisdecke seit 1922 in einem Steinbruch am Westrande des Dorfes Näfels ausgebeutet.

B. Neocomien.

Kieselkalk, Altmannschichten und Drusbergschichten.

(Hauterivien und unteres Barrémien.)

a) Benennung, Gliederung und geologisches Alter.

In Studers Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz (**61**), 1872, wird unter der Bezeichnung Neocomien der ganze Schichtenkomplex zwischen dem Valangien und dem Urgon (Schrattenkalk) zusammengefasst. In diesem Sinne ist der Name Neocom bis in die neuere Zeit in vielen Arbeiten über die östlichen Schweizeralpen verwendet worden. Von einzelnen Autoren wurde zwar der Kieselkalk ganz oder teilweise noch zum Valangien gerechnet, so von Baltzer in seiner Glärnischmonographie (**62**), zum Teil auch von Burckhardt in der Monographie der Kreideketten zwischen Klöntal, Sihl und Linth (**134**). In dem grossen Werke über das Säntisgebirge von Albert Heim und seinen Mitarbeitern (**176**) wird der ganze Kieselkalk in die Bezeichnung Neocom eingeschlossen, und Blumenthal (**251**) fasst unter diesem Namen sogar die ganze unter dem Schrattenkalk liegende untere Kreide zusammen. In den neuesten Arbeiten dagegen, z. B. in Arnold Heims Monographie der Churfirsten-Mattstockgruppe (**228**) und in Buxtorfs Erläuterungen zur Geologischen Karte des Bürgenstocks (**226**) und zur Geologischen Karte der Rigi-Hochfluhkette (**272**) finden wir die Bezeichnung Neocom nicht mehr, da durch die neuen Arbeiten von Arnold Heim, Buxtorf, Baumberger, Tobler das geologische Alter der einzelnen Schichtgruppen genauer festgestellt, namentlich auch die Grenze von Hauterivien und Valangien mit aller Schärfe bestimmt worden ist. Wenn ich in dieser Arbeit trotzdem den alten Namen Neocom noch beibehalte, so geschieht dies lediglich aus praktischen Gründen, um für den im Landschaftsbilde, namentlich im autochthonen Gebiet und in den tieferen Decken, gewissermassen als eine lithologische Einheit auftretenden Schichtenkomplex einen zusammenfassenden Namen zu besitzen und um die Beschreibung etwas knapper gestalten zu können.

Das Neocom gliedert sich nach der Gesteinsfacies in folgende Abteilungen:

1. Kieselkalk (Hauterivien). Dunkelgrauer, kieseliger, feinspätiger Kalk mit schwarzbrauner bis rostbrauner, porös-schwammig verwitterter sandiger Oberfläche, meistens, besonders im mittleren und oberen Teil, mehr oder weniger reich an rundlichen Kieselknollen, deutlich gebankt. Im ganzen

arm an Petrefakten: *Toxaster complanatus*, Lor. (= *T. retusus*, Lam.), Belemniten, Austern. Die untersten Schichten sind in den höhern Decken schiefrig ausgebildet.

2. Echinodermenbreccie (Hauterivien). Grobspätiger Kalk mit Glaukonitkörnern, gelblichbraun anwitternd, unten allmählich in den Kieselkalk übergehend. Vereinzelte Exemplare von *Exogyra aquila*, d'Orb. (= *Exogyra sinuata*, Sow.), Seeigel. Einige Meter mächtig.

3. Altmannschichten (unteres Barrémien). Glaukonitreiche Kalkbänke mit Mergellagen, stellenweise mit Cephalopoden des untern Barrémien; meistens nur 1—3 m mächtig.

4. Drusbergschichten (unteres Barrémien). Bräunlichgrau anwitternde, dunkelgraue Mergelschiefer mit knolligen, mergeligen bis schrattenkalkähnlichen Kalkbänken, mehr oder weniger reich an *Exogyra aquila*, d'Orb. Die Schichtgruppe gliedert sich in einen untern, vorwiegend mergeligen Teil mit im ganzen spärlichen Austern und in einen oberen, mehr kalkigen und petrefaktenreichern Teil.

Der Name Kieselkalk ist von Kaufmann in seiner Monographie des Pilatus («Beiträge», Liefg. 5, 1867) eingeführt und seither in allen Arbeiten über unser Untersuchungsgebiet für den düster anwitternden Kalk im Hangenden des Valangienkalkes verwendet worden. Die mit ihm lithologisch eng verbundene Echinodermenbreccie hat noch keinen Lokalnamen erhalten, obschon sie durch das ganze helvetische Faciesgebiet hindurch, vielleicht mit Ausnahme einzelner Teile des autochthonen Gebietes, einen konstanten Horizont bildet.

Die Altmannschichten haben ihren Namen von Arnold Escher von der Linth nach ihrem Vorkommen am Altmann im Säntisgebirge erhalten. Baltzer beschreibt sie unter demselben Namen in seinem Werke über den Glärnisch, vertritt aber die Ansicht, dass sie am Glärnisch keinen scharfen Horizont bilden. Burckhardt (**134**) bezeichnet dieselben Schichten mit dem Namen Cephalopodengrünsand.

Nach ihrer mächtigen Entwicklung am Drusberg sind die Schiefer und Mergelkalke im Liegenden des Schrattenkalks von Arnold Escher von der Linth Drusbergschichten genannt worden. Baltzer verwendete die Bezeichnung auch in seiner Monographie des Glärnisch, belegte aber irrtümlicherweise auch die Valangienmergel mit demselben Namen. Burckhardt (**134**) gab der Schichtgruppe keinen einheitlichen Namen; er nannte die austernführenden schrattenkalkähnlichen Kalke in ihrem oberen Teil Coulonischichten und die in seiner «Nordfacies» (Gebiet der Säntis-Drusbergdecke) darunterliegenden Kalkbänke mit Mergelzwischenlagen Spatangenkalk. Letztere Bezeichnung war nicht sehr passend, da Spatangen im Kieselkalk zahlreicher vorkommen als in den Drusbergschichten. Auch der Name Coulonischichten musste fallen gelassen werden, nachdem sich gezeigt hatte, dass die in den Drusbergschichten massenhaft auftretende Auster nicht die echte *Exogyra Couloni*, d'Orb., ist. Neuerdings wird auch der dafür von Arbenz (**174**) und Buxtorf (**226**) verwendete Name «Sinuataschichten» wieder angefochten, da jene Auster nicht als *Exogyra sinuata*, sondern als *E. aquila* benannt werden sollte (vgl. **228**, p. 390). Die Grenzschichten zwischen Drusbergschichten und Schrattenkalk könnten höchstens in dem zur Säntis-Drusbergdecke gehörenden Teile unseres Untersuchungsgebietes als «Sinuataschichten» oder «Aquilaschichten» bezeichnet werden, da in den tiefern Decken austernreiche Bänke auch im mittleren und unteren Teile der Drusbergschichten vorkommen. Als einheitliche Bezeichnung für die ganze Schichtserie zwischen Altmannschichten und Schrattenkalk hat sich der Name Drusbergschichten nun allgemein eingebürgert.

Nach der Untersuchung von E. Baumberger (**195**, p. 26—30) ist die Fauna der von Arnold Heim am Mattstock entdeckten, zwischen den Pygurusschichten des oberen Valangien und dem Kieselkalk liegenden Rahbergschicht eine typische Hauterivienfauna. Es reicht also das Valangien nicht mehr, wie früher vielfach angenommen wurde, in den Kieselkalk hinauf. Burckhardt hat zuerst (**134**) hervorgehoben, dass die Fauna der Altmannschichten eine Barrémienfauna ist, und seither hat sich die Ansicht befestigt, dass diese Schichtgruppe zum untern Barrémien gehört. Auch die Drusbergschichten werden von allen neueren Autoren (Tobler, 1899, Arbenz 1905, Buxtorf 1905, Arnold Heim 1907) dem Barrémien zugeteilt. Da von der Basis des Kieselkalks bis zu den Altmannschichten Kontinuität der Ablagerung herrscht, die Seeigel des Kieselkalks Hauterivien-

formen sind und erst in den Altmannschichten typische Barrémienformen auftreten, so muss der Kieselkalk das gesamte Hauterivien umfassen. Die zwischen Kieselkalk und Altmannschichten liegende Echinodermenbreccie wird allgemein auch noch zum Hauterivien gerechnet.

b) Spezialprofile.

1. Autochthones Gebiet.

In den nördlichsten der im Hintergrunde des Linthtales auftauchenden autochthonen Falten fehlt das Neocom noch völlig. Es war ursprünglich wohl auch hier vorhanden, wurde aber während der langen Festlandsperiode, die der Ablagerung des Mitteleocäns voranging, wieder abgetragen. Die nördlichsten Neocomreste gehören der liegenden Falte an, die zwischen Unter- und Ober-Baumgartenalp am Westabhang des Nüschenstocks aufgeschlossen ist. Am äussern Rande der Terrasse von Ober-Baumgarten findet man nördlich vom Wildwüstibach (vgl. Tafel 26, Figur 5) den grobspätigen Valangienkalk rasch in ein ziemlich dunkelgraues, von dünnen Tonlamellen durchzogenes und daher schiefriges, schwach glaukonitisches Gestein übergehen. Es enthält ziemlich viele Muschelreste, darunter eine pectenartige Muschel. Es wittert im allgemeinen grünlichbraun bis rostbraun an, zeigt aber in einzelnen Aufschlüssen die für den Hauterivienkieselkalk typischen Verwitterungserscheinungen: schwärzlichgraue Anwitterungsfarbe und länglich-elliptische Aushöhlungen und Rillen, die durch dünne rundliche vorragende Leisten getrennt sind. Die Mächtigkeit kann nach den vorhandenen Aufschlüssen höchstens 4—5 m betragen. Die Drusbergschichten sind nicht vorhanden; über dem Kieselkalk folgen unmittelbar weiche Mergelschiefer des Mitteleocäns.

In der nächstfolgenden, oberhalb der Terrasse von Ober-Baumgarten durchstreichenden Falte ist das Neocom bereits vollständiger ausgebildet. Am Torkopf (P. 2060 m am Kistenpassweg) findet man über dem Valangienkalk (Figur 64, p. 277):

1. Kieselkalk: 6 m schwarzgrau angewitterter, inwendig dunkel blaugrauer Kalk mit kleinen vorragenden länglichen Knollen und Wülsten, dünnplattig (wohl infolge Quetschung), zu oberst in eine dünne bräunliche Echinodermenbreccienbank übergehend.

2. Drusbergschichten:

a) 6 m dunkelgraue Mergelschiefer;

b) 3 m gelblichgrau anwitternder, hellgrauer Kalk mit vereinzelten Austern («Sinuataschichten»). — Darüber Schrattenkalk.

Nach S hin beobachtet man ein deutliches Anwachsen beider Abteilungen des Neocoms. Am Südrande des Plateaus der Muttenalp mag es im ganzen etwa 30 m mächtig sein. Der sehr typisch ausgebildete dunkel blaugraue Kieselkalk enthält hier stellenweise viele rostbraun verwitterte Pyritknollen. Die gelblichbraun anwitternden, mergeligen Kalkbänke der Drusbergschichten sind sehr reich an verkieselten Schalen von *Exogyra aquila*, d'Orb. (= *E. sinuata*, Sow.), und enthalten auch zahlreiche *Spongien*, nicht selten auch *Alectryonien*. Während am Muttenkopf die Drusbergschichten noch direkt von den Nummulitenschichten überlagert werden, stellt sich etwa 500 m östlich davon der Schrattenkalk als Hangendes derselben ein.

Südlich vom Kistenstöckli stellte Arnold Heim (**217**, p. 25) folgende Schichtreihe fest:

1. 15 m grobbankiger, etwas glaukonitischer Kieselkalk;
2. 3 m sandige Echinodermenbreccie mit glaukonitischen Schlieren, mit glaukonitischem Kalk abschliessend, der vielleicht das Äquivalent der Altmannschichten darstellt;
3. 9 m Drusbergmergel mit zerstreuten Exemplaren von *Exogyra aquila*;
4. 4 m hellgraue Kalkbänke mit mergeligen Zwischenlagen, die Kalkbänke erfüllt von *Exogyra aquila*.

Im autochthonen Gebiet der Claridenkette auf der Westseite des Linthtales ist auf der Geologischen Karte der Glarneralpen einzig in der Umgebung der Claridenhütte am Altenorenstock Neocom angegeben. Der Untergrund der Hütte, der Kamm und der Südabhang des Altenorenstocks

werden von einer ziemlich mächtigen Folge von bräunlich anwitternden, etwas spätigen, blaugrauen oder bräunlichgrauen Kalken gebildet, deren Oberfläche rauh ist von massenhaften Petrefaktentrümmern. Durch seinen Habitus und die Fossilreste, unter denen namentlich viele *Spongien, alectryonia*artige Formen, einzelne *Rhynchonellen* und *Serpula* auffielen, erinnerte mich das Gestein an Drusbergschichten. Da aber Bänke mit massenhaften Exogyren fehlen und sein Liegendes nicht durch deutlichen Kieselkalk, sondern durch einen hellgrauen, körnigen Kalk vom Aussehen des Öhrlikalks gebildet wird, so gehören jene Gesteine wohl eher zum Valangienkalk.

In der Sedimentdecke, welche die zentralmassivischen Gesteine in der Umgebung von Vättis bedeckt, ist das Neocom überall vorhanden, aber schwach ausgebildet. Nach Tolwinski (**236,** p. 15—20) erreicht zwar der Kieselkalk in der Schlucht des Tersolbaches eine Mächtigkeit von 20 bis 23 m, bei Mapragg eine solche von 15 m; allein auf Alp Ladils schätzte ich seine Mächtigkeit auf bloss 5—6 m. Er ist infolge Tongehalts stets etwas schiefrig ausgebildet und tritt daher im Landschaftsbilde wenig hervor, besitzt aber die für den Kieselkalk charakteristische schwarzgraue Anwitterungsfarbe. Er scheint überall von einer mehrere Meter (am Westrande von Ladils bis 10 m) mächtigen hellbraun anwitternden Echinodermenbreccie überlagert zu sein. Altmannschichten wurden bisher nicht beobachtet. Die Drusbergschichten sind 5—10 m mächtig und bestehen grösstenteils aus gelblichbraun anwitternden, mergeligen, plattigen oder grobschieferigen Kalken mit ziemlich vielen Echinodermensplittern und verkieselten Austernschalen, die im untern, mehr mergeligen Teil nur vereinzelt vorkommen, im mittleren und oberen kalkigen Teil lagenweise gehäuft sind.

2. Parautochthone Falten.

In der Kaminspitzfalte im nördlichen Teil der Calandakette ist das Neocom noch fast gleich ausgebildet wie im autochthonen Gebiet bei Vättis. Der Kieselkalk ist sehr wenig, anscheinend höchstens 5 m mächtig und erscheint in den spärlichen Aufschlüssen als ein schwärzlichbraun bis grünlichbraun anwitternder, innen dunkelgrauer bis blaugrauer feinkörniger, etwas toniger und daher plattiger bis grobschieferiger, schwach kieseliger Kalk. Viel besser als der Kieselkalk machen sich hier die Drusbergschichten bemerkbar. Südlich von Mastrils findet man sie am Abhang zwischen Isla und Patnal als eine 5—10 m mächtige Folge von bräunlich anwitternden weichen Mergelschiefern mit einzelnen 10—30 cm dicken dunkelgrauen mergeligen Kalklagen, die stellenweise reich sind an verkieselten Austernschalen. Am Kamme des Zweienspitz tritt der mittlere und obere Teil der Drusbergschichten als eine 6—8 m mächtige Folge von hellbraun anwitternden, etwas spätigen Kalkbänken mit massenhaften Austern auf. Ungeheure Mengen von verkieselten *Exogyra*schalen, zwischen welche auch einzelne *Alectryonien* eingestreut sind, erfüllen die obersten Bänke völlig, während sie in den untern Bänken mehr lagenweise gehäuft sind. Die Echinodermenkalkstufe und die Altmannschichten wurden weder von Blumenthal noch von mir beobachtet (vgl. **251,** p. 30—32). Sehr auffallend ist, dass am Kamme des Zweienspitz und südlich davon nicht nur der Schrattenkalk, sondern auch Kieselkalk und Valangienkalk fehlen, so dass die Drusbergschichten unmittelbar zwischen Öhrlikalk und Gault eingelagert sind. Da östlich davon, in den Abhängen südlich von Mastrils, alle Kreidestufen in der Kaminspitzfalte deutlich vorhanden sind, sind jene Lücken wahrscheinlich keine stratigraphische Erscheinung, sondern durch tektonische Verquetschung bedingt.

Auch in den parautochthonen Falten der Ringel-Segnesgruppe sind noch keine starken Faciesänderungen gegenüber dem autochthonen Gebiet bemerkbar. In der untersten der vier Falten (Orgelnfalte) ist der Kieselkalk immer noch wenige Meter mächtig und etwas schieferig. In der mittleren und oberen Falte (Miruttafalte und Tschepp-Flimsersteinfalte), also gegen das ursprünglich südliche Gebiet hin, macht sich ein deutliches Anwachsen der Mächtigkeit und eine Abnahme des Tongehaltes bemerkbar. Östlich von Ober-Lavadignas besteht er in der Miruttafalte aus einer etwa 10 m mächtigen Folge von ziemlich kompakten, dunkelgrauen feinkörnigen Kalkbänken, und in der Tscheppfalte schätzte ich seine Mächtigkeit am Westabhang des Tschepp auf etwa 15 m. Die Drusbergschichten sind, namentlich im mittleren und oberen Teil, überall vorwiegend kalkig ausgebildet. Die Mergellagen treten stark zurück gegenüber den meistens lebhaft gelblichbraun anwitternden,

etwas sandigen, knollig-plattigen bis unvollkommen geschieferten Bänken blaugrauen, meistens etwas spätigen Kalkes. Verkieselte Exogyraschalen sind in den Kalklagen fast überall reichlich zu beobachten; doch treten sie in der Regel nicht förmlich gesteinsbildend auf.

Die Kreide der Vorab-Flimserstein-Deckfalte kann sehr gut in der kräftig eingeschnittenen Erosionsnische studiert werden, welche die Karte im nördlichen Teil von Alp von Sagens südlich vom Bündnerbergfirn angibt. Ich notierte dort folgendes Neocomprofil: Über Valangienkalk folgt mit allmählichem Übergang:

1. Kieselkalk:
   a) Etwa 6 m schwarzbraun anwitternder, sehr feinkörniger, dunkelgrauer kiesliger Kalk, oft von dunkeln Tonhäuten durchzogen, mit feinsten Calcitsplitterchen, stellenweise reich an kleinen länglichrunden Kieselknollen, in den obersten 1—2 m oft etwas glaukonithaltig.
   b) 1—2 m bräunlichgrau, bisweilen hell gelbbraun anwitternder, inwendig dunkelgrauer Sandkalk mit feinen Quarzkörnern, breiten Kieselschnüren und verkieselten Petrefaktentrümmern, mit Pyritknollen; oft etwas glaukonithaltig.
2. 1—2 m bräunlichgrau anwitternde Echinodermenbreccie, rauh von vorragenden, streifenförmig angeordneten Quarzkörnern und verkieselten Schalentrümmern, etwas glaukonithaltig.
3. $0{,}_5$ m dunkelgrüner, etwas schiefriger, glaukonitreicher Kalk, die dunkelgrün angewitterte Oberfläche mit auffälligen gelbbraunen rostigen Streifen und Flecken, wie die Altmannschichten der höhern Decken sie zeigen. Die Schicht darf offenbar als Vertreter der Altmannschichten betrachtet werden.
4. Drusbergschichten. Plattige bis schieferige, inwendig dunkel bläulichgraue, feinspätige mergelige Kalke, schmutzig gelblichgrau anwitternd, mit vielen oft reihenweise angeordneten Pyritknollen, mit vielen, aber zerstreut oder in kleine Gruppen angeordneten Exemplaren von *Exogyra aquila*, Sow., deren verkieselte Schalen bisweilen eine Länge von 25—30 cm erreichen. Die Schichtgruppe bedeckt in einer Ausdehnung von mehreren km² den grössten Teil von Alp Nagiens und Alp von Sagens. Da die Schichten annähernd parallel mit der durchschnittlichen Neigung des rundhöckerig modellierten Abhangs fallen, ist ihre Mächtigkeit schwierig zu beurteilen. Sie mag 25—30 m betragen.

In der Griesstockdecke ist das Neocom, wie die Kreide überhaupt, wahrscheinlich infolge tektonischer Vorgänge, auffallend unregelmässig erhalten. Besser als an der Klausenstrasse, wo es zwischen Balm und Windeggen aufgeschlossen ist, lässt es sich am Ostabhang des Griesstocks studieren. Wir finden dort [1]) über grobspätiger Valangien-Echinodermenbreccie:

1. 2—10 m dunkelgrauer, feinkörniger dünnbankiger Kieselkalk, reich an Kieselknollen und mit Gruppen verkieselter *Toxaster*.
2. 1—6 m gelbbraun anwitternde Echinodermenbreccie mit vorragenden Quarzkörnchen und Echinodermenresten.
3. 1—2 m stark grünsandiger Kalk mit *Belemniten* (Altmannschichten).
4. 4—6 m Drusbergschichten; bräunliche oder dunkelgraue Kalkschiefer, zum Teil rauh sandig, sehr reich an verkieselten gelben Schalen von *Exogyra aquila*; auffallend häufig sind auch gelbe verkieselte Schwämme und Korallen. Übergang in Schrattenkalk.

Die ursprünglichen Mächtigkeiten lassen sich der starken tektonischen Störungen wegen, die in Clivage und kleinen sekundären Falten zum Ausdruck kommen, kaum mehr genau feststellen.

Am Südrande des Zirkus von Fisetenalp, nördlich unter dem Hergensattel, findet man in der ganz in Flysch eingewickelten verkehrt gelagerten Kreideserie, die nach meiner Ansicht aus dem parautochthonen Gebiet verschürft ist, unter einem hellgrauen Kalkband, das wahrscheinlich Öhrlikalk und Valangienkalk darstellt:

1. Etwa 10 m Kieselkalk mit düster brauner, rissig verwitterter Oberfläche, inwendig dunkel blaugrau, feinkörnig.

---

[1]) Vgl. die Angaben von Albert Heim in **184**, p. 413—418 und von W. Staub in **247**, p. 43—46.

2. $1{,}_5$ m lebhaft gelbbraun anwitternde feinspätige, von Glaukonitkörnern durchschwärmte Echinodermenbreccie.
3. 2—3 m Altmannschichten, dunkelbraun bis rostig violettrot anwitternd, glaukonitreich, oft unvollkommen schieferig.
4. Drusbergschichten:
   a) 2 m dunkelgraue, sandige Mergelschiefer.
   b) 4—5 m gelblichgrau anwitternder, inwendig ziemlich hellgrauer, von dünnen mergeligen Zwischenlagen durchzogener Kalk mit verkieselten Schalen von *Exogyra aquila*. Rascher Übergang in Schrattenkalk.

Die Mächtigkeiten mögen zum Teil mechanisch reduziert sein. Auch westlich vom Gipfel des Kammerstocks, z. B. beim Geisstritt oberhalb Kammeralp Oberstafel und am Südabhang des Turms (2164 m), liegt zwischen Kieselkalk und austernreichen Drusbergschichten eine mehrere Meter mächtige glaukonitreiche Kalkbildung mit einzelnen Austernschalen.

3. Wagetenkette.

Vollständig aufgeschlossen und gut zugänglich ist das Neocom der Wagetenkette in der Hangetenrunse östlich vom Gipfel der Wageten [1]). Man findet dort über der ziemlich scharf ausgeprägten, etwas wellig unebenen oberen Grenze des Valangienkalkes (Figur 65, p. 292):

a) Kieselkalk:
1. 1—$1{,}_5$ m glaukonithaltiger, kieseliger Kalk, rostigbräunlich anwitternd, ziemlich stark spätig, körnig, mit flaserig durchziehenden dunkeln Tonhäuten, in den untersten 20 cm besonders reich an Glaukonitkörnern. Nach oben nimmt der Glaukonitgehalt und die Zahl der Tonhäute ab, und das Gestein wird feinkörnig. Einzelne *Rhynchonellen*. Allmählicher Übergang in:
2. 21 m typischer Kieselkalk, rostigbraun anwitternd, inwendig dunkel bläulichgrau bis bräunlichgrau, sehr gleichförmig feinkörnig, zähe, mit feinsten Quarzkörnchen, in den untersten 4—6 m mit glänzenden Spattäfelchen, in Bänke von 10—50 cm Dicke geteilt. Die untersten 2 m enthalten noch in mässiger Zahl feine dunkle Glaukonitkörner. Rascher Übergang in

b) Grünsandschichten:
1. $1{,}_5$ m hell rostbraun anwitternder, kieseliger Kalk, inwendig bläulich bis bräunlichgrau, feinkörnig, unten feinspätig, nach oben ziemlich grobspätig werdend, mit Nestern und wellig durchziehenden dünnen Lagen von stark glaukonithaltigem Gestein (Echinodermenbreccie).
2. 8 m dunkel rostbraun bis dunkelrot anwitternder, innen dunkel graugrüner, sehr glaukonitreicher, toniger Kalk, im mittleren und oberen Teil ziemlich grobspätig, anscheinend petrefaktenleer.
3. Zirka $0{,}_5$ m dunkelgrauer, schwach spätiger, glaukonitischer Kalk, mit reichlichen dunkelgrauen Tonschlieren, daher dünnplattig bis schieferig.
4. Etwa 2 m rostbraun anwitternder, spätiger, ziemlich dunkelgrauer, glaukonithaltiger Kalk. Der Glaukonit ist spärlicher vorhanden als in *b* 2 und 3 und in Form von zerstreuten Körnchen und einzelnen dicken Schlieren in das Gestein eingelagert. Zerstreute, nach oben rasch häufiger werdende, grosse Austern *(Exogyra aquila?)*.

---

[1]) Durch dieses Profil wird die Profilzeichnung von Ernst Blumer in **180**, p. 477, und die Anmerkung von Arnold Heim in **228**, p. 407, berichtigt, wonach der Kieselkalk in der Wagetenkette fehlen soll. Er ist nicht nur in der Hangetenrunse typisch und ziemlich mächtig ausgebildet, sondern auch am Westende des Köpfler (vgl. Figur 19, p. 89), nördlich von Hohleweg bei Oberurnen und an andern Stellen deutlich zu sehen und geht wohl zusammenhängend durch die ganze Wagetenkette, wenn er auch stellenweise gegenüber den Altmannschichten und Drusbergschichten stark zurücktreten mag.

c) Drusbergschichten:

1. 2,5 m ziemlich hell- bis dunkelgrauer, etwas spätiger Kalk, von schwarzen Tonhäuten durchzogen und mit dünnen dunkelgrauen mergeligen Zwischenlagen; ziemlich reich an *Exogyra aquila.*
2. Zirka 10 m dunkelgraue Mergelschiefer mit Linsen, Knollen und dünnen Bänken von ziemlich hellgrauem, feinspätigem, meistens von Tonschlieren durchzogenem Kalk. Die Kalklagen sind meistens ziemlich reich an *Exogyra aquila,* deren Schalen nicht verkieselt sind und sich oft ziemlich leicht aus dem Gestein herauslösen lassen.
3. Etwa 12 m hell bräunlichgrau anwitternde Kalkbänke mit einzelnen dunkelgrauen Mergellagen. Der Kalk ist inwendig ziemlich hellgrau, dicht bis feinkörnig und schwach spätig und enthält in einzelnen Lagen zahlreiche Exemplare von *Exogyra aquila.* Die Schichtgruppe bildet eine 8—10 m hohe Steilstufe, über der noch eine 2—3 m hohe schmale Terrasse mit dünnen Kalkbänken und Mergellagen folgt. — Ziemlich scharfe Grenze gegen den massigen hellgrauen Schrattenkalk.

In diesem Profil fällt besonders die mächtige Grünsandbildung (*b,* 2—4) auf, die wahrscheinlich die Altmannschichten darstellt und auffallend an die in gleicher Schichthöhe auftretenden glaukonitreichen Bänke des Kammerstockgebietes erinnert.

4. Glarnerdecke.

Am Westabhang des Schild lässt sich am «Hüttenkopf» und östlich davon, oberhalb des (auf der Karte nicht angegebenen) Weges von Ennetbühls nach Heubodenalp, das Kreideprofil Figur 68 beobachten. Der grobspätige Valangienkalk geht nach oben rasch, aber ohne scharfe Grenze über in:

a) Etwa 25—30 m Kieselkalk, schwärzlichbraun anwitternd, dickbankig, inwendig dunkelgrau, rasch feinkörnig werdend; in den obern Bänken wird er etwas heller grau und zeigt an der Oberfläche vorragende dunkle Kieselknollen. Rascher Übergang in

b) Etwa 6—8 m Echinodermenbreccie, bräunlich bis grünlichgrau anwitternd, aussen rauh von Echinodermensplittern, innen ziemlich hellgrau, im untern und mittleren Teil grobspätig, nach oben feinkörnig und stellenweise etwas mergelig werdend, mit schwach ausgebildeten Grünsandschlieren und vereinzelten Austern.

c) Drusbergschichten:

1. 8—10 m dunkelgraue, wellig-knollige, grobschieferige, etwas sandige Mergel mit dünnen, ziemlich dunkelgrauen, etwas spätigen Kalklagen.
2. Etwa 5 m dunkelgrauer, schwach spätiger, mergeliger Kalk von grobschieferiger Textur, mit einzelnen *Exogyren.*
3. Etwa 25 m ziemlich heller bis dunkelgrauer Kalk, durch dünne, unscharf begrenzte Mergellagen in Bänke geteilt; in der untern Hälfte ein dickbankiger Echinodermenkalk, reich an dunkel glänzenden, groben Kalkspattäfelchen, einzelne Lagen ziemlich reich an Exogyren; in der oberen Hälfte etwas reicher an Mergellagen und von Tonhäuten flaserig durchzogen, ärmer an Austern. Die Schichtgruppe bildet eine auffallende Steilwand.
4. Etwa 7 m ziemlich hellgrauer, fast dichter bis feinspätiger Kalk, schrattenkalkartig, durch Klüftung stark zerbrochen, im unteren und mittleren Teil durch mergelige Zwischenlagen ziemlich dünnbankig, von Tonhäuten durchzogen; einzelne Lagen ziemlich reich an *Exogyra aquila.* Die Schichtgruppe bildet eine schmale Terrasse am Fusse der Schrattenkalkwand. Die obersten 2 m sind durch scharf ausgeprägte Schichtfugen in 2—3 Bänke geteilt, anscheinend ohne Austern, und bilden den Übergang zum hangenden Schrattenkalk.

Während in diesem Profil die Austernschalen in Schichtgruppe 4 nicht gerade massenhaft zu sehen sind, kommen sie tiefer unten am Abhang über Ennetbühls in derselben Schichtgruppe sehr reichlich und lagenweise gehäuft vor.

Auf der Nordabdachung des Schild kann man im südlichen Teil von Plattenalp unterhalb des Fusspfades, der vom Fronalppass gegen die Mürtschenfurkel führt, das folgende Profil beobachten. Über Valangienkalk:

a) Kieselkalk:

1. Etwa 20 m schwarzbraun bis grünlichbraun anwitternder, dunkel blaugrauer, feinkörniger und feinspätiger, kieseliger Kalk, im untern Teil schwach glaukonitisch, in den untersten $0{,}_5$ m mit heller graublauen, unregelmässigen Kalkknollen, die in die dunklere Grundmasse eingebettet sind. An der dicken rostigen Verwitterungsrinde fallen viele längliche vorragende Kieselknollen und herausgewitterte längliche Rillen auf.
2. 2—3 m Kieselkalk wie 1, jedoch mit glaukonithaltigen Knollen und Schlieren. Kontakt mit dem Hangenden nicht aufgeschlossen.

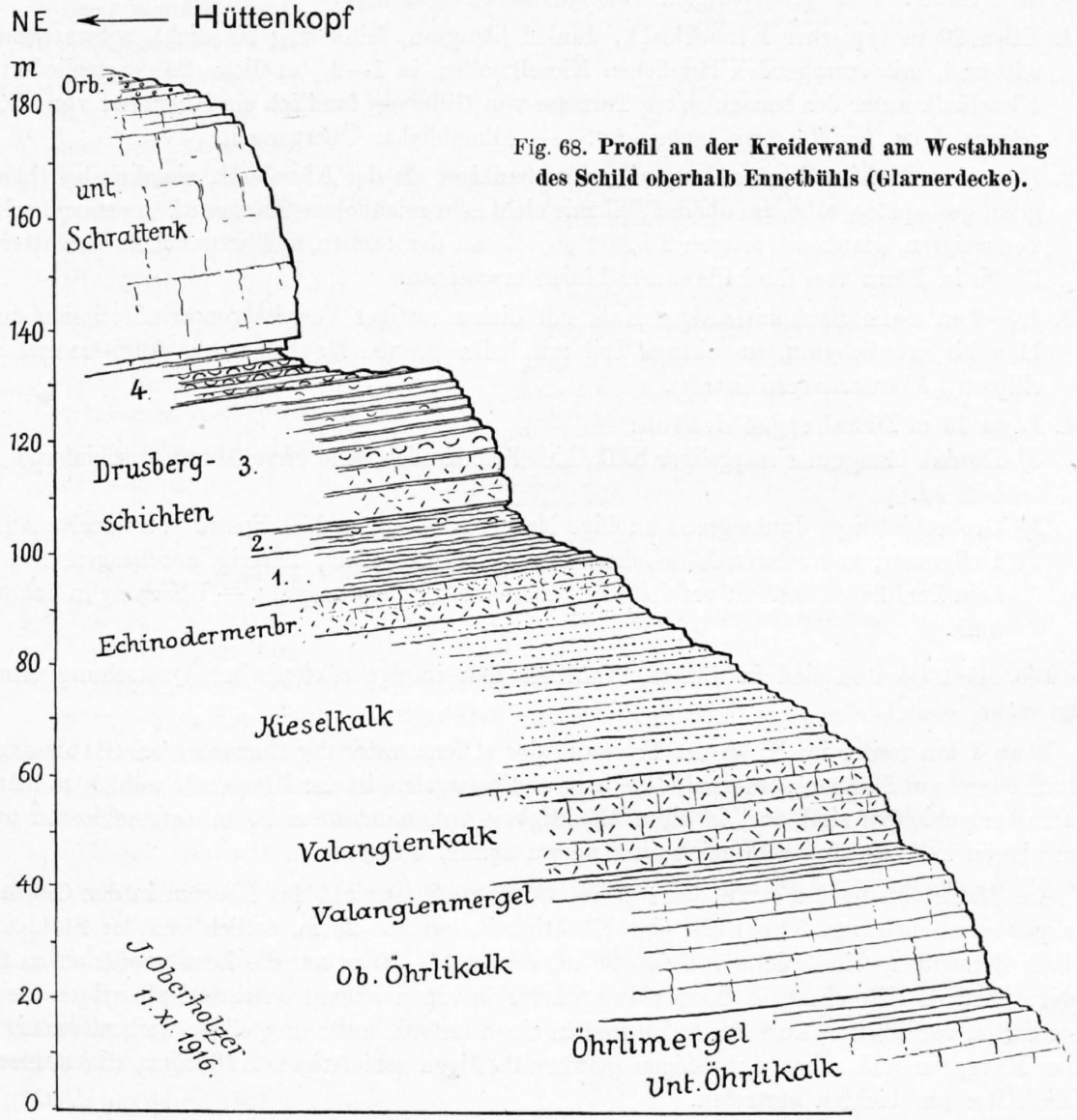


Fig. 68. **Profil an der Kreidewand am Westabhang des Schild oberhalb Ennetbühls (Glarnerdecke).**

b) Echinodermenbreccie: Etwa 6 m ziemlich dunkelgrauer, spätiger Kalk, von schwach glaukonitischen Schlieren durchzogen, die an der bräunlich angewitterten, von Echinodermentrümmern rauhen Oberfläche sich als dunkelbraune Linien bemerkbar machen. Einzelne verkieselte Schalen von *Exogyra aquila*.

c) Drusbergschichten:

1. 20—25 m gelbbraun anwitternder, sehr feinkörniger, unvollkommen schieferiger, mergeliger Kalk mit dünnen Mergellagen und sehr reich an schlierig verzweigten dünnen schwarzen Tonhäuten, mit ziemlich vielen, oft nestartig angehäuften Exemplaren von *Exogyra aquila*. Nach oben wird das Gestein kalkiger und geht über in:
2. Etwa 15 m ziemlich hellgrauer, etwas spätiger Kalk, im untern Teil lebhaft gelblichgrau, oben hellgrau anwitternd. *Exogyra aquila* kommt im untern Teil nur spärlich, in den obersten 2—4 m dagegen massenhaft vor. Nach oben rascher Übergang in den Schrattenkalk.

Als Beispiel für die Ausbildung des Neocoms in der Glarnerdecke am Ostabhang der Glärnischgruppe führe ich das Profil an, das man bei Nidfurn am neuen Wege nach Dohlenberg aufgeschlossen findet. Über grobspätigem Valangienkalk folgen dort:

1. Etwa 10 m typischer Kieselkalk, dunkel blaugrau, feinkörnig bis dicht, schwarzgrau anwitternd, mit vorragenden länglichen Kieselknollen, in 1—2,$_5$ m dicke Bänke gegliedert. Im Kieselkalk unter der benachbarten Terrasse von Gilbiberg fand ich ein Exemplar von *Toxaster retusus*, Lam. (= *T. complanatus*, Ag.). — Allmählicher Übergang in
2. Etwa 4 m Echinodermenbreccie, dünnbankiger als der Kieselkalk, ziemlich hell bläulichgrau, grobspätig, zähe, im oberen Teil mit nicht sehr reichlichen Glaukonitkörnern und schlierig verzweigten, glaukonithaltigen Tonhäuten, die an der rauhen, hellbräunlichen Verwitterungsfläche in Form von dunkelbraunen Linien erscheinen.
3. 1,$_5$—2 m stark glaukonithaltiger Kalk mit dicker rostiger Verwitterungsrinde, innen dunkelblau bis grünlichgrau, im oberen Teil mit heller grauen länglichen, glaukonitärmern Kalkellipsen (Altmannschichten).
4. Etwa 15 m Drusbergschichten:
   a) Dunkel blaugrauer mergeliger Kalk, kieselkalkähnlich, eine unvollkommen schieferige Bank bildend.
   b) Grobschieferige, dunkelgraue knollige Mergel mit dünnen Kalklinsen. Vereinzelte Austern.
   c) Hellgrauer, schrattenkalkähnlicher, etwas spätiger Kalk, flaserig durchzogen von dunkeln Tonhäuten und mit verkieselten Schalen von *Exogyra aquila*. — Übergang in Schrattenkalk.

Die Mächtigkeiten sind in diesem Profil offenbar infolge tektonischer Quetschung erheblich reduziert.

Etwa 1 km weiter im N, an der Felswand des «Ofen» unter der Terrasse von Gilbiberg und nördlich davon am Steilhang unterhalb Riedberg und Leuggelen, ist der Kieselkalk wohl 30 m mächtig; die Drusbergschichten sind dort in einer Mächtigkeit von mindestens 20 m aufgeschlossen und in ihrem oberen kalkigen Teil sehr reich an *Exogyra aquila*, d'Orb.

Am Südostabhang des Ortstocks (Tafel 18, Figur 3) erreicht das Neocom in der Gegend der «Stichplatte» südlich von Nussbühl eine Mächtigkeit von 20—25 m, östlich von der Staldenrunse oberhalb Sonnenberg eine solche von 25—30 m, wovon 15—20 m auf die Drusbergschichten fallen. Letztere gliedern sich oberhalb Sonnenberg wieder in einen oberen schrattenkalkartigen Teil mit massenhaften verkieselten Austernschalen und in einen untern, mehr mergeligen Teil mit wenig zahlreichen Exogyren und ruhen auf einigen glaukonithaltigen schieferigen Kalklagen, die wahrscheinlich die Altmannschichten vertreten.

5. Mürtschendecke.

Das Neocom der Mürtschendecke weicht lithologisch nicht wesentlich von demjenigen der Glarnerdecke ab, abgesehen davon, dass die Mächtigkeit, namentlich des Kieselkalks, nach S hin deutlich zunimmt.

An der Felswand, die unterhalb der Terrasse des Britterwaldes gegen die Linthebene abstürzt, lässt sich das in Figur 69 dargestellte Profil beobachten [1]). Der grobspätige Valangienkalk geht nach oben ohne scharfe Grenze über in:

a) Kieselkalk:

1. Etwa 4 m dunkel blaugrauer Kalk, in den untersten 1—2 m noch ziemlich grobspätig, ähnlich Valangienkalk, nach oben rasch feinkörnig, ärmer an Echinodermensplittern, schwarzgrau und kieseliger werdend. Rascher Übergang in
2. $0{,}_5$—1 m blauschwarzer Kieselkalk, von vielen dünnen schwarzen Tonhäuten durchzogen und daher etwas schieferig. Übergang in
3. α. $3{,}_5$—4 m typischer massiger dickbankiger Kieselkalk, schwarzgrau, feinkörnig, etwas muschelig brechend, reich an sehr feinen, glänzenden Calcitsplitterchen.

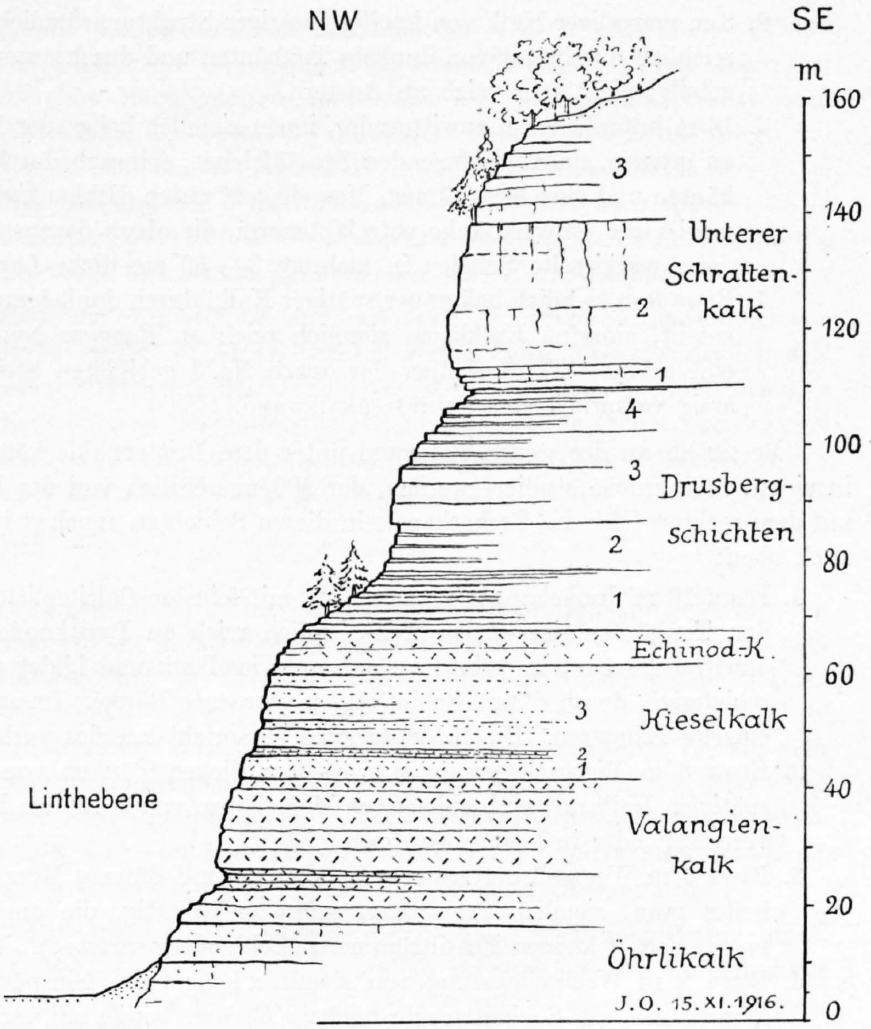


Fig. 69. **Profil an der Felswand unter dem Britterwald (Mürtschendecke).**

β. $0{,}_9$—1 m Kieselkalk wie 3 α, aber durch sehr dünne Tonlagen in Lagen von 8—10 cm Dicke eingeteilt.

γ. Etwa 10 m dunkelgrauer feinkörniger Kieselkalk, in den untern 1—$1{,}_3$ m durch dünne Tonlagen noch in Bänke von 15—20 cm Dicke gegliedert, nach oben dickbankiger werdend. Nach oben wird das Gestein etwas heller bläulichgrau, feinspätig und zeigt an der Oberfläche kleinere unregelmässige vorragende dunkle Kieselknollen. Allmählicher Übergang in

b) Echinodermenbreccie. Etwa 6 m mächtig, ziemlich hell bräunlich anwitternd, inwendig heller oder dunkler bläulich bis bräunlichgrau, ziemlich feinkörnig mit vielen dunkel glänzenden Spattäfelchen, mit eingestreuten Glaukonitkörnchen, sehr zähe, in ziemlich dünne Bänke geteilt und stark quer durchklüftet. Sehr rascher Übergang in

c) Drusbergschichten.

1. 10—12 m dunkelgrau anwitternder, schwarzgrauer, zäher, grobschieferiger bis plattiger Kalk von kieselkalkartigem Aussehen, aber reichlich von schwarzen glänzenden Tonhäuten durchzogen; die angewitterten Flächen zeigen oft gelbe Flecken und Streifen, von verwittertem Pyrit herrührend. Einzelne grosse Exogyren.

[1]) Die Mächtigkeiten sind photogrammetrisch, zum Teil auch durch direkte Messung bestimmt.

2. 8 m mergeliger Kalk von knollig-flaseriger Struktur, ziemlich dunkelgrau und etwas spätig, reichlich durchsetzt von dunkeln Tonhäuten und durch dünne Mergellagen in dünne Bänke geteilt; nicht sehr reich an Austern.
3. 16 m bräunlichgrau anwitternder, innen ziemlich hellgrauer Kalk, spätig, oft ziemlich reich an grossen, dunkel glänzenden Spattäfelchen, schwach durchzogen von dunkelgrauen Tonhäuten und einzelnen dünnen Mergellagen, unten dickbankig, oben in etwas dünnere Bänke geteilt, die untern Bänke petrefaktenarm, die obern dagegen sehr reich an *Exogyra aquila*, deren verkieselte Schalen in mehrere 30—50 cm dicke Lagen angehäuft sind.
4. Etwa 8 m ziemlich hellgrauer spätiger Kalk, durch dunkelgraue Mergellagen in dünne Bänke geteilt, einzelne Kalklagen ziemlich reich an *Exogyra aquila*. Die Schichtgruppe bildet eine schmale Terrasse über der durch No. 3 gebildeten Steilstufe und unter der gesimseartig vorspringenden Schrattenkalkwand.

Besser als an der steilen Felswand unter dem Britterwalde können die Drusbergschichten in einem Steinbruche studiert werden, der 500 m nördlich von der Linthbrücke unterhalb Mollis auf dem rechten Ufer des Escherkanals in diesen Schichten angelegt ist. Wir finden dort von unten nach oben:

1. Etwa 10 m dunkelgrauer toniger Kalk mit feinsten Calcitsplitterchen und schwarzen glänzenden Tonhäuten, im oberen Teil ziemlich reich an Pyritknollen. Das dunkel bräunlichgrau anwitternde Gestein erinnert stark an Kieselkalk und bildet ziemlich kompakte, undeutlich schieferige, durch dünne Schieferlagen getrennte Bänke. Im mittleren und oberen Teile vereinzelte Exogyren. Die Schichtgruppe entspricht *c* 1 des vorhergehenden Profils.
2. Etwa 8 m Wechsellagerung von 1—2 m dicken Bänken von ziemlich dunkelgrauem, feinspätigem Kalk mit grobschieferigen Mergellagen von 5—20 cm Dicke; im Kalk *Exogyra aquila* vereinzelt oder in kleinen Gruppen.
3. Etwa 5 m Wechsellagerung von Kalkbänken mit dünnen Mergellagen wie 2, der Kalk jedoch heller grau, ziemlich grobspätig, schrattenkalkartig, die angewitterten Flächen rauh von massenhaften kleinen Fossiltrümmern (Echinodermenreste?). Vereinzelte Austern.
4. Etwa 8 m Wechsellagerung von ziemlich hellgrauen, feinspätigen Kalkbänken und dünnen Mergellagen, alle Schichten sehr reich an *Exogyra aquila* mit verkieselten Schalen. Die Austern sind in den Kalkbänken viel zahlreicher als in den Mergellagen und lagenweise angehäuft.
5. 3—4 m ziemlich grobspätiger hellgrauer Echinodermenkalk, die Übergangsschichten zum Schrattenkalk darstellend. Der Kontakt mit letzterem ist im Walde über dem Steinbruch durch Schutt verhüllt.

Die Austernbänke der Drusbergschichten können auch dicht hinter dem Gasthaus zur Linthbrücke unterhalb Mollis am Fusswege nach Beglingen und in den Wiesen südlich davon sehr bequem beobachtet werden. Die tiefste derselben ist reich an grossen Austern, liegt etwa 10—15 m über dem Kieselkalk und gehört noch dem untern, mergeligen Teil der Drusbergschichten an. Vier weitere, völlig von Austern erfüllte Bänke von je 30—60 cm Dicke folgen im obern, kalkigen Teil. Die oberste, nahe unter dem Schrattenkalk liegende Austernbank enthält auch einzelne Korallen.

An den Abhängen des Neuenkamms nimmt das Neocom der Mürtschendecke, namentlich der Kieselkalk, nach S hin auffallend an Mächtigkeit zu. Während im Profil des Britterwaldes der Kieselkalk nur etwa 20 m mächtig ist, ist er am Wege, der von Mollis auf die Terrasse von Obstock führt, auf etwa 30 m angewachsen, und am Abhang des Neuenkamms über der Terrasse von Mullern misst er 45—50 m, während die Drusbergschichten auf etwa 40 m angewachsen sind. Glaukonitreiche Bänke, die als Altmannschichten betrachtet werden könnten, sind in den Profilen am Nordwestfusse des Kerenzerberges nicht zu sehen. Im östlichen Teil des Kerenzerberges scheinen sie jedoch vorhanden zu sein. Ich beobachtete z. B. am Fusswege, der von Talalp in der Höhe von zirka 1100 m ins Tälchen des Filzbaches hinüberführt, im Liegenden der Drusbergschichten 2—3 m glaukonitreichen Kalk; ebenso enthält die Felswand westlich vom Sallerntobel (zwischen Filzbach und Obstalden) zwischen den Drusbergschichten und der Echinodermenbreccie eine glaukonitreiche Schicht.

In der Wiggisgruppe stimmt das Neocom der Mürtschendecke nach Gliederung, lithologischem Charakter und Mächtigkeit durchaus mit demjenigen des Kerenzerberges überein. Auch hier lässt sich ein deutliches Anwachsen der Mächtigkeiten, namentlich des Kieselkalkes, von N nach S feststellen. Im nördlichsten Aufschluss, am Fusse des Rautispitz südlich von Schneisingen bei Näfels, sind die Drusbergschichten 30—35 m, der Kieselkalk mit Echinodermenbreccie 40—45 m mächtig. 3 km weiter im S, an der Ostwand des Wiggis, sind die Drusbergschichten auf 40—45 m, die Kieselkalkgruppe auf 65 m angewachsen. An der Büttenenwand nördlich vom Klöntal sind die Drusbergschichten 45 m, der Kieselkalk mit Echinodermenbreccie 65—70 m mächtig.

Am Ostrande des Schuttkegels von Herberig am Südfusse des Deyenstocks, der südlichsten Stelle, an der das Neocom der Mürtschendecke noch beobachtet werden kann, lässt sich das folgende Profil feststellen. In einem kleinen verlassenen Steinbruch sind die Übergangsschichten zwischen Valangienkalk und Kieselkalk aufgeschlossen. Die untersten Bänke des 8—10 m hohen Anrisses sind noch typischer grobspätiger Valangienkalk mit vielen schwarzgrünen feinen Glaukonitkörnchen und vereinzelten Muschelschalen. Gegen den oberen Rand des Steinbruchs geht das Gestein sehr allmählich über in:

1. Kieselkalk:
   a) Dunkelbraun anwitternd, inwendig dunkel blaugrau, ziemlich feinkörnig, zähe, reich an Pyrit in Form von Streifen und kleinen glänzenden Würfelchen. Das Gestein enthält noch vereinzelte grosse Spattäfelchen und ist ziemlich reich an schwarzgrünen Glaukonitkörnchen. 5—8 m.
   b) Typischer Kieselkalk, schwarzbraun anwitternd, dunkel blaugrau, feinkörnig, kieselig, sehr feinspätig, ohne makroskopisch auffallende Glaukonitkörner, stellenweise von schwarzen, oft glänzenden Tonhäuten durchzogen, dickbankig, die Anwitterungsflächen reich an rundlichen oder unregelmässigen, nuss- bis faustgrossen Kieselknauern. Mächtigkeit 40—45 m. Gesamtmächtigkeit des Kieselkalks etwa 45—50 m. In $0{,}_5$—1 m Übergang in:
2. Echinodermenbreccie. Hell bräunlich anwitternd, gut gebankt, reich an grossen, dunkel glänzenden Calcittäfelchen (Echinodermensplitter), reichlich durchzogen von dunkelgrünen glaukonithaltigen Schlieren, die an der Oberfläche als rostbraune, annähernd parallel zur Schichtung verlaufende, verzweigte Linien erscheinen. Die obersten 3—4 m sind dünnbankig und weniger grobspätig. Aufgeschlossene Mächtigkeit 12—13 m. Der Kontakt mit dem Hangenden ist durch Schutt verdeckt. Etwa 5 m über der obersten Echinodermenbank folgen:
3. Drusbergschichten:
   a) Schwarzgrau anwitternder, plattig-schieferiger, toniger Kalk, kieselkalkartig, dunkel blaugrau, reichlich von glänzenden schwarzen Tonhäuten durchzogen, im untern Teil mit unscharf begrenzten, hellgrau anwitternden kalkigen Linsen, im oberen Teil mit Knollen und Linsen von spätigem Kalk; durch die ganze Schichtgruppe ziemlich viele, aber nie gehäufte, grosse Austern.
   b) Ziemlich dunkelgrauer Kalk, schwach spätig, ziemlich reich an flaserig durchziehenden Tonhäuten, infolgedessen von wellig-knolliger Struktur. Sehr reich an teils vereinzelt eingestreuten, teils zu Tausenden lagenweise angehäuften Exemplaren von *Exogyra aquila*. Die Schichtgruppe bildet eine 8—10 m hohe Steilwand; in ihrem oberen Rande liegt die $1—1{,}_5$ m dicke, ganz von verkieselten Schalen erfüllte Hauptausternbank.
   c) Wechsellagerung von ziemlich hellgrauen, spätigen Kalkbänken mit Mergellagen (unvollständig aufgeschlossen); die Kalkbänke ziemlich reich an Exogyren, besonders die oberste Bank. Mächtigkeit etwa 10 m. — Rascher Übergang in Schrattenkalk.

6. Axendecke.

In der Stirnregion der Axendecke, in der Deyenkette, zeigt das Neocom immer noch den Faciescharakter der Glarner- und Mürtschendecke und weicht auch im einzelnen nicht stark von der

Ausbildungsweise im südlichen Teil der Mürtschendecke ab, wie das nachfolgende, westlich vom Sulzbach nördlich von Vorauen aufgenommene Profil beweist. Über dem Valangienkalk liegt:

1. Kieselkalk:
   a) Etwa 2 m dunkelgraue, kieselige Kalkschiefer.
   b) Etwa 10 m Kieselkalk, kompakte Bänke bildend, dunkelbraun anwitternd, feinkörnig, ziemlich dunkelgrau, in den untersten 4 m noch mit einzelnen dünnen grobschieferigen Zwischenlagen, auf den Ablosungen oft schwarze Tonhäute, ohne vorragende Kieselknollen.
   c) 30—40 m typischer Kieselkalk, schwarzgrau anwitternd, innen dunkel blaugrau, feinkörnig, oft feinspätig, an der Anwitterungsfläche vorragende feine Leisten und rundliche oder längliche Vertiefungen. Im untern Teil eine etwa 1 m dicke grobschieferige, tonige Einlagerung. — Übergang in
2. Etwa 8 m Echinodermenbreccie. Hell bräunlich bis grünlichgelb anwitternder, sehr grobspätiger, ziemlich dunkelgrauer, bisweilen grünlichgrauer Kalk mit Glaukonitkörnern.
3. Altmannschichten:
   a) $0{,}_6$ m dunkelgraue Mergelschiefer, etwas glaukonithaltig und darum grünlichgrau anwitternd.
   b) 1 m dunkel grünlichbraun anwitternder, innen dunkelgrauer bis grüngrauer, glaukonithaltiger Sandkalk, feinkörnig, mit feinen glänzenden Calcitsplitterchen. Im oberen Teil *Belemniten* und vereinzelte Austern. Auf der dunkelbraunen Anwitterungsfläche fallen oft hellbraune Streifen auf, wie sie für die Altmannschichten der Silberndecken charakteristisch sind. Übergang in:
4. Drusbergschichten:
   a) Etwa 6 m bräunlich anwitternde, dunkelgraue Mergelschiefer mit Pyritknollen, anscheinend fossilleer.
   b) $1—1{,}_2$ m ziemlich dunkelgrauer, spätiger Kalk, knollig bis unvollkommen schieferig, mit Pyritknollen und ziemlich vielen grossen Austern.
   c) 2 m dunkelgraue Mergelschiefer.
   d) Zirka 1 m grauer, spätiger Kalk mit Austern.
   e) Zirka 2 m fossilleere Mergelschiefer.
   f) 12—15 m dunkelgraue Mergelschiefer mit massenhaften elliptischen Kalkknollen von 5—20 cm Länge und dünnen, seitlich auskeilenden Kalklagen, reich an *Exogyra aquila*, diese vorwiegend in den kalkigen Partien. Einzelne Pyritknollen.
   g) 15—20 m austernreiche Kalkbänke, getrennt durch graue Mergelschieferlagen mit Kalkknollen. Die Kalkbänke sind etwas spätig, im untern Teil noch ziemlich dunkelgrau, im oberen Teil heller, schrattenkalkartig. Etwa in der Mitte dieser Stufe liegt die Hauptpetrefaktenbank mit ungeheuren Mengen von *Exogyra aquila*, d'Orb., mit verkieselten Schalen. Sie enthält daneben stellenweise auch in grosser Menge eine *Rhynchonella* und einzelne Exemplare von *Terebratula sella*, Sow. Die Mergellagen sind verhältnismässig arm an Austern.
   h) Etwa 5 m mergelige graue Kalkbänke, arm an Austern. Rascher Übergang in Schrattenkalk.

Wie in diesem Profil, so findet man auch in einer Runse am Südende der kleinen Terrasse von Ahorn am Nordostfusse der Silbern zwischen der Echinodermenbreccie und der mergeligen Basis der Drusbergschichten eine $1{,}_5$ m mächtige Grünsandbildung. An andern Stellen des nördlichen Teils der Axendecke dagegen vermisst man die Altmannschichten als scharf ausgeprägten Horizont. Immerhin zeichnen sich an solchen Orten (z. B. am Weg von Ruoggisboden nach Ober-Ruoggis nördlich vom Klöntalersee) die oberen Bänke der Echinodermenbreccie durch auffälligen Reichtum an Glaukonitschlieren aus.

Auf der Terrasse von Bächi (Rossmattalp) am Westfusse des Bächistocks lässt sich folgende Schichtreihe feststellen:

1. Kieselkalk, im ganzen über 100 m mächtig, schwarzbraun anwitternd, inwendig dunkelblau bis schwarzgrau, an der Basis über dem Valangienkalk etwas schieferig, im übrigen dickbankig, im mittleren und oberen Teil mit vorragenden Kieselknollen, in den obersten Bänken meistens etwas glaukonitisch und schieferig und viele Seeigel einschliessend. Übergang in
2. 6—8 m Echinodermenbreccie, mit hell bräunlichgrauer, rauher Oberfläche, innen ziemlich hellgrau, ziemlich feinspätig, von zahlreichen etwas dunklern, schwach glaukonitischen Schlieren durchzogen, die sich an der Anwitterungsfläche in Form von vorragenden dunkelbraunen Leisten und unregelmässigen Knollen bemerkbar machen. Die Schichtgruppe bildet bei der Hütte Bächi und östlich davon das Bett und das linke Ufer des vom Rad herunterkommenden Baches. — Rascher Übergang in
3. Altmannschichten. $2{,}_5$—3 m dunkel blaugrauer bis dunkelgrüner Kalk, reich an grossen Glaukonitkörnern. An der dunkel rostbraunen Anwitterungsfläche fallen viele gelbbraune Flecken und Streifen und grosse konkave Auswitterungen auf. Die untersten 30 cm wittern kieselkalkartig an, sind sehr glaukonitreich und enthalten viele 5—15 cm lange, länglichrunde, scharf begrenzte hellere Kalkknollen und ziemlich viele *Exogyra*schalen. Rascher Übergang in:
4. Drusbergschichten. Gelbgrau anwitternde, dunkelgraue Mergelschiefer mit unscharf begrenzten Lagen und länglichen Linsen von feinspätigem, ziemlich hellgrauem Kalk; darin vereinzelte Austern und ziemlich viele Pyritknollen. — Es ist nur der untere Teil der Drusbergschichten sichtbar; die oberen Teile sind durch Schutt verhüllt oder tektonisch durch die Bächistockdecke abgeschnitten.

Herr Dr. Samuel Blumer in Basel, der im Auftrage der Schweizerischen Geologischen Kommission die Kreide in der Gipfelregion des Glärnisch untersuchte, fand sowohl im Neocom der Axendecke oberhalb der Terrasse von Oberguppen in der Gegend der «Spissen» wie auch in der Bächistockdecke an der Südostwand des Vrenelisgärtlis über dem Firnplateau und an der Südostkante des Bächistockgipfels über dem Rad oberhalb der Mitte des Kieselkalks zwei bis drei glaukonitreiche Kalklagen, die meistens nur vereinzelte Belemniten und Austern enthalten. Eine etwa in der Mitte dieser grünsandigen Schichtgruppe auftretende feste Kalkbank von kaum 1 m Mächtigkeit jedoch lieferte zahlreiche Petrefakten. Darunter fanden sich nach den Bestimmungen von Herrn Professor Dr. Rollier in Zürich [1]):

Toxaster (Echinospatagus) Sentisianus, Desor.
Holectypus macropygus, Desor.
Terebratula Saleviensis, de Loriol.
Rhynchonella Desori, de Loriol.
Nautilus pseudoelegans, d'Orb.
Unbestimmbare Bruchstücke von Ammoniten aus den Gattungen *Desmoceras* und *Lytoceras*.

Schon Baltzer hatte diese Petrefaktenschicht am Glärnisch sowohl in der untern als in der obern seiner beiden Kreidezonen (also in der Axendecke und in der Bächistockdecke) gefunden und darin zahlreiche Ammoniten, Belemniten, Seeigel und Brachiopoden gesammelt (vgl. **62,** p. 25 und 73). Diese «Toxasterschnur» Baltzers ist ohne Zweifel identisch mit der von Arnold Heim (**228,** p. 401 und 406) aus der Säntisgruppe beschriebenen Sentisianusbank, da beide nach Schichthöhe und Fauna miteinander übereinstimmen.

Westlich und nördlich von der Hütte Kaltbrünneli (Drecklochalp) gehen die an grossen Kieselknollen sehr reichen obern Schichten des Kieselkalks nach oben in einen heller braun anwitternden, kieseligen, von schwarzen Tonhäuten schlierig durchzogenen, feinkörnigen Kalk über, der im untersten Teil reich ist an kleinen Seeigeln, die sich aber nicht leicht aus dem Gestein lösen lassen.

Die oben angeführten Profile und andere Beobachtungen im Rossmattertale beweisen, dass vom Nordrande der Axendecke an gegen S hin deutliche Faciesänderungen eintreten. Der Kieselkalk nimmt rasch an Mächtigkeit zu, ohne im übrigen seinen lithologischen Charakter stark zu ändern. Die Drusbergschichten, die in der Glarner- und Mürtschendecke im mittleren und oberen Teil auf-

[1]) Schriftlicher Bericht an die Schweizerische Geologische Kommission.

fallend kalkig ausgebildet und durch das massenhafte Auftreten der *Exogyra aquila* ausgezeichnet sind, werden bedeutend mergeliger, und die Zahl der Austern nimmt gleichzeitig sehr rasch ab. Endlich werden die Altmannschichten, die bisher nur an einzelnen Stellen deutlich ausgebildet waren, zu einem konstanten und lithologisch scharf ausgeprägten Horizont. Diese Änderungen, namentlich die Mächtigkeitszunahme des Kieselkalks und die Vermergelung der Drusbergschichten, erfahren auch in dem ursprünglich noch weiter im S liegenden Faciesgebiet der oberen Zweigdecken der Axendecke noch eine Weiterentwicklung.

7. Obere Zweigdecken der Axendecke.

a) Bächistockdecke.

Südlich von der Glärnisch-Klubhütte können in dem glazial polierten und geschrammten Felsbett, aus dem der Glärnischfirn im letzten Jahrhundert sich zurückgezogen hat, die Drusbergschichten der Bächistockdecke sehr bequem studiert werden. Wir finden dort unter dem hellgrauen, spätigen Schrattenkalk, der unter dem Gletscherende eine kleine Steilwand bildet, von oben nach unten:

1. Obere Drusbergschichten. Etwa 25 m grauer Kalk, durch sehr dünne (1—3 cm) Lagen von dunkelgrauen, bräunlich anwitternden Mergeln in Bänke von $0{,}_3$—1 m Dicke geteilt, inwendig hellgrau, doch dunkler als Schrattenkalk, feinspätig, hell bräunlichgrau anwitternd, ziemlich reich an *Exogyra aquila*, deren verkieselte Schalen meist zerbrochen sind. Die Austern treten nicht mehr in dicken Schichten auf, wie in der Nordstirn der Axendecke, sondern nur noch in dünnen Lagen und kleinen Gruppen. Sie sind am häufigsten etwa 10 m unter dem Schrattenkalk. Allmählicher Übergang in
2. Untere Drusbergschichten:
   a) 5—6 m dunkelgraue Mergel, bräunlichgrau anwitternd, im oberen Teil mit dünnen knolligen Mergelkalklagen, im untern Teil mit unscharf begrenzten kalkigen Linsen und Knollen, sehr arm an Austern.
   b) 3 m kompakter mergeliger Kalk mit einzelnen Exogyren.
   c) Zirka 5 m knollige, dunkelgraue Mergelschiefer.
   d) 2—3 m mergeliger Kalk mit grossen, blaugrau anwitternden Kalkknollen, die von dunkelgrauem Mergel umgeben sind, in den kalkigen Teilen vereinzelte Austern.
   e) Etwa 15 m grobe Mergelschiefer, matt dunkelgrau, mit vielen Pyritknollen, bräunlich oder gelblichgrau anwitternd, infolge unscharf begrenzter kalkiger Einlagerungen von undeutlich knolliger Struktur.

Südlich vom Glärnischfirn erscheint unter den steil vom Bächistock herabsteigenden Drusbergmergeln das mehrere Meter mächtige dunkelbraune Band der Altmannschichten. Es sind dunkelgrüne bis dunkel blaugraue, etwas tonige, sehr glaukonitreiche Kalke, deren intensiv braune oder grünbraune Anwitterungsfläche durch auffallende hellbraune Streifen und rätselhafte röhrenförmige Gebilde (Wurmgänge?) gezeichnet ist. Sie enthalten vereinzelte grosse *Belemniten*.

Der dickbankige Kieselkalk ist an der Südwand des Bächistocks wohl 200 m mächtig.

Nach brieflicher Mitteilung von Herrn Professor Buxtorf entdeckte Herr Dr. Werner Rothpletz auf einer im Sommer 1932 im Auftrag des Vermessungsbureau Dr. R. Helbling-Flums ausgeführten Tour oberhalb Guppenalp am Südostgrat des Vrenelisgärtlis an der Basis des Kieselkalkes der Bächistockdecke eine wenig mächtige, glaukonitische Schicht, in der er, nach Bestimmungen der Herren Dr. E. Baumberger in Basel und Professor Dr. A. Jeannet in Zürich, folgende Fossilien fand:

Discoides, nov. spec., identisch mit der bisher als *Discoidea decorata*, Desor, bezeichneten Form. (Vgl. E. Baumberger und Arnold Heim **195**).

Corthya ovulum, Desor *(Dysaster)*.

Astieria, spec. indet.

Neocomites, spec. indet.

Die stratigraphische Stellung der Fossilbank und das reichliche Vorhandensein von *Discoides* sprechen für ihre Zugehörigkeit zur Rahbergschicht, die bisher bloss im Churfirsten-Säntisgebiet, in der Säntisdecke (Ostende des Mattstocks und Säntis) und in der Mürtschendecke (zwischen Betlis und Quinten) gefunden worden ist (vgl. Arnold Heim **228**, p. 410—412).

b) Untere und obere Silberndecke.

Als Beispiel für die Ausbildung des Neocoms in den Silberndecken führe ich das Profil an, das man im westlichen Teil von Silbernalp, nördlich vom Silbernseeli, beobachten kann. Über hellgrauem, kieselreichem Valangienkalk folgen dort:

1. Etwa 130 m schwarzbraun anwitternder, dunkelgrauer feinspätiger Kieselkalk; dickbankig, im oberen Teil etwas heller anwitternd und sehr reich an kleinen rundlichen und grossen unregelmässigen Kieselknollen und Kieselbändern (die Mächtigkeit ist wahrscheinlich mechanisch reduziert).
2. 6—7 m bräunlichgrau anwitternder, ziemlich hellgrauer Echinodermenkalk, reich an rostbraun anwitternden glaukonitreichen Schlieren, unregelmässigen Streifen und Knollen; Übergang in:
3. Altmannschichten:
   a) 3—4 m bräunlich anwitternder Echinodermenkalk wie 2, mit grösseren zusammenhängenden, glaukonitreichen sandigen, unregelmässig begrenzten Kalklagen mit kleinen *Belemniten.*
   b) Etwa 15 m sehr glaukonitreicher toniger Sandkalk mit kleinen elliptischen, glaukonitärmern Kalkknollen. Auf der rostigbraun angewitterten Oberfläche erscheinen merkwürdige hellbraune Flecken, längliche Streifen und dünne röhrenförmige Gebilde. Die obersten, glaukonitärmern Schichten besitzen bereits die Knollenstruktur der Drusbergschichten und enthalten viele Exemplare von *Exogyra aquila* und *Belemnopsis (Hastites) pistilliformis,* de Bl.
4. Drusbergschichten:
   a) 20—25 m dunkelgraue, bräunlichgrau anwitternde grobschiefrige Mergel mit 20—40 cm langen, oft schichtförmig angeordneten, elliptischen Knollen eines ziemlich hellgrauen bis dunkelgrauen feinspätigen Kalkes, mit zerstreuten oder zu kleinen Gruppen vereinigten grossen Exemplaren von *Exogyra aquila* und vereinzelten *Belemniten.*
   b) Etwa 15 m ziemlich hellgrau (doch etwas weniger hell als Schrattenkalk) anwitternde, etwas mergelige Kalkbänke, inwendig hellgrau, spätig, von dünnen, verzweigten, bräunlich anwitternden Tonstreifen durchzogen, mit vereinzelten Exemplaren oder kleinen Gruppen von *Exogyra aquila.* Nach oben allmählicher Übergang in den Schrattenkalk.

Östlich vom Bietstock findet man im oberen, kalkigen Teil der Drusbergschichten neben ziemlich vielen *Austern* mit verkieselten Schalen auch einzelne *Korallen* und *Spongien,* auf Toralp nördlich von P. 1868 m im verkehrten Schenkel der Synklinale zwischen oberer Silberndecke und Toralpdecke auch vereinzelte *Belemniten.*

8. Säntisdecke.

Das Neocom der Säntisdecke schliesst sich hinsichtlich Mächtigkeit und lithologischem Charakter eng an dasjenige der Silberndecken an. Seine Vorkommnisse innerhalb der Glarneralpen zeigen annähernd dieselben Erscheinungen, wie das von Arnold Heim (**228**) beschriebene Neocom im oberen Teile der Churfirstenkette.

Auf der Ostseite des Linthtales ist es einzig auf der Nordwestabdachung des Neuenkamms als Unterlage der Neuenalp erhalten geblieben. Beim Aufstieg von den Hütten der oberen Neuenalp gegen Hochfahrlen findet man über den Pygurusschichten des oberen Valangien zunächst etwa 20 m dünnplattigen bis schieferigen, innen schwarzgrauen, schwarzbraun anwitternden Kieselkalk; dann wird das Gestein zu einem kompakten, zähen, blaugrauen, feinspätigen Kieselkalk, oft mit vor-

ragenden Kieselknollen, aber immer noch mit dünnen schieferigen Zwischenlagen. Diese verschwinden bald, und der Kieselkalk wird ziemlich dickbankig, die Kieselknollen werden zahlreicher und treten lagenweise gehäuft auf. Gegen oben verschwinden sie wieder, und das Gestein wird am Kamme von Hochfahrlen oft etwas glaukonitisch. Nördlich von den Hütten von Mittel-Neuenalp, bei P. 1371 m, liegen über solchen grünsandigen Kieselkalkbänken zunächst sandige Kieselkalkschiefer und dann einige Bänke von hellbraun anwitternder, von fein verzweigten, dunkelbraun anwitternden glaukonitischen Schlieren durchzogener Echinodermenbreccie mit an der Oberfläche vorragenden Fossiltrümmern.

In dieser Gegend müssen irgendwo unter der Schutt- und Vegetationsdecke auch noch Altmannschichten anstehend sein, da viele glaukonitreiche Trümmer dieses Gesteins mit den charakteristischen gelbbraun gefleckten Anwitterungsflächen und mit Bruchstücken grosser Ammoniten, einzelnen Belemniten und Seeigeln in der Umgebung der Alphütten herumliegen.

In der Umgebung der Hütte von Grossfahrlen (1395 m) fallen auf den 25—32° nach NW fallenden Schichtflächen des Kieselkalks zahlreiche *Seeigel* und vereinzelte *Belemniten* auf. Diese Seeigelschicht bemerkt man auch südlich von den Hütten von Mittel-Neuenalp und auf dem Scheitel der Kieselkalkrippe, die von den Hütten von Ober-Neuenalp nach N sich senkt. Da sie dort unter den Kieselkalkkamm von Hochfahrlen (1603 m) untertaucht, muss sie dem mittleren Teil der Kieselkalkstufe angehören. Vielleicht dürfen wir darin ein neues Vorkommnis der Sentisianusbank erblicken.

Aus der Profilzeichnung ergibt sich für den Kieselkalk der Neuenalp eine Mächtigkeit von etwa 250 m.

Innerhalb der Wiggisgruppe sind keine das ganze Neocom der Säntisdecke umfassenden genauen Profilaufnahmen gemacht worden. Der Kieselkalk ist im ganzen noch ziemlich dickbankig, massig, besonders im mittleren Teil ziemlich reich an Kieselknollen und enthält, wie in der Churfirstenkette, reichlicher als in den tieferen Decken, namentlich im mittleren und oberen Teil unregelmässig auftretende glaukonitische und echinodermische Lagen. Über der scharfen Grenze gegen den Valangienkalk scheint ziemlich konstant eine 5—8 m mächtige Folge sandiger dunkelgrauer Schiefer zu liegen. Oben endigt er mit einer wenige Meter mächtigen Echinodermenbreccie, die an der steilen Ostwand der Wiggiskette als etwas heller angewittertes Gesimse den düstern Kieselkalk krönt. Die Mächtigkeit übertrifft diejenige des Kieselkalks in der den Sockel der Wiggiskette bildenden Mürtschendecke um das Mehrfache, ist aber nicht wesentlich grösser als in der Bächistockdecke oder in den Silberndecken. Sie beträgt am Nordabhang des Fridlispitz bei Oberurnen etwa 150 m, in der Oberseetalmulde westlich von Näfels etwa 200 m, an den «Lichenbrittern» westlich über Netstal 220—250 m. Die Mächtigkeit nimmt also von N nach S deutlich zu und stimmt im ganzen mit derjenigen des Kieselkalks in der Churfirstenkette zwischen Mattstock und Leistkamm überein.

Die Altmannschichten scheinen überall als glaukonitreiche Bildung von wenigen Metern Mächtigkeit vorhanden zu sein.

Die Drusbergschichten sind wie in der Churfirstenkette stark mergelig ausgebildet. Es lässt sich aber auch hier, wie in den tieferen Decken, die Gliederung in einen vorwiegend mergeligen untern und einen stärker kalkigen oberen Teil erkennen. Zwar stellt die ganze Stufe eine Wechsellagerung von mehr oder weniger mergeligen, etwas knolligen Kalkbänken mit dunkelgrauen oder bräunlichgrauen schieferigen Mergeln dar; im oberen Teil jedoch sind die Kalkbänke dicker und weniger tonhaltig, die Mergellagen dünner und der Wechsel regelmässiger als im untern Teil. Die Kalklagen des tieferen Teils sind weniger als in den Silberndecken in isolierte Kalkknollen aufgelöst. Einige Bänke von hellgrauem, schrattenkalkartigem, jedoch etwas gelblichgrau anwitterndem Kalk bilden den Übergang zum hangenden Schrattenkalk. Die Austernbänke der tieferen Decken sind vollständig verschwunden. Wie in den Silberndecken, doch in viel geringerer Zahl als dort, tritt *Exogyra aquila* nur vereinzelt oder in kleinen Gruppen auf. Nördlich von den Hütten von Auernalp Mittelstafel bestehen die Übergangsschichten zwischen Drusbergschichten und Schrattenkalk im verkehrten Schenkel der Wiggissynklinale aus einer etwa 30 m mächtigen Folge von hellgrauen Kalkbänken, zwischen

welche einige $0,_5$—$2,_5$ m dicke knollige Mergellagen eingeschaltet sind, die stellenweise sehr reich sind an *Alectryonia rectangularis*, Roem., und daneben auch einzelne *Exogyren*, *Rhynchonellen* und *Serpula* enthalten. Die Kalkbänke sind oft grösstenteils aus Milioliden zusammengesetzt, enthalten spärliche Requienien und sind kaum von Schrattenkalk zu unterscheiden [1]).

Am Nordabhang der Fridlispitzkette, am Wege von Trogacker nach Platten, sind die Drusbergschichten nur 30—40 m mächtig, westlich von Näfels über dem linken Ufer des Rautibaches etwa 50 m, am Ostabsturz des Rautispitz über Netstal 60—70 m.

Am Nordabhang des Krautlistocks und bei den Hütten «in den Rosslöchern» (Figur 31, p. 127) ist in der Synklinalumbiegung zwischen Säntisdecke und Rädertendecke folgendes Profil aufgeschlossen:

1. Kieselkalk, in überkippter Lage den Nordabhang des Krautlistocks bildend, am Kontakt mit dem Valangienkalk ein sandiger kiesliger Schiefer, nachher bankig, oft mit vorragenden kleinen Kieselknollen, infolge Quetschung häufig etwas schieferig, in den jüngsten Lagen von dunkeln Tonhäuten durchzogen. Übergang in
2. Echinodermenkalk:
   a) Etwa 3 m hell gelblichgrau anwitternder, innen blaugrauer, feinspätiger Kalk, von bräunlich anwitternden, sandigen Schlieren unregelmässig durchzogen.
   b) $3,_5$—4 m feinspätiger Kalk wie *a*, jedoch mit vielen rostig anwitternden, glaukonitreichen Knöllchen und Knollen und einzelnen glaukonitischen Lagen mit röhrenförmigen Gebilden (Wurmröhren?).
   c) Etwa 3 m blaugrauer spätiger Kalk, nach oben rasch zu einer grobspätigen Echinodermenbreccie werdend, hellgrau und sehr rauh anwitternd, stellenweise mit vielen verkieselten Schalentrümmern, zu oberst mit dicken, schlierig verzweigten Glaukonitstreifen. Übergang in
3. Altmannschichten:
   a) $1,_5$ m dunkel grüngrauer, glaukonitreicher sandiger Kalk, stellenweise mit unscharf begrenzten Knollen von weniger glaukonithaltigem, von Tonschlieren durchzogenem Kalk. Einzelne *Seeigel*, *Belemniten* und *Serpula*röhren. Diese Bank trägt die Sennhütte. Rascher Übergang in
   b) $0,_5$—$0,_6$ m feinkörniger, homogener, rostigbraun anwitternder, dunkelgrüner glaukonitreicher Kalk. Übergang durch $0,_3$ m schwach glaukonitischen Kalk in
   c) 4—5 m dunkelgraue, grobschiefrige bis plattige, bräunlich anwitternde Mergelschiefer mit einzelnen unscharf begrenzten kalkigen Knollen. Vereinzelte Austern. Übergang in
   d) $2,_5$ m dunkel blaugrauer, feinkörniger, von Tonschlieren durchzogener Kalk.
   e) $1,_5$ m dunkelrostig anwitterndes, glaukonitreiches Gestein wie 3 *b*. Übergang in
   f) 1 m knolliger Kalk wie 3 *d*. Übergang in
4. Drusbergschichten:
   a) 8—10 m dünnplattige dunkelgraue Mergelschiefer mit einzelnen dünnen, hellgrau anwitternden mergeligen Kalklagen.
   b) zirka 40 m Wechsellagerung von schrattenkalkartigem, hellgrauem, feinkörnigem Kalk mit dünnen, wenig auffälligen Mergellagen. Übergang in Schrattenkalk.

[1]) Nach meinen Beobachtungen entspricht es nicht den tatsächlichen Verhältnissen, wenn Burckhardt (**134**, p. 59) sagt: «Der Petrefaktenreichtum der Coulonischichten (das sind die wenig mächtigen Kalkbänke im Liegenden des Schrattenkalks) ist ein ausserordentlich grosser. Überall lässt sich in diesem Niveau in kürzester Zeit eine grosse Zahl organischer Reste sammeln. In Tausenden von Exemplaren erfüllen die Schalen der *Austern* und die Röhren der *Serpula*-Arten die wenig mächtigen grauen Gesteinsbänke.» Wenn dieser Petrefaktenreichtum wirklich vorhanden wäre, hätte er mir trotz der Mangelhaftigkeit meiner Beobachtungen nicht völlig entgehen können. Auch die Seeigel (*Toxaster Collegnii*, Sismonda, und *T. gibbus* [d'Orb.], Ag.), die nach Burckhardt an den meisten Orten (seine Fundorte gehören aber alle der Räderten- und Drusbergdecke an) in den «Spatangenkalken» (mittlerer und unterer Teil der Drusbergschichten) gefunden werden können, habe ich bisher nicht bemerkt.

9. Rädertendecke.

Durch die Rädertendecke hindurch nimmt das Neocom südwärts weiterhin an Mächtigkeit zu. Namentlich der Kieselkalk wächst beträchtlich an und ändert auch seinen petrographischen Charakter ein wenig.

Im Stirngewölbe der Rädertendecke, am Bockmattlistock, lässt sich folgende Schichtreihe beobachten:

1. Im Hintergrunde des Ahornentales liegen über dem Valangienkalk 25—30 m bräunlichgrau anwitternde, innen dunkelgraue bis blaugraue, dünnschieferige Kieselkalkschiefer, nach oben allmählich übergehend in:

2. Typischer dunkelgrauer Kieselkalk, zuerst dünnplattig, dann bankig werdend, die Bankdicke im allgemeinen geringer als in der Säntisdecke. — Genauer beobachtet wurde nur der in der Bockmattlikehle aufgeschlossene obere Teil des Kieselkalks. Wir finden dort:
   a) Etwa 20 m schwarzbraun anwitternder Kieselkalk mit dicker rostiger Verwitterungsrinde, feinkörnig, dunkel bläulichgrau, reich an feinsten glänzenden Calcitsplitterchen, in einzelnen Lagen von dunkeln Tonhäuten wellig durchzogen, mit spärlichen Kieselknollen, oft ziemlich reich an dunkelgrünen Glaukonitkörnern. Vereinzelte *Seeigel*. Das Gestein ist in Bänke von 20—60 cm Dicke geteilt.
   b) Etwa 2 m hell bräunlichgrau anwitternder, kieseliger, fein- bis grobspätiger Echinodermenkalk mit ziemlich vielen Glaukonitkörnern.
   c) Etwa 10 m dunkel blaugrauer, feinkörniger Kieselkalk, zum Teil ziemlich reich an sehr feinen Glaukonitkörnchen, oft mit dunkelgrauen Tonhäuten, arm an Kieselknollen. Bankdicke 10—80 cm.
   d) $0{,}_4$ m dicke, beidseitig scharf begrenzte, hellbraun anwitternde, spätige Kieselkalkbank mit wenig Glaukonit, gegen die Grenzen mit dunkeln Tonschlieren.
   e) Etwa 10 m Wechsellagerung von 10—30 cm dicken Kieselkalkbänken mit 5—20 cm dicken Lagen von schieferigem Kieselkalk. Die Kalkbänke sind dunkelgrau, feinkörnig, mehr oder weniger von dunkeln Tonhäuten durchzogen, oft schwach glaukonitisch; die Schieferlagen bestehen aus dunkelgrauem sandigem Tonschiefer mit dünnen Kieselkalkflasern.
   f) 40—45 m typischer dunkelgrauer, feinkörniger Kieselkalk, durch schieferige 1—5 cm dicke Zwischenlagen in Bänke geteilt, die im unteren Teil 30—60 cm, in den obersten 10 m 10—30 cm dick sind.
   g) 13—15 m etwas heller braun anwitternder, spätiger Kieselkalk, die Anwitterungsflächen durch viele vorragende stengelförmige hohle Gebilde und unregelmässige sandige Knauer ausgezeichnet. Rascher Übergang in

3. $7{,}_5$—8 m hellbraun anwitternde Echinodermenbreccie, im untern Teil ein kieseliger, von Tonhäuten durchzogener spätiger Kalk, in den obern 4 m eine grobspätige Echinodermenbreccie, in den obersten 30 cm ziemlich reich an dunkelgrünen Glaukonitkörnchen. Spärliche Schalentrümmer.

4. Übergangsschichten zwischen Echinodermenbreccie und Altmannschichten.
   a) $0{,}_4$ m hell bräunlichgrauer Echinodermenkalk wie 3, aber ärmer an Echinodermensplittern, mit ziemlich vielen blaugrünen Glaukonitkörnern.
   b) $0{,}_4$ m feinspätiger glaukonithaltiger Kalk, von dünnen Tonlagen durchzogen, daher flaserig knollig. Einzelne Pyritkonkretionen. Ziemlich viele *Austern*. Vereinzelte *Serpula*.

5. Altmannschichten:
   a) 2 m lebhaft braun anwitternder, innen bräunlich- bis blaugrauer, feinkörniger Kalk, kieselkalkartig, durch grobschieferige Zwischenlagen mit Tonhäuten in dünne Bänke geteilt, ziemlich reich an Glaukonitkörnern und Pyritkonkretionen. Auf der Anwitterungsfläche fallen vorragende stengelförmige Gebilde auf, wie in den Altmannschichten der Silbern und des Glärnisch. Es wurden keine Petrefakten beobachtet.

b) 2—2,$_5$ m Wechsellagerung von gelblichgrau anwitternden, innen hell bläulich- bis bräunlichgrauen, feinkörnigen, glaukonitischen Kalkbänken mit dunkelgrauen, stark grünsandigen grobschieferigen Zwischenlagen mit unregelmässigen hellbraunen Flecken auf der Anwitterungsfläche. Es sind 6—7 Kalklagen zu unterscheiden, die untern vier je 10—30 cm dick, die obern sehr dünn, alle mit auffällig wellig unebener Oberfläche. Einzelne lange dünne *Belemniten*. Die obersten 0,$_5$ m sind glaukonitarm und bilden den Übergang zu

6. Drusbergschichten:
   a) Dunkelgraue Mergelschiefer mit dünnen Kalklagen, die Mergel in dünne Plättchen von 0,$_5$—2 cm Dicke eingeteilt, die Kalklagen meistens 10—25 cm dick, in Abständen von 0,$_5$ bis 2 m in die Mergel eingelagert, ziemlich dunkelgrau, feinkörnig bis dicht, oft von Tonhäuten durchzogen; anscheinend petrefaktenleer. 30—40 m mächtig.
   b) Wechsellagerung von hellgrauen Kalkbänken mit dünnen Mergelschieferlagen. Mindestens 80 m mächtig. Unscharfe Grenze gegen den Schrattenkalk.

An der Nordwand des Brünnelistocks ist der Kieselkalk wohl 300 m mächtig, in den untersten 20 m schieferig, im übrigen, namentlich im untern und im oberen Drittel, durch auffallend regelmässige, ziemlich dünnbankige Schichtung ausgezeichnet. Die Drusbergschichten erreichen eine Mächtigkeit von 80 m und stellen, wie überall in der Rädertendecke, einen regelmässigen Wechsel von grauen Kalkbänken mit dünnen dunkeln Mergelschichten dar.

Auf Zindlenalp besteht der oberhalb der Hütte 1554 m als Fenster auftauchende obere Kieselkalk wie in der Bockmattlikehle aus einem regelmässigen Wechsel von 30—40 cm dicken Kieselkalkbänken mit 3—10 cm dicken grobschieferigen Zwischenlagen. Darüber folgen etwa 6 m grobspätige Echinodermenbreccie, reich an auf der Oberfläche vorragenden Echinodermentrümmern, und 2—2,$_5$ m stark glaukonitische Sandkalke der Altmannschichten. Am Abhang des Zindlenspitz gegen die obere Hütte von Zindlenalp und an der Felsstufe, die südlich von der Hütte die karartige Nische von Zindlenalp begrenzt, können die Drusbergschichten bequem untersucht werden. Wir finden dort über den Altmannschichten:

1. Etwa 10 m graubraun anwitternde, grobschieferige Mergel.
2. Etwa 80 m Wechsellagerung von meistens 10—30 cm dicken Bänken von ziemlich hellgrauem, von dunkelgrauen Tonhäuten durchzogenem, daher etwas knolligem bis undeutlich schieferigem Kalk mit dünnen (5—40 cm) dunkelgrauen, schwach spätigen Mergellagen. Petrefakten wurden nicht beobachtet.
3. Wechsellagerung von etwa 5 Kalkbänken von je 3—5 m Dicke mit dunkelgrauen Mergellagen von je 0,$_5$—1 m Dicke («Sinuatabänke» = Coulonischichten Burckhardts). Die Kalkbänke sind hellgrau, fein- bis grobspätig, schrattenkalkartig, aber von spärlichen dunkeln Tonhäuten durchzogen und enthalten ziemlich viele, aber stets nur einzeln eingestreute grosse Exemplare von *Exogyra aquila*. — Sehr allmählicher Übergang in den Schrattenkalk.

Gegen S hin ändert sich das Neocom in der Rädertendecke nicht mehr wesentlich, abgesehen davon, dass der Kieselkalk an Mächtigkeit noch zunimmt. Am Südende, unter der Ochsenkopfsynklinale, ist er auf fast 400 m angewachsen. Zwischen Krauter und Brüschalp, wo das Neocom bereits dem verkehrtliegenden Schenkel dieser Synklinale angehört, findet man etwa 60—80 m Drusbergschichten in Form von hellgrau anwitternden, mergeligen, plattig-knolligen Kalken mit dünnen Mergellagen, etwa 2 m unvollkommen schieferige, glaukonitische Altmannschichten mit einzelnen *Belemniten*, 6—8 m rauh anwitternde grobspätige Echinodermenbreccie und etwa 450 m plattigen Kieselkalk.

10. Drusbergdecke.

Ohne seinen petrographischen Charakter stark zu ändern, schwillt das Neocom auch in der Drusbergdecke noch weiter an und erreicht hier das Maximum seiner Mächtigkeit. In der Bergkette zwischen Pragelpass und Fluhbrig baut es westlich von Wäggital und Klöntal die ganzen Bergwände vom oberen Rande des mächtigen Schutthaldengürtels bis auf die Gipfel auf. Der Kieselkalk ist im Stirn-

gewölbe der Decke am Fluhbrig etwa 700 m mächtig; weiter im S, wo der obere Teil abgewittert ist, sind am Fläschberg noch etwa 500 m, am Schwarzberg über dem Pragelpass 450 m erhalten geblieben. Auch die Drusbergschichten nehmen noch beträchtlich an Mächtigkeit zu. Im Gewölbeschenkel des Fluhbrig sind sie etwa 100—120 m, am Südrande der Drusbergkette, am Südabhang von Drusberg und Forstberg nördlich vom Muotatal 150—180 m mächtig. Am Fusse der düster braunen, sehr regelmässig aus dünnen Bänken aufgebauten Kieselkalkwände fällt schon aus der Ferne die dunkle, etwa 15—20 m mächtige Zone der Kieselkalkschiefer auf.

Der untere und mittlere Teil der Kieselkalkstufe lässt sich sehr bequem beim Übergang über den Saaspass zwischen der Saasalp und dem Sihlseeli beobachten. Man findet dort über den hellgrauen Bänken des Diphyoideskalkes:

1. Schieferige Basis des Kieselkalkes: Etwa 15—20 m Wechsellagerung von 5—20 cm dicken dunkelgrauen Kieselkalkbänken mit ungefähr gleich dicken dunkelgrauen sandigen Schieferlagen. Etwas nördlich vom Saaspasswege sind die untern 8—10 m dieser Stufe ersetzt durch stark bräunlich anwitternden dünnbankigen Kieselkalk ohne Schieferzwischenlagen, jedoch mit dunkeln Tonhäuten. Übergang in
2. Typischer dunkelgrauer, feinkörniger Kieselkalk, reich an feinsten glänzenden Calcitsplitterchen, sehr regelmässige ebenflächige Bänke von 5—20 cm, am häufigsten 8—10 cm Dicke bildend, getrennt durch meistens nur 1—5 mm dicke schwarze sandige Tonschieferlagen. Der petrographische Charakter bleibt bis auf die Passhöhe ziemlich unverändert, abgesehen davon, dass die Schieferlagen im mittleren und oberen Teil oft 5—10 cm dick sind.

Am Südabhang des Diethelm (Fluhbrig) sind oberhalb der Hütte von Obergross die oberen Neocomschichten gut aufgeschlossen. Man findet dort:

1. Oberer Teil des Kieselkalks:
   a) 20 + x m braun anwitternder, dunkelblauer oder braungrauer, zäher, feinkörniger Kieselkalk mit unregelmässigen Kieselknollen und spärlichen Tonhäuten, oft etwas glaukonitisch, in Bänke von 10—40 cm gegliedert.
   b) Heller braun anwitternder Kieselkalk, 15—40 cm dicke Bänke bildend, getrennt durch 2—10 mm dicke bräunlichgraue, sandige Mergellagen. Übergang in
2. Etwa 12 m hell bräunlichgrau anwitternde, sandige, rauhe Echinodermenbreccie, von dünnen bräunlichen Tonlagen durchzogen, im oberen Drittel besonders reich an dunklen Tonhäuten und mit einzelnen dicken Mergellagen.
3. Altmannschichten:
   a) Etwa 4 m dunkelbraun anwitternder, stark glaukonithaltiger, dunkelgrauer Kalk mit grossen *Belemniten*, durch eine 40—50 cm dicke dunkle Mergelschieferlage in zwei Bänke getrennt.
   b) Etwa 20 m mergelige, feinkörnige bis dichte, gelbbraun anwitternde, innen dunkelgraue Kalkbänke, in den oberen 10 m glaukonithaltig, wechselnd mit 20—40 cm dicken grobschieferigen dunkeln Mergellagen, die im oberen Teil glaukonitische Kalkknollen enthalten; anscheinend ohne Petrefakten.
   c) 2—$2_{,4}$ m glaukonitreicher Kalk, intensiv rostig bis dunkel grünbraun anwitternd, inwendig schwarzgrau bis dunkelgrün, reich an glaukonitischen Knollen, die Oberfläche oft hellbraun gefleckt und gestreift. Der Glaukonitgehalt nimmt gegen oben ab. Zahlreiche grosse *Belemniten* und einzelne *Ammoniten*. Übergang in
4. Drusbergschichten:
   a) Etwa 40 m Wechsellagerung von 30—50 cm dicken, ziemlich hellgrauen, feinspätigen, knolligen mergeligen Kalken von fast seewerkalkartigem Aussehen mit dünnen, weichen, dunkelgrauen Mergellagen.
   b) Wechsel von Kalkbänken und Mergellagen wie *a*, aber mit stärkerem Vorwiegen der Mergel.
   c) Etwa 20—30 m dünnbankiger Kalk, von Schrattenkalktypus, mit dünnen Mergellagen. Darüber folgt der Schrattenkalk. (Die Abteilungen *b* und *c* wurden nicht genauer untersucht.)

Die auffallendste Erscheinung dieses Profiles ist die ausserordentlich grosse Mächtigkeit der Altmannschichten.

Am Roggenstöckli (Tafel 13, Figur 3) das auf Bödmernalp im Silberngebiet als kleine Deckklippe auf der oberen Kreide der oberen Silberndecke sitzt, finden wir das südlichste Neocom der Drusbergdecke innerhalb unseres Untersuchungsgebietes. Über dem Diphyoideskalk ist hier nur noch der unterste Teil des Kieselkalks erhalten geblieben in Form einer etwa 40 m mächtigen Folge von dunkelbraun anwitternden grobschieferigen sandigen Kieselkalkschiefern, in welche 10—15 m über dem Valangienkalk eine 3—4 m mächtige Lage von dünnbankigem Kieselkalk eingeschaltet ist.

c) Zusammenstellung der Faciesänderungen.

1. Kieselkalk.

Von den autochthonen Falten auf Baumgartenalp bei Linthal an ist der Kieselkalk durch das ganze helvetische Faciesgebiet hindurch ohne Unterbruch vorhanden. Lokales Fehlen (z. B. in der Kaminspitzfalte westlich von Mastrils) ist wahrscheinlich durch tektonische Ursachen bedingt. Im autochthonen Gebiet nimmt die anfänglich sehr geringe Mächtigkeit nach S rasch zu: 6 m am Torkopf, 8 m am Muttenkopf (nach Arnold Heim, **217,** p. 27), 12 m am Vorder-Selbsanft (nach W. A. Keller, **255,** p. 4), 37 m auf Faschas südlich vom Kistenstöckli (nach Arnold Heim und Blumenthal), 60 m am Südende des Bifertenstocks (nach W. A. Keller, **255,** p. 4). Von Anfang an ist das Gestein ein feinkörniger dunkelgrauer Kalk mit feinsten Quarzkörnchen und feinen Echinodermensplittern. Stellenweise auftretende Schieferung ist wahrscheinlich vorwiegend eine Folge tektonischer Quetschung. Häufiger als weiter im S scheinen Austern und Seeigel vorzukommen.

Noch geringer und anscheinend schwankend (zwischen 5 und 23 m) ist die Mächtigkeit des Kieselkalks im autochthonen Gebiet des Taminatales. Die hier allgemeiner vorkommende Schieferung beruht wohl zum Teil auf etwas stärkerem Tongehalt.

Der Kieselkalk behält den autochthonen Faciestypus auch durch die parautochthonen Decken hindurch bei. Die Mächtigkeit geht hier sogar wieder zurück; sowohl in der Griesstockdecke wie in der Ringel-Segnesgruppe erreicht sie kaum 20 m und sinkt stellenweise sogar auf weniger als 10 m (Kaminspitzfalte, Alp von Sagens). Schieferige Ausbildung tritt nur noch untergeordnet und bloss in den tiefsten Deckfalten des östlichen Gebietes auf.

In der Wagetenkette und durch die ganze Glarnerdecke hindurch bleibt der Kieselkalk noch wenig mächtig; doch erreicht er schon an der Wageten 22 m, am Schild und am Glärnischfuss bei Nidfurn 25—30 m. Im südlichen Teil der Glärnisch-Ortstockgruppe ist die Mächtigkeit infolge tektonischer Quetschung geringer. Hier wie schon im südlichen Teil der parautochthonen Decken ist das Gestein gut gebankt bis massig, anscheinend wesentlich ärmer an Austern und Seeigeln als im autochthonen und parautochthonen Gebiet.

Durch die Mürtschendecke hindurch bleibt der lithologische Charakter annähernd derselbe; doch treten im untersten Teil dünne schieferige Lagen auf, die als Vorläufer der in den höheren Decken auftretenden Verschieferung der Kieselkalkbasis betrachtet werden können. Die im N noch auffallend geringe Mächtigkeit (20 m unter dem Britterwald, 24 m zwischen Betlis und Quinten am Nordufer des Walensees [nach Arnold Heim]) wächst nach S ziemlich rasch (45 m am Neuenkamm, 65 m an der Büttenenwand am Wiggis, 50 m bei Herberig am Fusse des Deyenstocks).

In verstärktem Masse hält die Mächtigkeitszunahme auch durch die Axendecke und ihre oberen Zweigdecken hindurch an (Deyenkette 50 m, Rossmattalp im südlichen Teil der Axendecke über 100 m, Bächistock [Bächistockdecke] 200 m, Silbernalp, obere Silberndecke 130 m). Noch typischer als in der Mürtschendecke ist hier der Kieselkalk als dickbankiger, feinkörniger Kalk mit Kieselknollen ausgebildet. Etwas schieferige Basisschichten von geringer Mächtigkeit scheinen überall vorhanden zu sein. Im mittleren Teil der Axendecke tritt zum erstenmal die durch ihren Reichtum an Hauterivien-Petrefakten ausgezeichnete Sentisianusbank auf, und in ihrer Nähe stellen sich einzelne glau-

konitische Bänke ein. An der Basis des Kieselkalks der Bächistockdecke ist in jüngster Zeit die Rahberg-Fossilschicht entdeckt worden, die bisher bloss an einigen Stellen im Gebirge nördlich vom Walensee gefunden wurde (vgl. p. 328).

Die Faciesänderungen, die in der Axendecke begonnen haben, entwickeln sich in der Säntis-Drusbergdecke weiter. Im nördlichen Teil der Säntisdecke ist zwar die Mächtigkeit auffallend geringer als in der Bächistock- oder in der obern Silberndecke (150 m am Nordfuss der Riesetenkette, 200 m westlich von Näfels, 145 m am Mattstock bei Weesen [nach Arnold Heim, **228,** p. 402]); allein nach S nimmt sie ziemlich rasch zu: 190 m am Ostabhang des Rautispitz, zirka 250 m auf Auernalp, bis 250 m in den Churfirsten (nach Arnold Heim, **228,** p. 407). Im ganzen bleibt das Gestein noch dickbankig. Reichlicher als in der Axendecke stellen sich, besonders im mittleren und oberen Teil, einzelne echinodermische und glaukonitische Lagen ein. Im unteren Teil sind stets schieferige Lagen vorhanden, doch bildet sich erst im südlichen Teil der Decke eine ziemlich scharf begrenzte, ausgesprochen schieferige Basis aus.

Ähnlich wie im östlichen Teil der Säntis-Drusbergdecke, in der Alviergruppe (vgl. Arnold Heim, **228,** p. 403 und 407), so nimmt auch in ihrem westlichen Teil, in der Räderten- und in der Fluhbrig-Drusbergkette, die Mächtigkeit des Kieselkalks gewaltig zu. Sie steigt am Brünnelistock in der Rädertendecke auf 300 m und erreicht in der Fluhbrig-Drusbergkette mit etwa 700 m ihr Maximum. Gleichzeitig wird das Gestein mehr und mehr dünnbankig, immer häufiger stellen sich schieferige Lagen zwischen den Kalkbänken ein, und in der Drusbergkette wird die ganze Stufe zu einer Wechsellagerung von dünnen Kalkbänken mit sehr dünnen Schieferlagen. Sie beginnt unten überall mit einer 15—30 m mächtigen schieferigen Schichtgruppe. Die Erscheinungen am Roggenstöckli deuten darauf hin, dass im westlichen Teil der Decke die Verschieferung des untern Teils des Kieselkalks gegen S hin noch weitere Fortschritte machte, ähnlich wie im E im Fläscherberg (vgl. Arnold Heim, **228,** p. 404).

2. Echinodermenbreccie.

Die Echinodermenbreccie im Hangenden des Kieselkalks ist schon im nördlichen Teil des autochthonen Gebietes am Torkopf bei Linthal deutlich zu erkennen und von dort an durch das Autochthone und die Decken hindurch vorhanden; bloss in den parautochthonen Decken ist sie, wahrscheinlich infolge ungenügender Beobachtung, noch nicht überall festgestellt. Auffallende Faciesänderungen sind nicht zu beobachten. Sie ist überall ein spätiger Kalk, reich an Echinodermentrümmern, häufig mit Austernschalen und stets von glaukonithaltigen Schlieren durchsetzt. Während sie mit dem liegenden Kieselkalk stets durch einen sehr allmählichen Übergang verknüpft ist, ist die Grenze gegen die Altmannschichten im allgemeinen schärfer ausgeprägt. In der Räderten- und Drusbergdecke deuten dünne Mergellagen, die sich zwischen die obersten Kalkbänke einschieben, den Übergang zu den Altmannschichten an. Die Mächtigkeit beträgt im Autochthonen meistens nur 1—3 m, ausnahmsweise 4—6 m; in den mittleren und oberen helvetischen Decken schwankt sie zwischen 4 und 8 m und erreicht lokal (Herberig-Klöntal, Obergross am Fluhbrig) 12—13 m.

3. Altmannschichten.

Im autochthonen Gebiet und in den tieferen parautochthonen Decken sind bisher keine Altmannschichten gefunden worden. In den oberen parautochthonen Decken, in der Glarnerdecke und in der Mürtschendecke treten sie sehr unregelmässig und in wechselnder Mächtigkeit auf, stets aber als glaukonitreicher, oft etwas toniger oder auch spätiger Kalk mit vereinzelten Austern und seltenen Belemniten. In der Griessstockdecke wachsen sie auf mehrere Meter Mächtigkeit an und erreichen in der Wagetenkette ein erstes Maximum mit etwa 10 m. Nach S hin verschwinden sie wieder; sie fehlen in der Glarnerdecke am Schild und treten in ihrem südlichen Teil, in der Mürtschendecke und im Stirngewölbe der Axendecke, nur stellenweise und stets nur als 1—2 m mächtige Grünsandbank auf. Erst vom mittleren Teil der Axendecke an bilden sie eine ständige Schichtgruppe. Im südlichen Teil dieser Decke wachsen sie auf etwa 3 m an. Sie erreichen auf Silbernalp in der oberen Silberndecke

ein zweites Maximum mit 15—18 m, gehen dann in der Säntis- und Rädertendecke wieder auf etwa 5 m Mächtigkeit zurück und schwellen im nördlichen Teil der Drusbergdecke am Fluhbrig, vielleicht nur lokal, neuerdings auf etwa 25 m an. Vom südlichen Teil der Axendecke an werden sie auch petrefaktenreicher; doch sind die für unteres Barrémien bezeichnenden Cephalopoden bisher erst in der Säntis-Drusbergdecke (besonders in der Fluhbrigkette) gefunden worden. Während die Altmannschichten noch in der Axendecke, in der oberen Silberndecke und in der Säntisdecke lediglich aus glaukonitreichen Kalkbänken bestehen, lösen sie sich in der Räderten- und in der Drusbergdecke in einen Wechsel von glaukonitischen Kalkbänken und Mergellagen auf, die sowohl mit der liegenden Echinodermenbreccie wie mit den hangenden Drusbergschichten durch Übergänge verbunden sind.

4. Drusbergschichten.

Die Drusbergschichten sind von ihrem ersten Auftreten am Torkopf bei Linthal an südwärts durch das ganze helvetische Faciesgebiet hindurch vorhanden und lassen stets einen untern vorwiegend mergeligen und einen oberen mehr kalkigen Teil erkennen. Sie zeigen im Autochthonen und im Gebiet der Decken bis zum Nordrand der Axendecke annähernd denselben Faciestypus, indem hier überall die Kalkbänke gegenüber den Mergellagen überwiegen und *Exogyra aquila* in zahlreichen Exemplaren durch die ganze Schichtgruppe hindurch, vorwiegend aber in den Kalkbänken, verbreitet ist.

Im Autochthonen und in den parautochthonen Decken ist die Mächtigkeit im allgemeinen noch gering und, wahrscheinlich zum Teil aus tektonischen Ursachen, sehr schwankend (meistens zwischen 10 und 30 m), und die Austern treten, wenn sie auch in grosser Zahl vorhanden sind, doch nur selten (Kaminspitzfalte) förmlich gesteinsbildend auf.

Durch die Glarner- und Mürtschendecke hindurch wächst die Mächtigkeit nach S allmählich etwas an und erreicht etwa 50 m. Beiden Decken gemeinsam ist die an schieferigen Kieselkalk erinnernde Schichtgruppe in der Basis und die mächtige Entwicklung der Kalkbänke mit Echinodermentrümmern im mittleren und oberen Teil der Stufe. Vorwiegend im oberen Teil dieser Kalkstufe drängen sich nun die Austern in grossen Mengen zu förmlichen Bänken zusammen. Am grössten scheint der Austernreichtum in der Nordstirn der Axendecke (Deyenkette) zu sein.

Nach S hin ändert sich nun durch die Axendecke und ihre oberen Zweigdecken hindurch die Facies rasch. Vom Nordrand der Axendecke an beginnen die Kalkbänke im mittleren Teil der Stufe durch Vermergelung in Kalkknollen sich aufzulösen, und der Austernreichtum geht sehr rasch zurück, während die Mächtigkeit sich noch nicht wesentlich ändert.

Innerhalb der Säntis-Drusbergdecke nimmt nun die Mächtigkeit gegen S bedeutend zu. Sie erreicht in der Rädertendecke schon über 100 m und steigt am Südende der Drusbergdecke auf etwa 180 m. Die ganze Stufe stellt hier einen regelmässigen Wechsel von Kalk- und Mergellagen dar mit starkem Vorherrschen der Mergel im unteren Teil. Die Austern verschwinden fast ganz und dafür erscheinen spärliche Spatangen und als Seltenheiten einzelne Ammoniten.

Arnold Heim hat in seiner Monographie der Churfirsten-Mattstockgruppe (**228,** p. 383) bereits hervorgehoben, dass die obere Grenze der Drusbergschichten nicht ein einheitliches stratigraphisches Niveau darstellt, da vom Leistkamm an gegen SE hin der Schrattenkalk mehr und mehr vermergelt und die Facies der Drusbergschichten annimmt. Innerhalb unseres Untersuchungsgebietes liegt diese Grenze im ganzen nördlichen Teil des helvetischen Faciesgebietes vom Autochthonen bis in die Säntisdecke der Wiggisgruppe hinein wohl annähernd im gleichen Niveau. Die Vermergelung des untern Teils des Schrattenkalks beginnt wahrscheinlich in der Rädertendecke, macht aber erst in der Drusbergkette starke Fortschritte, was in der starken Mächtigkeitszunahme der Drusbergschichten und der gleichzeitigen Abnahme und dem schliesslichen Verschwinden des untern Schrattenkalks zum Ausdruck kommt.

Nach der Abwicklung der Decken lässt sich das Sedimentationsgebiet der Drusbergschichten in drei Facieszonen gliedern (vgl. **228,** p. 392):

I. Nördliche Zone. Vorwiegend kalkige Ausbildung. Zahlreiche bis massenhafte Austern, auch Korallen und Spongien. Mächtigkeit 5—50 m. Litorale Bildung. Autochthones Gebiet, Parautochthone Decken, Glarner- und Mürtschendecke, Nordrand der Axendecke.

II. Mittlere Zone. Beginnende Vermergelung der Kalkbänke. Starke Abnahme der Austern. Mächtigkeit 50—60 m. Beginnende Vertiefung des Meeres. Mittlerer und südlicher Teil der Axendecke, Bächistockdecke und Silberndecken.

III. Südliche Zone. Wechsel von Schiefermergeln mit Kalklagen; starke Zunahme der Mächtigkeit (60—180 m). Beginnende Vermergelung des Schrattenkalks. Fast völliges Verschwinden der Austern und Auftreten von Spatangen und vereinzelter Ammoniten. Bathyale Facies. Säntisdecke der Wiggis- und Churfirstenkette, Rädertendecke, Drusbergdecke; ausserhalb der Glarneralpen auch Alviergruppe und Frohnalpstockgruppe.

d) Landschaftlicher Charakter.

Im Autochthonen und in den parautochthonen Decken tritt das Neocom seiner geringen Mächtigkeit wegen nicht auffallend hervor. Im Gebiet der Alpweiden ist der Kieselkalk mehr als die kalkigen Drusbergschichten mit Vegetation bedeckt. In der Glarner- und Mürtschendecke macht sich der Schichtenkomplex, wenigstens in der Schild- und Wiggisgruppe, schon stärker bemerkbar. Am Schildabhang über Ennetbühls, auch an der Ostwand des Wiggis bildet der Kieselkalk eine mit Tannen besetzte Steilstufe, deren Böschungswinkel geringer ist als derjenige des darunterliegenden Valangienkalkes. Die Echinodermenbreccie in seinem Dache, besonders aber die Kalkstufe im mittleren Teil der Drusbergschichten, treten als kleine kahle Steilwände aus der Waldzone hervor, während die mergeligen Partien im untern und oberen Teil der Drusbergschichten flachere Terrassen bilden. Mit der Mächtigkeitszunahme in den mittleren und höheren Decken tritt das Neocom, besonders der Kieselkalk, im Landschaftsbilde immer mehr hervor. Im oberen Teil des Glärnisch, an der Silbern und in der Wiggis-Drusberggruppe sind die hohen, düster braunen Kieselkalkbänder eine sehr in die Augen springende Erscheinung. Die vom massigen, dickbankigen Kieselkalk gebildeten Steilhänge sind durch zahlreiche parallele, scharf eingeschnittene Erosionsrinnen in dreiseitig prismatische, scharfkantige Rippen und Pfeiler zerlegt («Spissen» oberhalb Guppen am Glärnisch, «Lichenbritter» am Wiggis). An den aus gleichförmig dünnbankigem Kieselkalk aufgebauten Steilhängen der Drusbergkette sind jene Rinnen stark verästelt, und die Abhänge erscheinen mit zuckerhutförmigen, rundlichen Pfeilern und Türmen besetzt. Im ganzen Gebiet der Säntis-Drusbergdecke stehen die Drusbergschichten mit ihrer ausgeprägten treppenförmigen Struktur in auffallendem Gegensatz zu den einer horizontalen Gliederung fast ganz entbehrenden Kieselkalkhängen. Eine leichte Vegetationsdecke, welche die düstere Gesteinsfarbe durchschimmern lässt, bekleidet die nicht allzu steilen Partien jener Abhänge auf der Westseite des Oberseetales und Wäggitales und auf der Nordseite des Pragelpasses. Auf flachen Gehängen tragen Kieselkalk und Drusbergschichten, namentlich der erstere, Alpweiden (Auernalp, Lachenalp, Brüschalp, Silbernalp), die sich lebhaft von den angrenzenden öden Schrattenkalkkarrenfeldern abheben.

e) Technische Verwendung.

Der Kieselkalk eignet sich seiner Härte und des Bruches nach kubischen Stücken wegen vorzüglich als Pflasterstein und wird auch zur Herstellung von Hartschotter für den modernen Strassenbau verwendet. Ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes werden seit langer Zeit zwei grosse Pflastersteinbrüche im Kieselkalk der Säntisdecke oberhalb und unterhalb der Strasse Weesen-Amden betrieben (vgl. **270,** p. 230). Seit neuerer Zeit wird auch der Kieselkalk der Mürtschendecke am Walenseeufer zwischen Betlis und Quinten zur Herstellung von Pflastersteinen und Schotter ausgebeutet. Ein kleiner Steinbruch im Kieselkalk derselben Decke dicht nördlich vom Dorfe Mollis lieferte früher Steine für die Wuhre des Escherkanals und für Hausbauten im Glarner Unterland und wird seit 1920 in grösserem Massstab zur Gewinnung von Pflastersteinen und Hartschotter ausgebeutet. Von der-

selben Unternehmung wurde vor einigen Jahren auf dem rechten Ufer des Escherkanals unterhalb der Terrasse von Beglingen ein Steinbruch eröffnet, in welchem der Kieselkalk für Pflastersteine und die darüberliegenden Echinodermenkalke und kalkigen Drusbergschichten für Herstellung von Schotter gebrochen werden. Die Echinodermenkalke der Drusbergschichten werden an mehreren Stellen am Nordwestfusse des Kerenzerberges zur Gewinnung von Wuhrsteinen für den Escher- und Linthkanal gebrochen.

C. Schrattenkalk.

(Oberes Barrémien und unteres Aptien.)

a) Gliederung, Benennung, Historisches.

Wo diese Schichtgruppe in unserem Untersuchungsgebiet vollständig erhalten ist, gliedert sie sich in drei Abteilungen:

1. Unterer Schrattenkalk (oberes Barrémien). Massiger oder dickbankiger, hell bläulichgrau anwitternder Kalk, inwendig hellgrau, oft mit einem Stich ins Bräunlichgraue oder Violettgraue, oft ziemlich dicht, meistens aber mehr oder weniger spätig, häufig oolithisch, von splittrigem, schuppigem Bruch. Vorwiegend organogenes Gestein, oft reich an *Requienia ammonea*, Goldf., *Requienia Lonsdalei*, Sow. (= *Toucasia carinata*, Math.), *Agria neocomiensis*, d'Orb., auch Korallen, Bryozoen und besonders reichlich Kleinforaminiferen (Milioliden, Textularien) enthaltend.

2. Orbitolinaschichten (unteres Aptien, Bedoulien). Bräunlichgrau anwitternde, mergelige, spätige Kalkbänke mit dunkelgrauen Mergelzwischenlagen, reich an *Orbitolina lenticularis*, Lam. (oder *O. conoidea*, A. Gras.), *Rhynchonella Gibbsiana*, Sow., *Heteraster oblongus*, Brong.

3. Oberer Schrattenkalk (unteres Aptien, Bedoulien). Dickbankiger bis massiger, hellgrauer, spätiger Kalk, ähnlich wie der untere Schrattenkalk, häufig auch reich an *Requienien* und Milioliden; in der Säntis-Drusbergdecke bisweilen mergelige Zwischenlagen einschliessend.

In der Säntis-Drusbergdecke treten stellenweise im oberen Teile des oberen Schrattenkalks echinodermische Kalkbänke mit *Orbitolina lenticularis* auf; doch bilden diese «obern Orbitolinaschichten» keinen scharf vom oberen Schrattenkalk abtrennbaren Horizont. Besser abgegrenzt sind die Gibbsischichten, eine wenige Meter mächtige Folge von hellgrauen Kalkbänken mit *Rhynchonella Gibbsiana*, Sow., die in der Rädertendecke den oberen Abschluss des oberen Schrattenkalks bildet.

Der Name Schrattenkalk ist von B. Studer in die geologische Literatur eingeführt worden, gestützt darauf, dass das Gestein an der Schrattenfluh im Entlebuch ausgedehnte Karrenfelder, dort Schratten genannt, bildet. Während dieser jetzt am meisten gebräuchliche Name an den physikalischen Charakter des Gesteins erinnert, verdanken die früher häufig verwendeten Namen Hieroglyphenkalk (Lusser), Rudistenkalk, Caprotinenkalk (Studer, Escher, Baltzer), Requienienkalk (Burckhardt) ihre Entstehung den Molluskenschalen, die in grosser Zahl das Gestein durchschwärmen und auf seiner Oberfläche in Form von dunkeln Figuren erscheinen.

In Studers Geologie der Schweiz (1853) wird der ganze Schichtenkomplex als Rudistenkalk oder Caprotinenkalk bezeichnet und in das obere Neocom gestellt; in den spätern Arbeiten jedoch tritt als Bezeichnung seines geologischen Alters der Name Urgonien (d'Orbigny) auf. Da der obere Schrattenkalk nach Gesteinsbeschaffenheit und Fauna grosse Übereinstimmung mit dem untern Schrattenkalk zeigt, wurde früher, z. B. von Baltzer (**62**), Mösch (**78**), Burckhardt (**134**), die ganze Schichtgruppe als Urgonien bezeichnet, obschon man erkannte, dass in ihrem obern Teil das Aptien vertreten ist. Dagegen beschränkt Albert Heim schon 1894 (**129**, p. 99) und besonders in seinem Säntiswerk 1905 (**176**, p. 25—27) das Urgonien auf den untern Schrattenkalk und stellt den obern Schrattenkalk mit den liegenden Orbitolinaschichten ins Aptien. Dieselbe Ausscheidung zwischen Urgonien und Aptien finden wir bei Arnold Heim, 1905 (**176**, p. 344—350); Ernst Blumer, 1905 (**176**, p. 523—526); Arbenz, 1905 (**174**, p. 18—23).

Rothpletz stellte 1898 (**149**, p. 75—77) den gesamten Schrattenkalk ins Aptien, bemerkte jedoch, nach Kilian sei der Schratten- oder Urgonkalk nur eine Facies, die nicht bloss während der Aptperiode, sondern stellenweise auch schon früher, während der Barrémienzeit, zur Entwicklung kam. Darum hält er es für möglich, dass die untern Teile des untern Schrattenkalks das obere Barrémien vertreten und dass die starken Mächtigkeitswechsel des Schrattenkalks damit im Zusammenhang stehen. Dieser Punkt hat seither eine genauere Abklärung gefunden. Durch die Arbeiten von A. Tobler im Gebiet des Melchtales (**153**), von Arbenz im Fronalpstockgebiet (**174**) und namentlich von Arnold Heim in der Churfirsten- und Alviergruppe (**228**, p. 369—394) hat sich, wie früher (p. 337) bereits hervorgehoben wurde, herausgestellt, dass in der obersten helvetischen Decke gegen die ursprünglich südlicheren Regionen hin die neritische Schrattenkalkfacies mehr und mehr in die bathyale Mergelfacies der barrémischen Drusbergschichten übergeht, so dass hier die Grenze zwischen Drusbergschichten und Schrattenkalk keine chronologisch einheitliche Schichtfläche darstellt. Der Name Urgonien, mit dem die Vorstellung einer scharf begrenzten geologischen Periode verbunden war, verschwindet darum in den neuesten Arbeiten der Schweizer Geologen mehr und mehr als Altersbezeichnung für den Schrattenkalk und wird mehr nur noch als Faciesbegriff verwendet. Der untere Schrattenkalk wird in den oberen Teil der Barrémienstufe versetzt, die in Südostfrankreich aufgestellt und von A. Tobler 1899 auch für die helvetischen Schweizeralpen eingeführt worden ist. Eine gewisse Unsicherheit in der Altersbestimmung der verschiedenen Abteilungen der Schrattenkalkgruppe herrscht aber immer noch, weil in dem ganzen Schichtenkomplex zwischen den sicher zum untern Barrémien gehörenden Altmannschichten und dem sicher zum obern Aptien (Gargasien) gehörenden untern Gault die Ammoniten fehlen, die eine scharfe chronologische Gliederung ermöglichen würden. Unsicher bleibt namentlich, ob die untern Orbitolinaschichten noch ins obere Barrémien hinunterreichen oder bereits, wie meistens angenommen wird, zum untern Aptien (Bedoulien) gehören. (Vgl. Arnold Heim, **228**, p. 380/381.)

b) Spezialprofile.

1. Autochthones Gebiet.

a) Linthtal und Kistenpass.

Da infolge der mitteleocänen Denudation die Kreide im nördlichen Teile des autochthonen Gebietes fast gänzlich abgetragen worden ist, fehlt der Schrattenkalk in den ersten südlich von Linthal auftauchenden autochthonen Falten noch völlig. Er tritt zum erstenmal in der grossen liegenden Falte auf, die am Westabhang des Vorstegstocks durch den Erosionszirkus des Locherli hindurch sich zieht. Wir finden ihn dort am Torkopf am Kistenpassweg oberhalb Unter-Baumgartenalp (Figur 64, p. 277) über Drusbergschichten, deren oberste kalkig ausgebildete Bänke spärliche zerdrückte Austernschalen enthalten, als eine etwa 8 m mächtige Bank hellgrauen, dichten bis salinischen Kalkes ohne deutliche Petrefakten und unmittelbar überdeckt von den Nummulitenschichten.

Etwas weiter im S, am Muttenwändli und Muttenkopf (2486 m), fehlt er wieder, stellt sich aber neuerdings am Südrande des Muttenalpplateaus als eine bloss 5—6 m mächtige Bank hellgrauen, etwas spätigen Kalkes ein und zeigt sich auch weiter im S, am Steilabsturz zwischen dem Kistenpassweg und dem Limmernboden, als ein bloss 5—10 m mächtiges hellgraues Kalkband, das sich scharf von den liegenden Drusbergschichten und dem hangenden düstern Nummulitengestein abhebt.

Südwärts stellen sich auch die jüngeren Kreideschichten ein. Der Schrattenkalk ist daher hier vollständiger und in grösserer Mächtigkeit erhalten. Arnold Heim (**217**, p. 25) fand ihn am Abhang des Kistenstöcklis gegen Val Frisal bereits 40 m mächtig und nahm dort folgendes Profil auf: Über den «Sinuatabänken» der Drusbergschichten folgen

a) 2 m grauer, noch etwas mergeliger Echinodermenkalk mit vereinzelten Austernschalen.

b) 10 m echter Schrattenkalk, zoogen, hell blaugrau angewittert, grob geschichtet, reich an Echinodermensplittern und Milioliden.

c) 10 m massiger Kalk, inwendig hellgrau, dicht, stellenweise salinisch.

d) 2 m Requienienkalk, gleiches Gestein wie *c*, jedoch erfüllt von *Requienia ammonea*, Goldf.

e) 18 m massiger, heller, dichter Schrattenkalk, zum Teil durch Metamorphose salinisch, anscheinend ohne Requienien. — Scharfe, karrige rauhe Grenze gegen den hangenden Gault.

Nach den Untersuchungen von W. A. Keller (**255**, p. 4 und 5) fehlen am Selbsanft die mittleren und oberen Kreideschichten noch, so dass die Nummulitenschichten wie am Südwestrande des Muttenalpplateaus auf der untersten Kreide (Öhrlikalk, Valangienkalk oder Kieselkalk) transgredieren. Dagegen sind am Bifertenstock bereits alle Kreidestufen vorhanden; der Schrattenkalk weist hier nach Keller eine Mächtigkeit von 70 m auf und ist ein hellgrauer, massiger Kalk, im untern Teil reich an Echinodermensplittern, im mittleren Teil mit zahlreichen Requienienschalen.

In den autochthonen Falten der Claridenkette auf der Westseite des Linthtales ist bis jetzt kein Schrattenkalk gefunden worden.

Die Kreidefalte, die auf Jätzalp am Panixerpassweg (Tafel 25, Fig. 5) aus dem Flysch herausticht, liegt tektonisch höher als die autochthonen Falten der Nüschenstockgruppe, stammt also aus einem ursprünglich etwas weiter südlich liegenden Teil des autochthonen Faciesgebietes. Darum sind hier auch bereits die mittleren und oberen Kreidestufen vorhanden. Der Schrattenkalk ist etwa 15 m mächtig aufgeschlossen als ein hellgrauer, im mittleren Teil etwas dunklerer, spröder, dichter bis salinischer, oft etwas plattig gequetschter Kalk. Requienien oder andere deutliche Petrefakten konnte ich nicht beobachten. Die Kontaktfläche gegen den hangenden Gault ist eine sehr scharfe, karrigrauhe Transgressionsgrenze mit bis 30—40 cm tiefen Einbuchtungen, die von dem glaukonitischen Albien ausgefüllt sind.

In den Falten von Fil Fluaz über dem Hintergrund des Panixertales schätzte ich die Mächtigkeit des Schrattenkalks auf höchstens 20 m.

b) Taminagebiet.

Der Schrattenkalk erscheint auch im Sedimentmantel des Aarmassivs zu beiden Seiten des Taminatales als eine hellgraue massige Kalkbank von im allgemeinen geringer Mächtigkeit und auffallender Armut an deutlichen Fossilien. Tolwinski (**236**, p. 19 und 20) fand darin so wenig wie ich deutliche Requienien; dagegen beobachtete er am Wege Vättis-Vättnerberg im mittleren Teile der Kalkbank zahlreiche *Serpula*-Röhren und konstatierte in Dünnschliffen *Bryozoen*. Die scharfe Transgressionsgrenze gegen den hangenden Gault (Albien) ist oft ziemlich ebenflächig, oft aber zackig-rauh, mit Einbuchtungen von im Maximum einigen Dezimetern Tiefe. Mit der Abtragung des Schrattenkalks vor der Albien-Transgression hängt seine wechselnde Mächtigkeit zusammen. Tolwinski fand ihn bei St. Martin 10—12 m, in der Schlucht des Tersolbaches 18—20 m, unter Alp Vindels 35 m mächtig. In der von Alp Vindels gegen St. Peter im Taminatal abfallenden Felswand bestimmte ich seine Mächtigkeit photogrammetrisch auf 37 m. Nach E nimmt sie auffallend ab. In einer Runse, die südlich von Mapragg von links her in die Tamina mündet, findet man zwischen Drusbergschichten mit *Exogyren* und *Alectryonien* und der messerscharfen Transgressionsgrenze des Gault nur noch einige Meter untern Schrattenkalk in Form eines gut gebankten, mässig hellgrauen, etwas spätigen Kalkes.

Auf Gelbberg nordwestlich über Vättis fand ich den Schrattenkalk 10—15 m mächtig. Er ist hier ein massiger, hell bläulichgrau anwitternder, inwendig ziemlich hellgrauer Kalk, fast dicht, mit etwas schuppigem Bruch, im tieferen Teil infolge Metamorphose etwas kristallinisch-körnig, die angewitterte Oberfläche meistens von vorragenden sehr feinen Körnchen (Quarzpartikelchen?) etwas sandig-rauh. Ausser einigen im obersten Teil beobachteten undeutlichen Schalenresten konnte ich keine Fossilien bemerken.

Der autochthone Schrattenkalk gehört im Tamina- wie im Linthgebiet ganz dem untern Schrattenkalk an. Orbitolinaschichten und oberer Schrattenkalk waren hier ursprünglich wahrscheinlich auch vorhanden, wurden jedoch während der Festlandsperiode vor Ablagerung der mittleren Kreide wieder abgetragen. Einzig im Kessel von Cavordia und am Piz da Dartgas im Kistenpassgebiet sind nach Albert Heim (**70**, Bd. I, p. 177) und Rothpletz (**149**, p. 76) noch Orbitolinaschichten erhalten geblieben.

2. Parautochthone Falten.

a) Griesstockdecke.

Nach den Darstellungen von Albert Heim (**184**) und W. Staub (**247**, p. 44 und 45) und meinen eigenen Beobachtungen ist in der Griesstockdecke bloss unterer Schrattenkalk erhalten geblieben. Es ist stets ein massiger, hellgrauer, dichter oder salinischer, schuppig kristallinischer Kalk. Infolge der intensiven tektonischen Störungen, welche die Griesstockdecke betroffen haben, ist der ursprüngliche Gesteinscharakter meistens stark verändert worden. Darum sind auch deutliche Petrefakten nur spärlich zu beobachten. Alb. Heim erwähnt von der Balmwand und vom Griesstock marmorisierte Requienienschalen. Grösstenteils eine Folge der tektonischen Störungen sind gewiss auch die starken Mächtigkeitsschwankungen. Beim Windeggentunnel an der Klausenstrasse ist der Schrattenkalk nach W. Staub und P. von Schumacher (**355**, p. 5) 30—40 m, in den Munggenbändern nach Alb. Heim nur 2—4 m, am Griesstock 2—20 m mächtig.

b) Deckfalten der Segnes-Ringelgruppe.

Der Schrattenkalk dieser Region zeichnet sich noch mehr als derjenige der Griesstockdecke durch geringe Mächtigkeit und Fossilarmut aus. Östlich von der oberen Hütte von Alp Lavadignas am Westabhange des vom Tschepp nach S laufenden Grates bildet er in der Miruttafalte eine hellgraues Kalkwändchen von kaum über 10 m Höhe. Er liegt hier über grobschieferigen Kalkmergeln und dünnen spätigen Kalkbänken, die den obersten Teil der Drusbergschichten darstellen, und ist im untersten Teil durch dünne tonige Einlagerungen noch dünnbankig, im mittleren Teil massig, oben wieder dünnbankig ausgebildet. Das Gestein ist hellgrau, etwas schuppig-körnig, mit feinen glänzenden Calcittäfelchen, an der Oberfläche sandig-rauh von massenhaft vorragenden kleinen hellgrauen oder dunkeln Körnchen (Quarzkörnchen?). Requienien oder sonstige Fossilien konnte ich nicht beobachten. Nördlich von Ober-Lavadignas schwillt der Schrattenkalk lokal auf etwa 20 m an.

In den Wänden des Crap Matts (Tafel 28, Figur 2), am Piz Mirutta und an der Ost- und Nordwand des Flimsersteins (Tafel 28, Figur 1) ist er durchschnittlich kaum über 10 m mächtig und wächst nur lokal auf 15—20 m an [1]). Im allgemeinen wird die Mächtigkeit durch tektonische Quetschung etwas reduziert worden sein. Oberer Schrattenkalk und Orbitolinaschichten fehlen überall völlig; stets liegt das düstere Gaultband mit messerscharfer Grenze unmittelbar auf dem untern Schrattenkalk.

c) Falten des Calanda.

Auch in diesem Gebiete erscheint der Schrattenkalk als eine einheitliche hellgraue Kalkstufe, die keine Gliederung in Schichtgruppen von wesentlich verschiedenem lithologischem Charakter erkennen lässt. In noch höherem Masse als in den vorher besprochenen Gebieten ist hier das Gestein durch Dislokationsmetamorphose verändert worden. Besonders in den tieferen Teilen der gegen das Rheintal fallenden Abhänge ist es so stark deformiert, dass es oft nur schwierig von Malm, Öhrlikalk oder sogar von Seewerkalk unterschieden werden kann. Es ist darum von frühern Erforschern des Calanda, von Theobald, Piperoff, Rothpletz, an manchen Stellen mit andern Gesteinsstufen, namentlich mit Malm (Troskalk), verwechselt worden.

Wo das Gestein nur wenig verändert ist, wie z. B. in einem etwa 500 m südlich von Isla am Rheinufer liegenden verlassenen Steinbruch, ist es ein blaugrau anwitternder, massiger, dickbankiger, inwendig hellgrauer, fast dichter, vorwiegend aber etwas kristallinisch-salinischer Kalk mit feinsten glänzenden Calcitsplitterchen. Auf dem etwas splittrigen Bruche fallen unscharf gegen die dunklere Umgebung abgegrenzte hellgraue Flecken und Streifchen auf. Die Anwitterungsflächen sind feinsandig-rauh von vielen vorragenden eckigen helleren oder dunkleren Sandkörnchen. Requienien und andere Makrofossilien scheinen zu fehlen.

---

[1]) Wie im tektonischen Teil (p. 26) dargelegt wurde, ist der bis 60 m mächtige hellgraue Kalk, der auf dem Plateau des Flimsersteins über den Drusbergschichten liegt, nach meiner Ansicht nicht Schrattenkalk, wie Blumenthal (**240**) annimmt, sondern Lochseitenkalk.

Stark metamorph erscheint das Gestein in den südlich von Untervaz am Rheinufer liegenden Steinbrüchen von Horn, Ruine Neuenburg und «Schlund» unter Haselboden. Hier ist der sonst massige Kalk stets ebenflächig dünnplattig gequetscht, inwendig hellgrau bis dunkler bläulichgrau, oft ziemlich dicht, meistens aber salinisch fein kristallinisch, unvollkommen muschelig brechend. Oft erscheint das Gestein durch einen Wechsel von unscharf begrenzten dunkleren und helleren Partien geradlinig gestreift, was zu Verwechslung mit Korallenkalk des Tithon Anlass gegeben hat. Die stark gequetschten Partien erinnern oft an Seewerkalk, indem auf den Schicht- oder Clivageflächen dunkelgraue Tonhäute, bisweilen mit glänzenden Rutschspiegeln, auftreten. Diese Häute zeigen oft infolge ungleichmässiger Umwandlung in Serizit einen unregelmässigen Wechsel von dunkeln und hellen Flecken[1]).

Der Schrattenkalk ist in den Calandafalten bereits beträchtlich mächtiger als im Segnes-Ringelgebiet. Am Rheinufer südlich von Isla (Kaminspitzfalte) ist er mindestens 25—30 m, am Horn südlich von Untervaz 30—50 m, unter Haselboden wohl 100 m mächtig. In der Felswand von Scalripp nördlich von Haldenstein schätzte Blumenthal (**251,** p. 32) seine Mächtigkeit auf 60 m.

Sehr auffallend ist die schon von Blumenthal (**251,** p. 33) hervorgehobene Tatsache, dass in der Kaminspitzfalte am Zweienspitz und östlich von Salaz auf einer über 3 km langen Linie der Schrattenkalk völlig fehlt, so dass der Gault (Albien) direkt auf den Austernbänken der Drusbergschichten sitzt. Da in der gleichen Gegend nach meinen Beobachtungen auch Valangienkalk und Kieselkalk fehlen, so ist jene Lücke wohl eher durch tektonische Verquetschung als durch Denudation vor der Transgression der mittleren Kreide verursacht.

Der Schrattenkalk der Calandakette hat mit demjenigen der bisher besprochenen Gebiete die grosse Armut an deutlichen Fossilien gemein, was zum Teil eine Folge der starken Metamorphose sein mag. Meistens findet man weder Requienien noch sonstige Organismenreste. An einigen Stellen jedoch, z. B. bei Tarviersch südlich von Mastrils und am Wege westlich von Valdrux und Lat südlich von Untervaz, sind die obersten Schichten reich an Muschelschalen; an letzterem Orte finden sich darunter viele auffallend grosse Austernschalen.

Orbitolinaschichten und oberer Schrattenkalk sind bisher im Calandagebiet nicht gefunden worden.

3. Wagetenkette.

Die Schichtgruppe ist hier noch fast völlig in der Facies der autochthonen und parautochthonen Falten der südlichen Glarneralpen ausgebildet. Am Südabhang des Köpflers, oberhalb Köpfenalp, findet man über austernreichen spätigen Kalkbänken und Mergellagen der mittleren Drusbergschichten:

a) Etwa 6 m gelblichgrau anwitternde Kalkbänke von $0{,}_1$—$0{,}_4$ m Dicke, schrattenkalkartig, inwendig ziemlich hellgrau bis bräunlichgrau, feinspätig, in den untersten Bänken mit Resten von Exogyren. Rascher Übergang in

b) 20—25 m echter massiger Schrattenkalk, inwendig sehr hellgrau mit einem Stich ins Bräunliche, fast dicht, besonders im mittleren Teil sehr reich an *Requienien.* Vereinzelte *Korallen.* — Scharfe Grenze gegen Gault (Albien).

Die Mächtigkeit des Schrattenkalks schwankt in der Wagetenkette in der Regel zwischen 15 und 25 m. Das Gestein ist meistens, namentlich am Köpfler und Brüggler, reich an Requienien, so dass es den Namen Requienienkalk verdient.

Ernst Blumer (**180,** p. 479) verzeichnet am Gipfel der Wageten 2—3 m Orbitolinaschichten. Ich konnte diese Schichtgruppe weder hier noch am Köpfler beobachten; dagegen fand ich am Ostende der Wagetenkette, am Hornkopf, schwache Spuren derselben zwischen dem untern Schrattenkalk und dem Gault.

[1]) Nach den Untersuchungen des mineralogisch-petrographischen Instituts und der Materialprüfungsanstalt an der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich (**270,** II. Teil, p. 202/203) ist der Schrattenkalk der Steinbrüche von Horn, Neuenburg und Schlund bei Untervaz ein dichter bis feinkörniger, mikrokristalliner Kalkstein mit einer Korngrösse von $0{,}_{06}$—$0{,}_3$ mm, mit spärlichen Pyrit- und Quarzkörnchen und kohligen Substanzen.

4. Glarnerdecke.

Gegenüber den bisher besprochenen Gebieten tritt hier die Änderung ein, dass die Orbitolinaschichten als konstante Schichtgruppe auftreten und im äussersten S auch der obere Schrattenkalk sich einstellt.

a) Schildgruppe.

Im Kreideprofil des Hüttenkopfs oberhalb Ennetbühls (Figur 68, p. 321) findet man über den obersten kalkigen Bänken der Drusbergschichten:

1. Etwa 40 m massiger unterer Schrattenkalk, fast ohne Schichtung, in den untersten paar Metern noch ziemlich dunkelgrau, sonst durchwegs hellgrau, mit einem Stich ins Bräunliche, dicht, muschelig oder splitterig brechend, im untern und mittleren Teil mit ziemlich vielen glänzenden Spattäfelchen. In den obern 10 m zeigt die angewitterte Oberfläche zahlreiche vorragende schwarze Knöllchen von 1—2 mm Durchmesser. Im oberen Teile stellenweise reich an Milioliden. Makrofossilien sind auf der Anwitterungsfläche des Anstehenden fast gar nicht zu erkennen; dagegen sieht man in den am Fusse der Wand liegenden Trümmern ziemlich viele Requienienschalen und andere Muscheln.
2. 6 + x m hellgrauer Kalk, ähnlich dem vorigen, jedoch in deutliche Bänke geteilt.

Die Orbitolinaschichten, zu denen diese Bänke offenbar überleiten, sind über der Wand durch Schutt und Vegetation verhüllt, jedoch im Fusswege neben der Wand als eine etwa 12 m mächtige Folge von bräunlich angewitterten, dünnen, knolligen Kalkbänken mit Mergellagen aufgeschlossen, die zahlreiche Milioliden, viele Exemplare von *Terebratula sella*, Sow., und *Rhynchonella Gibbsiana*, Sow., enthalten, aber nicht besonders reich an *Orbitolina lenticularis*, Blum., sind und unmittelbar von Gault überlagert werden.

Besser lassen sich die Orbitolinaschichten auf Heubodenalp am Nordwestabhang des Schild beobachten. Am Ostrande der «Schweinrunse», einer Erosionsrinne zwischen Wildmad und dem Heustöckli, ist im steilgestellten Nordschenkel des Heubodengewölbes folgendes Profil aufgeschlossen (Figur 70):

1. Über den Drusbergschichten 40—50 m sehr hellgrau anwitternder, klotziger, fast ungeschichteter unterer Schrattenkalk, inwendig hellbläulich bis bräunlichgrau, wenig spätig, nicht besonders reich an *Requienien*, in den obersten Lagen etwas calcitisiert. Ziemlich scharfe Grenze gegen
2. Orbitolinaschichten:
   a) $2{,}_5$ m bräunlichgrau anwitternde kalkige Mergel, inwendig dunkel blaugrau, von tonigen Lagen unregelmässig durchzogen und daher von knolliger Struktur. Ziemlich viele Exemplare von *Rhynchonella Gibbsiana* und *Terebratula sella*.
   b) $1{,}_5$—2 m lebhaft bräunlich anwitternder mergeliger Kalk, spätig, rauh anwitternd, inwendig dunkel blaugrau, stellenweise mit vielen kleinen bräunlichroten rundlichen Flecken, mit reichlichen *Milioliden* und vielen etwas undeutlichen *Orbitolinen*. Allmählicher Übergang in
   c) 2—$2{,}_5$ m bräunlichgrau anwitternder mergeliger Kalk, innen hell- bis dunkelgrau, dicht bis schwach spätig, von dunkelgrauen Tonhäuten unregelmässig durchzogen und daher knollig, anscheinend arm an Fossilien.
   d) 7—10 m hell bräunlichgrau anwitternder, innen ziemlich hellgrauer spätiger Kalk, schrattenkalkartig, aber ähnlich wie *c* von dunkeln Tonhäuten durchzogen, doch weniger knollig, die Kalkbänke mit dünnen dunkeln Mergellagen wechselnd, die stellenweise, besonders im oberen Teil, ganz erfüllt sind von *Orbitolina lenticularis*.
   e) Etwa 3 m hell bräunlichgrau anwitternder, spätiger Kalk mit tonigen Häuten; vereinzelte *Rhynchonellen* und *Terebrateln*.
   f) $0{,}_5$—1 m bräunlichgraue, etwas rostige Mergelschiefer, reich an *Orbitolina lenticularis*. — Die Grenze gegen den Albien-Gault ist durch Vegetation etwas verhüllt.

In dem Wäldchen über dem Bauernhaus Linthbödeli unterhalb Ennetbühls (Tafel 21, Figur 3) ist etwa 50 m über dem Linthufer längs eines Fusspfades in dem fast senkrecht absteigenden Südschenkel der Ennetbergesynklinale folgendes Profil aufgeschlossen: Über den Drusbergschichten

1. Etwa 30 m Schrattenkalk, weissgrau anwitternd, inwendig hellgrau, oft ins Violettgraue spielend, fast dicht, wenig spätig, sehr spröde, infolge tektonischer Pressung in Bänke von $0{,}_2$—1 m gegliedert, stark von Kluftflächen durchsetzt. Ziemlich reich an Requienienschalen, namentlich im untern und mittleren Teil. Einzelne ästig verzweigte *Korallen*. Die obersten $0{,}_5$—1 m etwas dunkler grau und von spärlichen bräunlichen Tonhäuten durchzogen. Rascher Übergang in
2. Etwa 15 m Orbitolinaschichten. Schmutziggrau angewitterter, innen ziemlich dunkelgrauer, mergeliger Kalk, von dunkeln Tonhäuten wellig durchzogen und dadurch in 2—5 cm dicke Platten von linsig-knolliger Struktur gegliedert. Arm an deutlichen Orbitolinen; ein Exemplar von *Heteraster oblongus*, Brong., beobachtet. Allmählicher Übergang in
3. $2{,}_5$—3 m Echinodermenbreccie, grau angewittert, innen dunkel blaugrau, sehr grobspätig, mit rauher Oberfläche, mit vielen rostbraunen Körnern, im oberen Teil von dunkeln (glaukonitischen?) Schlieren durchzogen. — Sehr scharfe Grenze gegen den Albien-Gault.

Diese Echinodermenbreccie ist als 1—$1{,}_5$ m mächtige Schicht mit von massenhaften Fossiltrümmern rauher Anwitterungsfläche auch dicht über dem Wege zwischen dem Helgenhüsli und der Terrasse von Matten anstehend. Da sie stets durch allmählichen Übergang mit den Orbitolinamergeln verknüpft, von Gault mit Phosphoritknollen aber durch eine messerscharfe Grenze getrennt ist, so kann sie kaum die Brisibreccie (Gargasien) des Gault darstellen, sondern wird noch zur Schrattenkalkgruppe gerechnet werden müssen.

b) Glärnisch-Ortstockgruppe.

Infolge der Verquetschung, welche die Glarnerdecke auf der Westseite des Linthtales erleidet, ist der Schrattenkalk hier meistens stark reduziert und oft fast bis zur Unkenntlichkeit verändert worden. Am Stöckli am Vorderglärnisch ist er etwa 15 m, in der «Hetschisrunse» über Mitlödi (vgl. Tafel 19, Figur 5) etwa 12 m, im Luchsingertobel (Tafel 19, Figur 6) 5—15 m mächtig. Die Orbitolinaschichten sind stellenweise durch Verquetschung ganz verschwunden, in der Hetschisrunse als etwa 2 m mächtige Schicht deutlich erkennbar. Über der Terrasse von Leuggelen südlich von Schwändi, wo die Glarnerdecke am wenigsten ausgewalzt ist, kann man folgendes Profil beobachten:

1. 20 + x m unterer Schrattenkalk. (Der Kontakt mit den liegenden Drusbergschichten ist durch Schutt verhüllt.) Leuchtend weissgrau angewittert, inwendig sehr

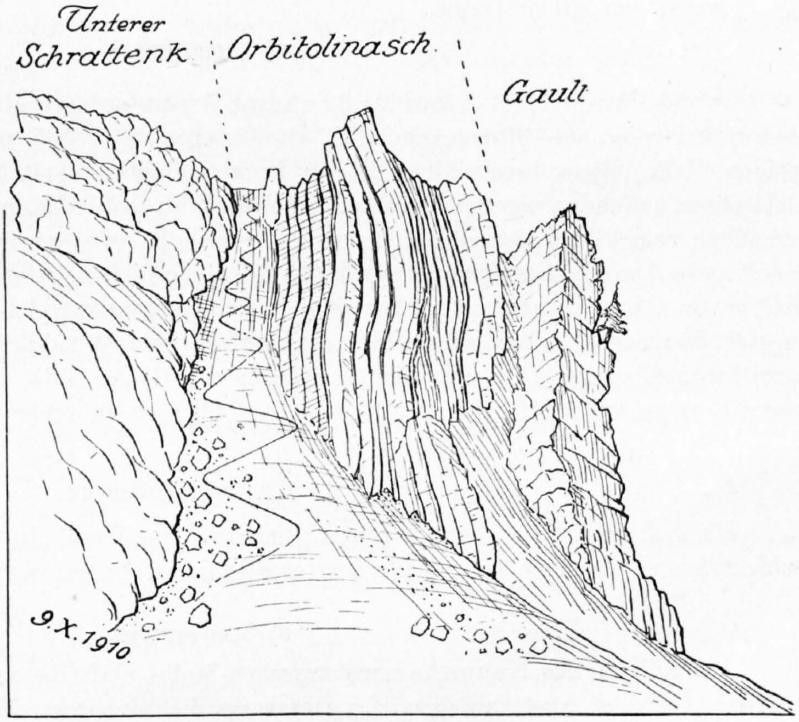


Fig. 70. **Die Orbitolinaschichten am Südrand der „Schweinrunse" auf Heubodenalp.**

hellgrau, oft ins Bräunliche oder Violette spielend, fast dicht, sehr spröde, muschelig oder splittrig brechend, massig, reich an *Milioliden* und *Requienien*. Letztere gehen durch die ganze Schichtreihe bis in die obersten Bänke und sind stellenweise massenhaft, an anderen Stellen nur spärlich vorhanden.

2. 10—12 m Orbitolinaschichten, wegen Schuttbedeckung nur lückenhaft aufgeschlossen. Hellgrau bis bräunlichgrau anwitternder, feinspätiger Kalk, etwas dunkler als der Schrattenkalk, reichlich von dunkelgrauen Tonhäuten und -lamellen flaserig durchzogen, daher von etwas knolliger Struktur; die Anwitterungsflächen oft mit kleinen braunroten Flecken, in manchen Lagen viele *Orbitolinen* und oft sehr viele *Milioliden*. Etwa $0{,}_5$ m unter der oberen Grenze ist eine Lage völlig erfüllt von *Orbitolina lenticularis*. Rascher Übergang in
3. $1{,}_5$ m Echinodermenkalk, hellgrau bis bräunlichgrau anwitternd, innen hell bläulichgrau, feinkörnig und spätig, aussen rauh von massenhaften kleinen sandkornartigen Vorragungen. Scharfe Grenze gegen Phosphoritknollenschicht des Gault.

Diese Echinodermenbreccie ist gewiss identisch mit derjenigen, die in den Profilen bei Ennetbühls am Schild ebenfalls unter der Phosphoritknollenschicht des Gault auftritt. Sie ist wohl noch als Bestandteil der Orbitolinaschichten und nicht als oberer Schrattenkalk zu betrachten. Letzterer erscheint zum erstenmal im südlichsten Teil der Glarnerdecke, am Ostabhang des Ortstocks. Man findet dort nordöstlich von Fritternalp Unterstafel, etwa 200 m östlich von der Staldenrunse in dem Waldstreifen über der Steilwand, welche die Nussbühlterrasse trägt:

1. 15—20 m unterer Schrattenkalk, sehr hellgrau, ziemlich massig, im oberen Teil durch Quetschung etwas plattig, ohne deutliche Requienien.
2. Etwa 4 m Orbitolinaschichten; bräunlichgrau anwitternder, innen ziemlich hellgrauer, etwas spätiger Kalk, unregelmässig von dunkelgrauen Tonlagen von wenigen Millimetern bis 2—3 cm Dicke durchzogen, daher von wellig-plattiger Struktur, stellenweise mit ziemlich vielen *Orbitolinen* und *Milioliden*. — Übergang in
3. 4—$4{,}_5$ m oberer Schrattenkalk, hellgrau, doch etwas dunkler als der untere Schrattenkalk und weniger massig, etwas plattig gegliedert, mit vielen *Milioliden*. — Sehr scharfe Grenze gegen den Albien-Gault.

c) Kammerstock.

An der Ostwand des Kammerstocks ist der untere Schrattenkalk in den tektonisch weniger gestörten Partien 35—40 m mächtig. P. von Schumacher (**335,** p. 7) fand darüber noch $1{,}_5$ m mergeligen Kalk, die wahrscheinlich die Orbitolinaschichten darstellen, wenn auch keine deutlichen Orbitolinen gefunden werden konnten. Am Nordabhang des Kammerstocks sah ich in einer wahrscheinlich vom Gipfel abgerutschten grossen Felsscholle zwischen dem untern Schrattenkalk und dem Gault etwa 3 m knolligen mergeligen Kalk mit undeutlichen Orbitolinen. Auch die westlich von der Hütte von Ober-Bärenboden aus dem Abhang vorspringende Kreideserie enthält zwischen dem in etwa 20 m Mächtigkeit aufgeschlossenen untern Schrattenkalk und dem Gault 5—6 m bräunlich anwitternden, spätigen bis undeutlich oolithischen, plattigen Kalk, der offenbar die Orbitolinaschichten vertritt, wenn ich auch keine deutlichen Orbitolinen darin finden konnte.

5. Mürtschendecke.

Die Schichtgruppe gliedert sich in dieser Decke überall in untern Schrattenkalk, Orbitolinaschichten und obern Schrattenkalk; letzterer ist meistens nur wenige Meter mächtig.

a) Schildgruppe.

Am Abhang des Neuenkamms zwischen Mollis und Obstock kann man folgendes Profil feststellen: Über den Austernbänken der Drusbergschichten liegen

1. Übergangsschichten zwischen Drusbergschichten und Schrattenkalk: 3—4 m dünne (5 bis 15 cm) Kalkbänke, etwas tonig und ziemlich dunkelgrau, anscheinend ohne Exogyren.

2. Etwa 50 m unterer Schrattenkalk. Hellgrau anwitternder, auch inwendig hellgrauer, ins Bräunliche oder Lilafarbige spielender Kalk, klotzig, aber doch ziemlich deutlich in Bänke gegliedert, etwas spätig, mit schuppigem, splittrigem Bruch, oft fast dicht. *Requienien* sind, wenigstens im mittleren und oberen Teil, ziemlich häufig, machen sich aber der intensiven Verwachsung mit dem Gestein wegen im Anstehenden wenig bemerkbar und sind sehr unregelmässig verteilt. Im oberen Drittel sind einzelne Lagen ganz von *Milioliden* erfüllt. In den untersten 4—6 m scheinen Requienien ganz zu fehlen; dafür sind hier baumförmig verzweigte *Korallen* ziemlich häufig.
3. Etwa 15 m Orbitolinaschichten:
   a) 5—6 m mergeliger Kalk von knolliger Struktur, innen hell blaugrau, mit spärlichen *Terebrateln.*
   b) 8—10 m bräunlich anwitternde, innen dunkel blaugraue tonige Kalklagen mit dunkelgrauen mergeligen Zwischenlagen; namentlich in letztern neben spärlichen *Terebrateln* und *Rhynchonellen* zahlreiche *Orbitolinen.* Übergang in
4. Etwa 6 m oberer Schrattenkalk: Hellgrauer Kalk, in den untersten 2 m noch schlierig durchzogen von dunkeln tonigen Häuten und daher dunkler als der untere Schrattenkalk, in den mittleren 2 m sehr hellgrau, schwach spätig, darüber hellgrauer spätiger, splitterig brechender Kalk, in den obersten $0{,}_5$ m reich an verkieselten, an der Oberfläche vorragenden kleinen Muschelschalen. Scharfe Grenze gegen den hangenden Gault.

Auf der Terrasse von Boden westlich vom Dorfe Filzbach treten der mittlere und obere Teil der Orbitolinaschichten in einem niedrigen Felsbändchen in Form einer etwa 5 m mächtigen Wechsellagerung von 4—5 hellgrauen, knolligen, mergeligen Kalkbänken von je 50—70 cm Dicke mit knolligschieferigen Mergellagen von 20—40 cm Dicke zutage. Letztere sind ganz erfüllt von prächtig aus dem Gestein herauswitternden Exemplaren von *Terebratula sella*, Sow., *Zeilleria tamarindus*, Sow., *Rhynchonella Gibbsiana*, Sow., *Heteraster oblongus*, Brong., *Orbitolina lenticularis*, Blum.

Innerhalb des Neuenkammgebietes lässt sich eine schwache Mächtigkeitszunahme der Schrattenkalkabteilungen, namentlich des oberen Schrattenkalks, gegen S hin feststellen. Am Abhang des Neuenkamms gegen Mullern messen (nach photogrammetrischer Bestimmung) der untere Schrattenkalk 60—65 m, die Orbitolinaschichten 15—18 m, der obere Schrattenkalk 15—20 m. Letzterer ist am Wege von Mullern nach Neuenalp erst etwa 8 m mächtig und zeigt folgendes Profil:

1. 2—3 m inwendig ziemlich dunkel blaugrauer, feinspätiger Kalk mit dunkel anwitternden, netzartig oder flaserig verlaufenden dunkeln Tonlamellen (Übergangsschichten gegen die Orbitolinamergel). Nach oben Übergang in
2. Etwa 5 m hell bläulichgrauer, fast dichter Kalk mit *Milioliden* und spärlichen Muschelresten. Übergang in
3. Etwa $0{,}_5$ m innen hell bräunlichgrauer Kalk mit schuppigem Bruch, ziemlich reich an Milioliden und zahlreichen, an der Anwitterungsfläche vorragenden verkieselten Austernschalen. In den obersten Lagen einzelne glaukonitische Knollen. Sehr scharfe, etwas unebene Grenze gegen den Gault (Albien).

b) Wiggisgruppe.

Der Schrattenkalk der Mürtschendecke dieses Gebietes stimmt nach Gliederung, Mächtigkeit und lithologischem Charakter ziemlich genau mit demjenigen des Neuenkamms überein. Auch hier macht sich von N gegen S eine deutliche Mächtigkeitszunahme bemerkbar, wie die folgende Zusammenstellung zeigt: (Die Mächtigkeiten sind photogrammetrisch bestimmt).

	Unterer Schrattenkalk	Orbitolinaschichten	Oberer Schrattenkalk
	m	m	m
Wiggisfuss bei Schneisingen	55—60	15	20
Wiggiswand westlich von Netstal .	55	19—20	15—16
Büttenenwand (Klöntal)	70—75	22—25	25—28

6. Axendecke und deren obere Zweigdecken.

In der Lücke zwischen Deyenstock und Mättlistock und am Gipfel des letztern, also im Stirngewölbe der Axendecke, liegen über der obersten, ganz von *Exogyra aquila* erfüllten Bank der Drusbergschichten:

1. Unterer Schrattenkalk, im ganzen 50—60 m mächtig.
   a) 3—5 m licht bräunlich oder gelblichgrau anwitternder, dickbankiger Kalk, in den untern 1,6 m reichlich von dunkelgrauen Tonhäuten flaserig durchzogen und daher von etwas knolliger Struktur, in den folgenden 2 m noch etwas plattig, innen hell bräunlichgrau, schwach spätig. Vereinzelte *Exogyren*, namentlich in den untersten 30 cm; 4 m über der obersten Exogyrabank der Drusbergschichten sind sie völlig verschwunden. Sehr allmählicher Übergang in
   b) Echter Schrattenkalk, massig, innen hellgrau; *Requienien* scheinen in den untersten Lagen noch zu fehlen; sie werden im mittleren Teil häufiger und treten in den obersten Lagen stellenweise in grosser Zahl auf. Rascher Übergang in
2. Orbitolinaschichten; wahrscheinlich infolge tektonischer Reduktion nur etwa 6 m mächtig, am Nordfuss des Mättlistocks 20 m; gelblich anwitternde, mergelige, knollige Kalkbänke mit dünnen Mergellagen, besonders letztere oft reich an *Orbitolina lenticularis*; auch *Rhynchonella Gibbsiana*, *Terebratula sella* und *Heteraster oblongus*. Übergang in
3. Oberer Schrattenkalk, bis 45 m mächtig, zu unterst noch etwas mergelig und dunkler anwitternd, arm an *Requienien*, im oberen Teil oft ziemlich reich daran. — Scharfe Grenze gegen Gault.

Im westlichen Teil der Deyenkette, westlich vom Sulzbach, ist über den knolligen, mergeligen Kalkbänken im obersten Teil der Drusbergschichten folgendes Profil aufgeschlossen:

1. Unterer Schrattenkalk, 50—60 m mächtig; in den untersten 5—6 m etwas dunkler als der typische Schrattenkalk, fast dicht, etwas spätig, mit einigen dünnplattigen Zwischenlagen, im übrigen ein klotziger, innen hellgrauer, etwas ins Bräunliche spielender, schuppig-spätiger Kalk.
2. Orbitolinaschichten:
   a) 4—5 m schmutziggrau anwitternder, mergeliger Kalk von undeutlich knolliger Struktur, innen hellgrau, doch dunkler als Schrattenkalk, mit dunkelgrauen mergeligen Partien, in den obersten Lagen mit rotbraunen Krusten und Flecken; vereinzelte *Orbitolinen* und zahlreiche *Milioliden*.
   b) 8—10 m bräunlichgrau anwitternder, mergeliger Kalk, innen hell bläulich- bis violettgrau, spätig, durch dünne dunkelgraue Mergellagen in Bänke von etwas knollig-schieferiger Struktur geteilt, im oberen Teil mit ziemlich vielen Exemplaren von *Rhynchonella Gibbsiana*, im ganzen aber nicht fossilreich.
   c) 6—7 m kieseliger Kalk, ähnlich Hauterivien-Kieselkalk braun anwitternd, am Hammer Funken gebend, innen ziemlich hellgrau, feinspätig, von dunkeln, tonigen und kieseligen Lamellen durchzogen, die an der Verwitterungsfläche im untern Teil als breite dunkle Streifen, im oberen Teile als ein Netz von dunkeln Linien sich bemerkbar machen. In den obersten 4—5 m viele *Milioliden* und *Orbitolinen*, auch einzelne Exemplare von *Rhynchonella Gibbsiana* und *Heteraster oblongus*. Scharfe Grenze gegen
3. Oberer Schrattenkalk. Etwa 25 m mächtig. Hellgrauer bis bräunlichgrauer, spätiger Kalk; in den obersten 2 m massenhafte vorragende schwarze, verkieselte Muschelschalen, in zwei Lagen von 30 und 60 cm Dicke angeordnet. — Scharfe Grenze gegen grünsandige Schiefer des Gault.

Westlich von Klönstalden, am Ostabhange der Silbern, liegt über mergeligen Kalken der Drusbergschichten mit massenhaften *Exogyren* folgende Schichtreihe:

1. Unterer Schrattenkalk, 80—100 m mächtig, hellgrau, dickbankig.
2. Orbitolinaschichten, 20—25 m mächtig.
   a) 5 m hellgrau anwitternde, etwas mergelige, knollige Kalkbänke, anscheinend petrefaktenleer.
   b) 8—10 m bräunlichgrau anwitternde, mergelige, knollige Kalkbänke mit *Milioliden* und spärlichen *Orbitolinen*.
   c) Etwa 6 m ziemlich hellgrau anwitternde spätige Kalkbänke mit dünnen schwarzgrauen Mergellagen, letztere oft mit massenhaften *Orbitolina lenticularis* und noch zahlreichern Kleinforaminiferen; sehr häufig auch *Rhynchonella Gibbsiana*, ziemlich häufig *Terebratula sella*.
   d) Etwa 5 m bräunlich anwitternder, kieseliger, spätiger, an Hauterivien-Kieselkalk erinnernder Kalk, innen ziemlich hell- bis dunkelgrau, mit dünnen tonigen Einlagerungen, anscheinend fossilarm.
3. Oberer Schrattenkalk, hellgrau bis bräunlichgrau, spätig; 25—30 m mächtig.

In der Axendecke, ganz besonders aber in ihren oberen Zweigdecken, nehmen der untere und der obere Schrattenkalk, zum Teil auch die Orbitolinaschichten, gegen S hin beträchtlich an Mächtigkeit zu. Aus obigen Profilen geht hervor, dass der untere Schrattenkalk schon in der Nordstirn der Axendecke merklich kräftiger entwickelt ist als in der Mürtschendecke und südwärts, an den Abhängen des Rossmattertales, rasch mächtiger wird. In der Bächistockdecke ist er im westlichen Teil des Glärnisch, am Feuerberg, Steintälistock und Nebelkäppeler, wo die Mächtigkeit am wenigsten durch tektonische Störungen gelitten hat, bereits auf etwa 120 m angewachsen, und noch grösser, etwa 150 m, ist seine Mächtigkeit in der oberen Silberndecke, in der Gegend des Bietstocks und westlich vom Silberngipfel.

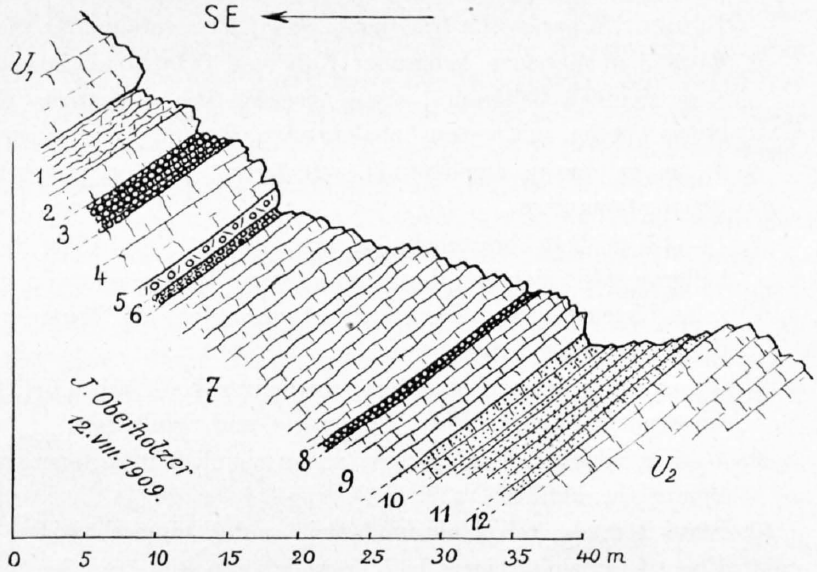


Fig. 71. Die Orbitolinaschichten am Nordwestabhang der Silbern.
U_1 = Unterer Schrattenkalk; 1—12 = Orbitolinaschichten; U_2 = Oberer Schrattenkalk.

Der obere Schrattenkalk, der in der Deyenkette etwa 25 m Mächtigkeit erreicht, ist in der Bächistockdecke am «Steintälistock» (Grosser Feuerberg) (nach Baltzer) bereits auf etwa 50 m angewachsen und am Ostabhang der Silbern gegen das Rossmattertal auch etwa 50 m mächtig. Der lithologische Charakter erfährt dabei keine wesentliche Änderung gegenüber den tiefern Decken. Das Gestein bleibt auch hier ein massiger oder dickbankiger, hellgrauer Kalk. Die Requienien treten, wie auch Baltzer (**62,** p. 28) für das Glärnischgebiet hervorhebt, im allgemeinen nicht gerade massenhaft auf. Stellenweise hat man Mühe, solche zu beobachten, während sie an andern Stellen, z. B. am Gipfel des Ruchen Glärnisch, am Steintälistock, in grosser Zahl vorhanden sind.

Ganz besonders zeichnet sich dieses Deckengebiet durch kräftige und petrefaktenreiche Entwicklung der Orbitolinaschichten aus. Während sie in seinem nördlichsten Teile, in der Deyenkette, ähnlich wie in den tieferen Decken durchschnittlich etwa 20 m mächtig sind, bilden sie in der Bächistockdecke an der westlichen Wand des Rossmattertales bereits ein Band von über 30 m Dicke. Im «Ruchband» am Nebelkäppeler sind sie ebenfalls 25—30 m mächtig und zeichnen sich, wie die Funde Baltzers beweisen (**62,** p. 28), durch grossen Petrefaktenreichtum aus. Ihre maxi-

male Entwicklung in den östlichen Schweizeralpen erreichen sie wohl in der obern Silberndecke, wo sie am Abhang der Silbern gegen den Pragelpass in einer Mächtigkeit von wohl 40 m auftreten. Zudem sind sie hier, namentlich auch im westlichen Teil der Silbern, z. B. in der Gegend von Mittelste Weid, sehr petrefaktenreich. Manche Mergellagen sind förmlich aus den Schalen von *Orbitolina lenticularis* zusammengesetzt, und an manchen Stellen können nicht nur diese Foraminiferen, sondern auch die Terebrateln und Rhynchonellen in Hunderten von aus dem mergeligen Gestein herausgewitterten Exemplaren zusammengelesen werden. Über ihre lithologische Ausbildung in der obern Silberndecke gibt das folgende, am Nordabhang der Silbern oberhalb Butzen in verkehrter Schichtserie aufgenommene Profil Auskunft (Figur 71):

A. Unterer Schrattenkalk; dickbankiger, hellgrauer, spätiger Kalk.

B. Orbitolinaschichten:

1. 3 m hellgrauer, spätiger Kalk, infolge Einlagerung von tonigen Häuten von plattig-knolliger Struktur, mit fest mit dem Gestein verwachsenen Exemplaren von *Rhynchonella Gibbsiana*, Sow., *Terebrateln* und *Seeigeln*.
2. 2 m massiger, hellgrauer, spätiger Kalk, nicht zu unterscheiden von Schrattenkalk.
3. $1{,}_5$—2 m knolliger, hell- bis dunkelgrauer Kalk ähnlich Nr. 1, aber reichlich von tonigen Einlagerungen durchzogen. Hauptpetrefaktenschicht. Sehr reich an *Orbitolina lenticularis*, Blumb., *Rhynchonella Gibbsiana*, Sow., *Terebratula sella*, Sow., *Heteraster oblongus*, d'Orb.
4. Etwa 5 m massiger, hellgrauer Kalk von Schrattenkalktypus.
5. 1 m ziemlich hellgrauer, etwas eisenschüssiger, spätiger Kalk, durch tonige Einlagerungen etwas knollig, mit vielen Schalenresten, darunter *Harpagodes Pelagi*, Brong.
6. $0{,}_4$ m gelbbraun anwitternde, schieferige, sandige, eisenschüssige Mergel mit massenhaften Schalentrümmern.
7. 14—15 m licht bräunlichgrau anwitternde Kalkbänke, teils schrattenkalkartig und innen hellgrau, teils ziemlich dunkelgrau, etwas knollig und von vielen Tonhäuten durchzogen; einzelne Lagen zeigen in Menge scharf umrandete hell blaugraue Kalkknollen, eingebettet in eine dunklere tonige Grundmasse.
8. $0{,}_4$ m dunkelgrauer, knolliger, mergeliger Kalk mit ungeheuren Mengen von schön herauswitternden *Rhynchonellen*, *Terebrateln* und *Orbitolinen*.
9. 4—5 m ziemlich dickbankiger, innen ziemlich hellgrauer, von Tonhäuten durchzogener, spätiger Kalk, ähnlich Nr. 7.
10. Etwa 2 m dunkel gelbbraun anwitternder, eisenschüssiger, sandiger Kalk.
11. Etwa 4 m feinkörniger, hell bräunlichgrau anwitternder, quarzreicher, eisenschüssiger Sandstein, in sehr regelmässige dünne Schichtchen abgeteilt, mit vollkommen ebenen Bruchflächen, petrefaktenleer.
12. 1—$1{,}_5$ m schmutziggrau anwitternder, etwas eisenschüssiger, sandiger Kalk mit dunkel anwitternden kieseligen Schlieren. Rascher Übergang in

C. Oberer Schrattenkalk, in den ersten 1—$1{,}_5$ m feinspätig und von eisenschüssigen, bräunlich anwitternden Sandsteinschlieren netzartig durchzogen, dann rasch zu echtem hellgrauem Schrattenkalk werdend.

In den Orbitolinaschichten der obern Silberndecke, namentlich am Westabhang der Silbern gegen Bödmernalp und weiter im W in der Umgebung von Mittelste Weid, wo die Stufe besonders fossilreich ist, sammelte ich folgende Petrefakten:

Pleurotomaria cfr. *Saleviana*, de Lor. Vereinzelt.
Janira cfr. *atava*, Roem. Vereinzelt.
Harpagodes Pelagi, Brong. Einige Exemplare.
Zeilleria tamarindus, d'Orb., sp. Ziemlich häufig.
Terebratula sella, Sow. Sehr häufig.

Terebratula biplicata, Sow. Ziemlich häufig.
Rhynchonella Gibbsiana, Sow. Sehr häufig.
Rhynchonella depressa, Sow. Ziemlich häufig.
Heteraster oblongus, Brong. Häufig.
Orbitolina lenticularis, Blumb. Massenhaft, oft gesteinsbildend.

Während die tiefsten Lagen des untern Schrattenkalks durch etwas dunklere Färbung und schwache tonige Einlagerungen stets einen allmählichen Übergang in die liegenden Drusbergschichten erkennen lassen, ist der obere Schrattenkalk immer durch eine scharfe Transgressionsgrenze vom hangenden Aptien-Gault getrennt. Oft ist diese Grenze etwas karrig uneben und an einigen Stellen, z. B. in der Umgebung der Hütten von Bödmernalp, fallen in der obersten Schrattenkalklage viele verzweigte glaukonitische Schlieren und lebhaft rostrot verwitternde Knollen auf, ähnlich, wie sie von Arnold Heim (**228**, p. 231 und 249) aus dem Kontakt von Schrattenkalk und Gault im Churfirstengebiet beschrieben worden sind.

7. Säntis-Drusbergdecke.

a) Säntis und Churfirsten-Alvierkette.

Über den Schrattenkalk dieses ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes liegenden Teiles der Säntis-Drusbergdecke sind wir durch die Monographie des Säntisgebirges von Albert und Arnold Heim und Ernst Blumer (**176**), ganz besonders aber durch die in der Monographie der Churfirsten-Mattstockgruppe (**228**) niedergelegten Untersuchungen von Arnold Heim in vorzüglicher Weise unterrichtet. In den Falten des Säntis besitzt er, ähnlich wie in den oberen Zweigdecken der Axendecke, eine Gesamtmächtigkeit von 140—200 m (im Maximum 250 m), wovon auf den untern Schrattenkalk durchschnittlich 80—120 m, auf den obern Schrattenkalk samt Orbitolinaschichten 60—80 m fallen. Von N gegen S macht sich ein deutliches Anschwellen der Mächtigkeit bemerkbar. Während in der nördlichen Säntiskette die Zweiteilung in oberen bankigen und untern massigen Schrattenkalk durch ein deutliches, aber wenig mächtiges Orbitolinaband noch durchgreifend zu verfolgen ist, kann in der südlichsten Kette infolge der massigeren Ausbildung des obern Schrattenkalks und Verkalkung der Orbitolinaschichten diese Zweiteilung nicht mehr überall durchgeführt werden.

In der Mattstock-Churfirstenkette zeigt der Schrattenkalk eine ähnliche Facies wie im südlichen Teil des Säntis. Vom Mattstock an, wo er etwa 250 m mächtig ist, wächst er gegen SE an und erreicht am Leistkamm seine maximale Mächtigkeit mit 280—300 m (**228**, p. 375). Während in der Mulde unter Amden (wie man z. B. an der Strasse Weesen-Amden sehen kann), die Orbitolinamergel noch deutlich vorhanden sind, treten sie schon im südöstlichen Flügel dieser Synklinale rasch zurück und verschwinden ostwärts völlig, so dass am Leistkamm und an den Churfirstengipfeln unterer und oberer Schrattenkalk zu einer einheitlichen gewaltigen hellblauen Felswand verschmolzen sind.

Vom Leistkamm gegen E nimmt die Mächtigkeit des Schrattenkalks wieder ab, indem der untere Schrattenkalk bankiger wird und mehr und mehr in die mergelige Facies der Drusbergschichten übergeht (vgl. p. 337 im Abschnitt über die Drusbergschichten). Am Ostende der Churfirstenkette ist sie bereits auf 200 m gesunken. Gegen SE, in der Alviergruppe, macht die Vermergelung des untern Schrattenkalks weitere Fortschritte. Letzterer verschwindet so allmählich ganz; am Hurst sind nur noch 35 m, am Rande des Rheintales in der Gegend von Wartau noch 20—40 m oberer Schrattenkalk übriggeblieben, der meistens ziemlich reich ist an *Orbitolina lenticularis* und *Serpula pilatana*, Mayer.

b) Wiggis-Drusberggruppe.

1. Säntisdecke.

Der Schrattenkalk der Fridlispitz- und Wiggiskette stimmt nach Mächtigkeit und lithologischem Charakter im ganzen mit demjenigen der Mattstock-Churfirstenkette überein. Im N, am

Fridlispitz, bleibt er zwar, vielleicht zum Teil infolge tektonischer Reduktion, mit einer Gesamtmächtigkeit von 120 m erheblich unter derjenigen am Mattstock zurück. Auch in der Felswand über dem Niederberg westlich von Näfels ist sie erst auf 160 m angewachsen, wovon 85 m auf den untern Schrattenkalk, etwa 20 m auf die Orbitolinaschichten und 50—55 m auf den obern Schrattenkalk fallen. Südwärts nimmt nun seine Mächtigkeit rasch zu; an der Ostwand des Rautispitz misst der untere Schrattenkalk 100—110 m, der obere Schrattenkalk samt den Orbitolinaschichten 140 bis 150 m, so dass die Gesamtmächtigkeit 240—250 m erreicht. Wenn wir die gesamte zwischen den untern und den obern Schrattenkalk eingeschaltete Wechsellagerung von dünnen Kalkbänken mit schwachen Mergellagen zu den Orbitolinaschichten zählen, so besitzt diese Schichtgruppe hier eine Mächtigkeit von 40—45 m.

Der untere Schrattenkalk ist mit den liegenden Drusbergschichten durch einen Wechsel von hellgrauen Kalkbänken von Schrattenkalktypus mit dünnen Mergellagen verbunden, so dass zwischen den beiden Schichtgruppen keine scharfe Grenze gezogen werden kann. Im Nordschenkel der Oberseetalmulde ist er noch auffallend massig ausgebildet, weiter im S dagegen, am Rautispitz und Wiggis, bereits viel deutlicher geschichtet, doch immer noch sehr dickbankig. *Requienien* scheinen im ganzen nicht sehr häufig zu sein; dagegen ist das Gestein, besonders im mittlern und obern Teil, sehr reich an *Milioliden*. Manche Bänke, z. B. in der Felswand, die nördlich vom Rautibach bei Näfels gegen die neue Oberseetalstrasse abstürzt, sind fast ganz aus diesen Foraminiferen zusammengesetzt.

Die Orbitolinaschichten sind, besonders in ihrem obern Teil, auffallend kalkig ausgebildet. Sie bestehen aus einem Wechsel von ziemlich hellgrauen, schwach bräunlichgrau anwitternden Kalkbänken mit dünnen dunkelgrauen Mergellagen und sind lange nicht mehr so reich an Makrofossilien wie in den oberen Zweigdecken der Axendecke. Ihrer kalkigen Facies wegen treten sie auch trotz ihrer beträchtlichen Mächtigkeit im Landschaftsbilde nicht mehr so auffallend hervor wie in jenem Deckengebiete. Eine völlige Umwandlung in oberen Schrattenkalk, wie sie nach Arnold Heim in der Churfirstenkette eintritt, findet hier jedoch nicht statt. Überall bilden sie als deutliches dünnschichtiges Band die Trennung zwischen unterem und oberem Schrattenkalk.

Der obere Schrattenkalk zeichnet sich durch grosse Mächtigkeit aus. Er ist weniger massig, deutlicher geschichtet als der untere Schrattenkalk, immerhin im ganzen noch dickbankig. Auch hier treten die *Milioliden* gesteinsbildend auf, und *Requienien* scheinen häufiger zu sein als im untern Schrattenkalk. Die offenbar aus dieser Abteilung stammenden Schrattenkalktrümmer im Ablagerungsgebiet des alten Bergsturzes von Platten am Abhang westlich von Näfels enthalten häufig schwarze Kieselknauer.

2. Rädertendecke.

An der Ostwand der Bockmattlikehle, wo der Schrattenkalk lückenlos aufgeschlossen ist, notierte ich in den steil nordwärts herabbiegenden Schichten des Stirngewölbes der Rädertendecke folgendes Profil:

a) Übergangsschichten zwischen Drusbergschichten und unterem Schrattenkalk: Etwa 35—40 m ziemlich hellgrau anwitternder, dünnbankiger Kalk mit etwas wellig verlaufenden Schichtflächen, inwendig hellgrau bis ziemlich dunkelgrau, dicht bis feinkörnig, wenig spätig, unregelmässig flaserig durchzogen von dünnen bräunlichgrauen oder dunkelgrauen tonigen Häuten, stellenweise mit meistens nur 1—5 cm dicken dunkelgrauen mergeligen Lagen. In den Bankgruppen mit diesen Mergellagen sind Rinnen am Abhang herausgewittert, während die kalkigern Partien vorragende Rippen bilden. Zu oberst eine 6—8 m mächtige Wechsellagerung von sehr dünnen Kalkbänken und Mergellagen. Makrofossilien wurden nicht beobachtet.

b) Unterer Schrattenkalk:

1. 10—15 m gut gebankter Kalk, innen ziemlich hellgrau, fast dicht, immer noch von ziemlich vielen dunkeln Tonhäuten durchzogen, doch ohne auffallende Mergellagen, anscheinend petrefaktenleer. Nach oben verschwinden die Tonhäute allmählich; Übergang in

2. Etwa 50 m anfänglich noch dünnbankiger, im mittleren und oberen Teil ziemlich dickbankiger, hellgrau anwitternder Kalk, innen hell bräunlichgrau, dicht bis feinkörnig, mit glänzenden Calcittäfelchen. Makrofossilien scheinen nur spärlich vorhanden zu sein; dagegen kommen *Milioliden* massenhaft vor. Die schönsten Miliolidenkalke sind inwendig sehr hell bräunlichgrau mit dunkel rostbraunen Fleckchen, mehr oder weniger vollkommen oolithisch und durch sandig-rauhe, gekörnelte Anwitterungsfläche ausgezeichnet.
3. 50—60 m sehr dickbankiger bis massiger Kalk, innen hellgrau, etwas bräunlich, in den untersten Lagen fast dicht, dann wieder körnig oder undeutlich oolithisch und reich an *Milioliden*. Spärliche *Requienien*. Rascher Übergang in

c) Orbitolinaschichten:

1. 6—8 m dünnbankiger bis ziemlich dickbankiger, innen hell bräunlichgrauer Kalk von Schrattenkalktypus, aber flaserig durchzogen von dunkel bräunlichgrauen, tonigen Häuten. In einzelnen Lagen wurden Schalentrümmer, doch keine Orbitolinen beobachtet.
2. 6—7 m bräunlich anwitternde, ziemlich dünne Kalkbänke, zum Teil von dunkelbraunen tonigen Häuten flaserig durchzogen, daher etwas knollig, stellenweise reich an kleinen Muscheln, doch anscheinend ohne Orbitolinen.
3. 10—12 m hellgrauer, ziemlich dickbankiger Kalk von Schrattenkalktypus, mit einzelnen dünnbankigen, etwas mergeligen Zwischenlagen, stellenweise ziemlich reich an *Milioliden*. Vereinzelte grössere Muscheln.
4. 4—6 m gut gebankter Kalk ähnlich Nr. 3, aber durchzogen von einzelnen rotbraunen, tonigen Schlieren und sehr dünnen dunkelbraunen Mergellagen. Stellenweise viele *Milioliden*, in den Mergellagen in mässiger Zahl auch *Orbitolina lenticularis*.

d) Oberer Schrattenkalk. 60—70 m mächtig, in den untersten 6 m noch ziemlich dünnbankig, sonst in der untern Hälfte massig, fast ungeschichtet, in der obern Hälfte dickbankig, innen sehr hell bräunlichgrau, ziemlich dicht, splitterig brechend, im ganzen arm an deutlichen Fossilien. *Requienien* wurden in grosser Zahl etwa 5 m über den Orbitolinaschichten und in einzelnen Bänken im oberen Drittel beobachtet. *Milioliden* scheinen weniger häufig zu sein als im untern Schrattenkalk.

An der Beobachtungsstelle ist der obere Schrattenkalk längs einer flach ins Gebirge sinkenden Bruchfläche auf den Gargasien-Gault hinaufgeschoben, so dass seine obersten Schichten und ihr normaler Kontakt mit dem Gault nicht sichtbar sind. Etwa 1 km weiter im E dagegen, am Nordfuss des Tierberges, findet man als Schlussglied des oberen Schrattenkalks 6—8 m massigen, hell bräunlichgrauen, feinspätigen Kalk mit massenhaften, an der Oberfläche vorragenden verkieselten Austernschalen, in der obersten Bank mit zahlreichen dicken *Belemniten*, mit scharfer Grenze an Gargasien-Gault (Brisibreccie mit glaukonitischen Schlieren) anstossend.

An der Nordwand des Brünnelistocks besitzt der Schrattenkalk eine Gesamtmächtigkeit von 200—250 m. Der etwa 150 m mächtige untere Schrattenkalk ist unscharf gegen die Drusbergschichten abgegrenzt, in der untern Hälfte sehr deutlich gebankt, im oberen Teil mehr dickbankig bis massig. Die Orbitolinaschichten bilden ein 20—25 m mächtiges, wenig auffälliges Band. Der obere Schrattenkalk ist etwa 80 m mächtig und deutlich geschichtet.

Auf Matt in der Mulde zwischen Brünnelistock und Hohfläsch kann man im Schrattenkalk unter der Brisibreccie des Gault von oben nach unten folgende Schichtreihe beobachten:

a) Oberer Schrattenkalk:

1. Etwa 3 m hell gelblichgrau anwitternder Kalk, inwendig hellgrau bis bräunlichgrau, reich an *Rhynchonella Gibbsiana*, Sow. (Gibbsischichten Burckhardts).
2. Etwa 1 m hell blaugrau anwitternder, hellgrauer, spätiger Kalk, mit zahlreichen verkieselten Muschelschalen.
3. Etwa 25 m körnig-rauh anwitternder, hellgrauer Kalk, etwas spätig und zuckerkörnig, gut gebankt, mit spärlichen Kieselknollen, arm an Makrofossilien.

4. 35—40 m sehr hellgrau anwitternder, ziemlich massiger, doch deutlich geschichteter Kalk, innen hellgrau bis hell bräunlichgrau, schuppig-körnig, in der tiefsten Schicht mit verkieselten Schalentrümmern.
5. 3 m dunkelgraue, gelblich anwitternde Mergel, schiefrig, mit spärlichen *Rhynchonella Gibbsiana* und einzelnen *Terebrateln*. Obere Orbitolinaschichten? (Es wurden keine Orbitolinen beobachtet.)
6. Etwa 25 m hellgrauer bis hell bräunlichgrauer, massiger bis gut geschichteter Kalk mit sandiger Anwitterungsfläche.

b) Untere Orbitolinaschichten. 10—15 m mächtige Wechsellagerung von dünnen Kalkbänken von Schrattenkalktypus mit dünnen knolligen, mergeligen Zwischenlagen, letztere ziemlich reich an *Orbitolina lenticularis*.

c) Unterer Schrattenkalk:

1. Mindestens 120 m innen hell bräunlichgrauer Kalk, ziemlich dünnbankig, anscheinend arm an Makrofossilien, aber meistens reich an *Milioliden*.
2. Etwa 20 m dünnschichtiger, etwas toniger, hellgrauer Kalk.
3. 20—30 m dünne hellgraue Kalkbänke. Unscharfe Grenze gegen die Drusbergschichten.

Die Gibbsischichten bilden im mittleren und südlichen Teil der Rädertendecke überall das Dach des obern Schrattenkalks. Sie sind besonders oberhalb der Hütte von Hohfläschenalp prachtvoll aufgeschlossen und ganz erfüllt von Fossilien, unter denen *Rhynchonella Gibbsiana* am häufigsten ist. Auf Oberalp enthalten sie überdies zahlreiche *Serpula*-Röhren. Ihre obere Grenzschicht gegen den Gargasien-Gault ist stets von vielen glaukonitischen Knollen und Streifen durchschwärmt.

Auf Zindlenalp kann besonders schön der sehr allmähliche Übergang der Drusbergschichten in den Schrattenkalk beobachtet werden. Steigt man aus dem Tälchen südlich von der Hütte 1856 m über die seinen Südrand bildende Steilstufe empor, so findet man über einer regelmässigen Wechsellagerung von dünnblättrigen dunkelgrauen Mergellagen mit grobschiefrigen Mergelkalkbänken am obern Rande dieser Steilstufe und als Nordrand des grossen südwärts folgenden Karrenfeldes eine 25—30 m mächtige Folge von etwa 5 Kalkbänken von je 4—6 m Dicke, bestehend aus hellgrau anwitterndem, auch innen ziemlich hellgrauem, feinspätigem, von dunkeln Tonhäuten durchzogenem, sandig-rauh anwitterndem Kalk, getrennt durch dunkle Mergellagen von 0,$_5$—1 m Dicke. In diesen Kalkbänken findet man ziemlich häufig, doch niemals massenhaft, grosse Exemplare von *Exogyra aquila,* d'Orb., mit verkieselten Schalen. Nach oben werden dann die Mergellagen und Tonhäute rasch seltener, und das Gestein wird mehr und mehr zu hellgrauem, oft etwas oolithischem Schrattenkalk. Es bleibt stets gut gebankt und enthält bis hoch hinauf noch einzelne plattig-schiefrige, mergelige Einlagerungen. Es ist arm an Makrofossilien; *Requienien* wurden im untern Teil gar nicht, im mittleren und oberen Teil im ganzen nur spärlich beobachtet.

Reich an *Requienien* fand ich den oberen Teil des obern Schrattenkalks am Abhang zwischen Lauibühl und Krauter. Südlich von P. 1793 m, nahe am Rande der Gaultinsel von Himmel, fand ich *Orbitolina lenticularis*. Eigentliche Orbitolinaschichten als deutlich vom Schrattenkalk abtrennbares Mergelband konnte ich im mittleren und südlichen Teil der Rädertenkette nicht mehr auffinden. Am Südrande der Rädertendecke jedoch, zwischen Ochsenfeld und Durchgäng am Ochsenkopf, erscheinen die Orbitolinaschichten als eine etwa 5 m mächtige Folge von hellgrauen Kalkbänken mit schlierig durchziehenden dunkelgrauen Tonhäuten und zahlreichen, an der Oberfläche vorragenden Orbitolinen. Südlich von der Brünnelistock-Aberlialp-Synklinale tritt also eine rasche Verkalkung dieser Schichtgruppe ein.

3. Drusbergdecke.

In dem auf der Geologischen Karte der Glarneralpen noch dargestellten Teil dieser Decke ist der Schrattenkalk bloss am Fluhbrig im Stirngewölbe der Decke erhalten geblieben. Hier macht sich bereits eine Abnahme seiner Mächtigkeit infolge Vermergelung der untern Schichten deutlich bemerkbar. Zwischen die dunkeln Drusberg-Mergelschiefer und den typischen Schrattenkalk schiebt sich am Diethelmspitz und Wändlispitz eine 30—40 m mächtige Folge von etwas düster grau anwit-

ternden, grobspätigen, innen hellgrauen Echinodermenkalken. Sie wird durch schwache Mergellagen in dünne Bänke gegliedert und ist offenbar durch jene Faciesänderung aus dem untern Schrattenkalk hervorgegangen. Der darüber folgende eigentliche Schrattenkalk ist noch etwa 150 m mächtig, dickbankig, besonders in den tiefern Lagen sehr hellgrau, oft sehr reich an *Requienien* und Trümmern anderer Fossilien, reich an *Milioliden* und oft mehr oder weniger deutlich oolithisch. Die Verkalkung der Orbitolinaschichten hat starke Fortschritte gemacht; sie bestehen aus einer nicht scharf gegen den übrigen massigern Schrattenkalk abgrenzbaren Serie von hellgrauen, etwas knolligen Kalkbänken mit häufigen, doch nicht massenhaften grossen Exemplaren von *Orbitolina lenticularis*. Im westlichen Teil des Fluhbrig ist sie kaum mehr als selbständige Schichtgruppe bemerkbar; dafür erscheinen hier einzelne dünne Mergellagen im oberen Schrattenkalk.

In der auf der Westseite des oberen Sihltales liegenden Drusbergkette nimmt die Mächtigkeit des Schrattenkalks gegen S hin mehr und mehr ab. An dem gegen das Muotatal abfallenden Südabhang der Kette bildet er am Heuberg zwischen mächtigen Drusberg- und Gaultschichten eine nur noch 50—60 m hohe hellgraue Wandstufe.

Nach den Darstellungen von Arbenz (**174,** p. 18—23) wiederholen sich diese Erscheinungen im Frohnalpstockgebiet auf der Südseite des Muotatales. Auch hier verschwinden die Orbitolinamergel gegen S infolge Verkalkung, und die Mächtigkeit des Schrattenkalks sinkt von etwa 150 m bei Brunnen auf 20 m am Klingenstock, offenbar ebenfalls infolge Umwandlung des untern Schrattenkalks in Drusbergschichten. Das völlige Auskeilen des Schrattenkalks zwischen Klingenstock und Planggstock am Südrand der Frohnalpstockgruppe jedoch ist wahrscheinlich eine Folge der Denudation, welche der Ablagerung der Wangschichten voranging, was aus dem gleichzeitigen Verschwinden von Gault und Seewerkalk geschlossen werden darf.

c) Faciescharakter.

Das Faciesbild, das Arnold Heim (**228,** p. 380—382) vom Schrattenkalk gibt, gilt auch für unser Untersuchungsgebiet. Der Schrattenkalk ist auch hier im ganzen recht arm an Korallen, so dass er nicht als Korallenkalk oder Riffkalk bezeichnet werden darf. Immerhin ist er ein organogenes, und zwar überwiegend zoogenes Gestein. Seine Fauna ist eine rein benthonische. Die für das Gestein besonders charakteristischen Requienien erscheinen vom mittleren Teil des untern Schrattenkalks an und reichen bis an die obere Grenze der ganzen Schichtgruppe. Sie sind an keine bestimmten Horizonte gebunden und treten oft so massenhaft auf, dass das Gestein die Bezeichnung Requienienkalk verdient, während sie an andern Stellen in gleicher Schichthöhe nur spärlich oder gar nicht beobachtet werden können. Trümmer von Echinodermen sind stark am Aufbau des Schrattenkalks beteiligt. Alle diese Organismenreste treten jedoch an Masse zurück gegenüber den Foraminiferen, vor allem Milioliden, die durch die ganze Schichtgruppe in ungeheuren Mengen gesteinsbildend auftreten. Die Echinodermen- und Miliolidenkalke sind stets mehr oder weniger ausgeprägt oolithisch. Nach den Untersuchungen von Arnold Heim stellt das Gestein in diesen Fällen gleichsam einen geschwemmten Kalksand dar. Der Schrattenkalk ist eine subrecifale oder neritische Bildung. Sie ist wahrscheinlich in einem seichten Meer mit zeitweiliger Strömung entstanden, durch welche die Organismenschalen zerkleinert und abgerollt wurden.

d) Facies- und Mächtigkeitsänderungen.

Der Schrattenkalk ist im ganzen Untersuchungsgebiet (wie überhaupt überall in den nordschweizerischen Kalkalpen) vom hangenden Gault durch eine scharfe Diskontinuität getrennt. Meistens ist die Kontaktfläche ziemlich glatt; aber an vielen Stellen, namentlich im ursprünglich nördlichen und mittleren Teile des helvetischen Faciesgebietes zeigt die Oberfläche des Schrattenkalks taschen- und schlotförmige Einsenkungen, die vom hangenden Gault ausgefüllt sind. Diese Grenzfläche liegt im ganzen nicht parallel zur Schichtung, sondern durchschneidet dieselbe schief in der Weise, dass die stratigraphische Lücke im ursprünglich nördlichen Gebiete weit grösser ist als im S.

Im ganzen autochthonen Gebiet und im weitaus grössten Teil der parautochthonen Falten ist fast ohne Ausnahme nur der untere Schrattenkalk vorhanden, und seine Mächtigkeit ist im allgemeinen gering. In der Wagetenkette hat sich die obere Grenze bereits so weit nach oben verschoben, dass stellenweise schwache Reste der Orbitolinaschichten auftreten. Im nördlichen und mittleren Teil der Glarnerdecke bilden letztere in voller Entwicklung den oberen Abschluss des Schrattenkalks, und in ihrem südlichsten Teil, am Südostabhang des Ortstocks bei Linthal, stellen sich darüber die ersten Bänke des oberen Schrattenkalks ein. Nach S hin, durch Mürtschen- und Axendecke hindurch, nimmt letzterer rasch an Mächtigkeit zu und erreicht in der obern Silberndecke und im nördlichen Teile der Säntisdecke (Churfirsten und Wiggis-Rautispitz) seine volle Entwicklung. Von hier an bleibt gegen S hin die obere Schrattenkalkgrenze wahrscheinlich annähernd im gleichen stratigraphischen Niveau.

Wie bereits dargelegt wurde (p. 339), ist die untere Schrattenkalkgrenze im Gegensatz zur oberen nicht scharf. Die von Tonhäuten und dünnen Mergellagen durchzogenen Kalkbänke, welche den Übergang zwischen dem Schrattenkalk und den liegenden Drusbergschichten bilden, gehören im autochthonen Gebiet und im Gebiet der untern und mittleren helvetischen Decken wahrscheinlich dem gleichen geologischen Zeitabschnitt an. Im südlichsten Teile des Faciesgebietes jedoch, nämlich im südöstlichen Teil der Säntisdecke (östliche Churfirsten- und Alviergruppe) und in der Drusbergdecke (Fluhbrig-Drusberggruppe, Frohnalpstockgebiet) rückt die untere Schrattenkalkgrenze infolge Vermergelung des unteren Schrattenkalks in ein immer höheres stratigraphisches Niveau, so dass schliesslich der ganze untere und zum Teil auch der obere Schrattenkalk verschwindet.

Die von den nördlichen autochthonen Falten gegen S bis in die Säntisdecke hinein anhaltende Mächtigkeitszunahme des Schrattenkalks ist zum Teil durch die Verschiebung der Diskontinuität in seinem Hangenden bedingt, zum grössten Teil jedoch wohl eine primäre Erscheinung. Im Gebiet der autochthonen und parautochthonen Falten ist die Mächtigkeit des hier einzig vorhandenen untern Schrattenkalks noch gering, durchschnittlich 5—30 m, im Maximum 70—100 m, und nimmt nach S in unregelmässiger Weise zu. Im E (Segnes-Ringelkette und Taminagebiet) ist sie sowohl im Autochthonen als namentlich auch in den parautochthonen Falten merklich kleiner als im W (Linthgebiet). Im W erreicht sie mit 70 m ein Maximum am autochthonen Bifertenstock; im E schwillt sie in der südlichsten Calandafalte südlich von Untervaz in auffallender Weise zu wohl 100 m an.

Im Gebiet der unteren und mittleren helvetischen Decken nimmt nicht bloss der obere, sondern auch der untere Schrattenkalk südwärts ziemlich stetig an Dicke zu. Die Mächtigkeit der ganzen Stufe wächst von 50 m im nördlichen Teil der Glarnerdecke auf 120 m in der Mürtschendecke, 200 m in den oberen Zweigdecken der Axendecke und erreicht in der Säntisdecke in den mittleren Churfirsten ihre maximale Mächtigkeit mit etwa 300 m. Von hier an nimmt die Mächtigkeit gegen S infolge Vermergelung des untern Schrattenkalks wieder ab und sinkt in den östlichsten und südlichsten Teilen der Säntis-Drusbergdecke (Alviergruppe und Frohnalpstock am Vierwaldstättersee) auf etwa 20 m.

Der lithologische Charakter des Schrattenkalks erleidet während dieser Mächtigkeitsschwankungen keine auffallenden Veränderungen. Das Gestein bleibt stets annähernd derselbe hellgraue, dichte bis spätige oder oolithische organogene Kalk. Immerhin scheint im ursprünglich nördlichsten Gebiet (autochthone und parautochthone Falten) der Reichtum an Makro- und Mikrofossilien geringer zu sein als im mittleren und südlichen Teil des helvetischen Faciesgebietes. Ferner ist die Schichtung im ursprünglich südlichen Gebiet im allgemeinen deutlicher ausgeprägt als im nördlichen und mittleren Teil des Faciesgebietes. Eine auffallende Änderung erleiden die Orbitolinaschichten, indem ihre in den untern und mittleren helvetischen Decken noch reichlich vorhandenen Mergellagen in der Säntis-Drusbergdecke gegen S hin mehr und mehr durch Kalkbänke ersetzt werden und gleichzeitig ihr Fossilreichtum abnimmt. Dafür erscheinen hier im oberen Schrattenkalk einzelne dünne Mergellagen, und in einzelnen Gebieten (namentlich in der Alviergruppe) ist diese Schichtgruppe bis in die obersten Bänke hinauf in unregelmässiger Weise von *Orbitolina lenticularis* durchschwärmt. Eine im Dache des oberen Schrattenkalks auftretende Bank mit massenhaften Exemplaren von *Rhynchonella Gibbsiana* scheint eine Eigentümlichkeit der Rädertendecke zu sein.

e) Landschaftlicher Charakter.

Infolge seiner grossen Widerstandsfähigkeit gegen die mechanische Verwitterung, seiner hellgrauen Verwitterungsfarbe und seiner Vegetationsfeindlichkeit tritt der Schrattenkalk im Landschaftsbilde stets in auffälliger Weise hervor. An den Steilhängen der Kreideberge bildet er in den Gebieten seiner bedeutenden Mächtigkeit eine kühn hervortretende Steilwand, die mit ihrem Blauweiss in lebhaftem Gegensatz zu den dunkeln Farben des liegenden Neocoms und des hangenden Gault steht und durch senkrechte Erosionsrinnen in breite Pfeiler und Türme zerlegt wird. Im Gebiete seiner geringen Mächtigkeit, namentlich in der Segnes-Ringelgruppe, spielt er in der Architektur des Gebirges keine auffallende Rolle mehr, hebt sich aber auch hier durch seine helle Farbe scharf von den düstern Gesteinen im Liegenden und Hangenden ab.

Auf sanfter geneigten Abhängen und auf den einst von den diluvialen Gletschern bedeckten Hochflächen haben sich in diesem Gestein die wildesten Karrenfelder ausgebildet (Silbern, Lachenalp, Wiggisgebiet, Westabdachung der Rädertenkette). Im Silberngebiet folgen die Wege, welche die zwischen die fast ungangbaren Karrenfelder eingestreuten Weideplätze miteinander verbinden, oft dem Mergelband der Orbitolinaschichten.

f) Technische Verwendung.

Der Schrattenkalk hat in unserem Untersuchungsgebiet bisher nur geringe technische Verwendung gefunden, obschon er als fast reiner kohlensaurer Kalk für manche chemische Zwecke geeignet wäre. In den nur zeitweilig benutzten Steinbrüchen von Horn, Neuenburg und Schlund am Ostfuss des Calanda südlich von Untervaz wird der plattig gequetschte Schrattenkalk als gewöhnlicher Mauer- und Wuhrstein, aber auch zur Herstellung von Bodenplatten, Treppenstufen, Sockeln und Brunnentrögen ausgebeutet (siehe **270,** p. 202 und 203).

D. Gault.

(Oberes Aptien, Albien, unteres Cenomanien.)

a) Historisches, Gliederung, Benennungen.

In den ältern geologischen Arbeiten ist die gesamte, durch ihren Glaukonitreichtum ausgezeichnete Schichtreihe zwischen dem Schrattenkalk und dem Seewerkalk stets mit dem englischen Namen Gault bezeichnet und als das Äquivalent des Albien Frankreichs betrachtet worden. Burckhardt (**134**) machte zum erstenmal den Versuch, den Gault der nordostschweizerischen Kalkalpen, in dem bisher, abgesehen etwa von der Turrilitenschicht, keine Unterabteilungen unterschieden worden waren, lithologisch und chronologisch zu gliedern. Er unterschied darin in der Wiggis-Drusberggruppe von unten nach oben Grünsandstein und Echinodermenbreccie, Concentricusschiefer, ellipsoidischen grünsandigen Kalk und Bergerischichten und stellte die beiden letzten Schichtgruppen auf Grund der Fauna der Bergerischichten ins Cenomanien, also bereits in die obere Kreide, alle tieferen Abteilungen aber ins Albien. Er hob bereits auch hervor, dass südlich von der Eocänzone Pragel-Näfels der Gault in anderer Facies ausgebildet ist als nördlich davon, und dass im S die tieferen Schichtglieder fehlen, woraus er auf das Vorhandensein einer Cenomantransgression schloss.

Später wurde durch die Untersuchungen von Charles Jacob und Tobler (**188**) in der Umgebung von Engelberg, von Buxtorf (**179,** p. 13—55, und **226,** p. 29/30) im Gebiet des Bürgenstocks, von Arnold Heim (**218; 228,** p. 227—368) in der Churfirsten- und Alviergruppe und von Ernst Ganz (**254**) in der Wiggis-Drusberggruppe festgestellt, dass die untern Schichten des Gault in der obersten helvetischen Decke vom Albien abgetrennt und in das Gargasien (oberes Aptien) gestellt werden müssen. Gestützt auf sehr eingehende stratigraphische und paläontologische Untersuchungen und durch die Vergleichung ihrer Resultate mit den Forschungsergebnissen von Ch. Jacob in den fran-

Stufen	Gliederung nach Arnold Heim und E. Ganz	Gesteinsbeschreibung	Allgemeine paläontologische Zone	Zone Jacobs	Gliederung nach Burckhardt	
Cenomanien	Überturriliten-schicht	Basisschichten des Seewerkalks mit zerstreuten Glaukonitkörnchen und Belemniten.			Unterer Seewerkalk	Cenomanien
	Turriliten-schicht	Grauer feinkörniger Kalk mit zerstreuten Glaukonitkörnchen und Grünsandschlieren. Zahlreiche Fossilien, besonders *Turrilites Bergeri*, Brong. $0_{,2}$ bis 2 m mächtig.	*Acanthoceras Mantelli*, Sow., sp. u. *Schloenbachia varians*, Brong., sp.	VII	Bergeri-schichten	
Oberes Albien	Knollen-schichten	Feinkörniger dunkelgrauer Glaukonitsandstein mit zahlreichen, durchschnittlich faustgrossen Knollen von blaugrauem, dichtem, schwach glaukonithaltigem Kalk. Petrefaktenarm. 1—30 m mächtig.	*Mortoniceras inflatum*, Sow., sp. s. str.	VI *b*	Ellipsoidischer grünsandiger Kalk	
	Lochwald-schicht	Fossilbank mit massenhaften Phosphoritknollen und Fossilien, eingebettet in feinkörnigen, blauschwarzen Glaukonitsandstein mit dunkel blaugrauen, dichten, schwach glaukonithaltigen Kalkknollen. Kaum 1 m mächtig.	*Mortoniceras Hugardianum*, d'Orb., sp.	VI *a*		
Mittleres Albien	Twirren-schichten	Feinkörniger, porös anwitternder Glaukonitsandstein oder dünnschichtiger, grünsandiger Mergelkalk mit dunkeln Tonhäuten, mit blauschwarzen Phosphoritknollen. Im ganzen nicht fossilreich. Meistens 2—6 m, im Maximum 12 m mächtig.	*Hoplites dentatus*, Sow., sp.	V	Concentricus-schiefer	Albien
	Fluhbrig-schichten	Dunkelbraun anwitternde, sandige, glaukonithaltige Mergelschiefer mit dunkeln Tonhäuten und grünsandiger, flaseriger Kalk, mit Phosphoritknollen und Fossilsteinkernen, oft fossilreich. Bis 6 m mächtig.				
Unteres Albien	Niederi-schichten	Sehr feinkörniger, dunkelgrauer bis graugrüner, glaukonithaltiger, fast kalkfreier Quarzitsandstein, durch Beimengung von schwarzen Tonhäuten oft dünnschichtig. Sehr fossilarm. 0—5 m, im Maximum 12 m mächtig.		IV—V		
	Durschlägi-schichten	Rauher, grünsandiger, spätiger Kalk und dunkelgrüner, grobkörniger Glaukonitsandstein mit Phosphoritknollen und zahlreichen Fossilien. Höchstens $1_{,5}$ m mächtig.	*Hoplites (Leymeriella) tardefurcatus*, Leim., sp.	IV		
Gargasien (Oberes Aptien)	Brisibreccie	Braun anwitternder, grobkörniger Kalk mit massenhaften Trümmern von Echinodermen, Muscheln und andern Organismen und mit schlierenförmig eingestreuten Glaukonit- und Quarzkörnern. 3—55 m mächtig.	*Douvilléiceras nodosocostatum*, d'Orb., sp. und *Douv. Bigoureti*, Seunes, sp.	III ?	Echinodermenbreccien und Sandsteine	
	Brisisandstein	Braun anwitternder, innen blaugrüner, meist grobkörniger, kalkhaltiger Glaukonitsandstein, in parallelepipedische Stücke zerfallend, durch Verwitterung des Glaukonits und Auslaugung des Kalkes zu porösem Quarzsandstein verwitternd. 2—25 m mächtig.				
	Gamser-schichten	Braunschwarz anwitternder, glaukonitischer, kalkhaltiger, eisenschüssiger Sandstein, von tonigen oder mergeligen Flasern durchzogen, an den Eisensandstein des untern Doggers erinnernd, sehr fossilarm. 4—70 m mächtig.	*Douvilléiceras subnodosocostatum*, Sintz, und *Douv. Buxtorfi*, Jacob	II *b*		
	Luiteremergel	Blauschwarze, bituminöse, mehr oder weniger schieferige, sandige Mergel, mit feinsten Glaukonitkörnchen und Glimmerschüppchen; arm an Fossilien. Meist nur wenige Meter mächtig.				
	Luiterezug-fossilschicht	Feinkörniger glaukonitischer Sandstein mit massenhaften dunkeln Phosphoritknollen und Fossilsteinkernen, teils in Form von Nestern in die oberste Schicht des obern Schrattenkalks oder in Vertiefungen seiner obern Grenzfläche eingebettet, oft eine zusammenhängende Schicht von $0_{,2}$—$0_{,4}$ m Mächtigkeit bildend.				
Bedoulien (Unteres Aptien)	Oberer Schratten-kalk				Gibbsischichten	Oberes Aptien

zösischen Alpen konnten schliesslich Arnold Heim und Ernst Ganz die mittlere Kreide in eine grosse Anzahl Unterabteilungen gliedern und letztere mit den von Jacob aufgestellten Ammonitenzonen parallelisieren. In Tabelle Seite 358 [1]) ist diese Gliederung wiedergegeben und mit der Gaulteinteilung Burckhardts verglichen.

Von den Schichtgruppen des Gault wurden benannt: Von Arnold Heim: Die Luitereschichten (Luiterezugfossilschicht und Luiteremergel) nach dem Luiterezug im Engelbergertal (**218,** p. 102—108); die Gamserschichten nach dem Gamserrugg in den Churfirsten (**228,** p. 227 und 338); die Brisischichten nach dem Gipfel des Brisi in den Churfirsten (**218,** p. 114); die Niederischichten nach dem Niederipass in den Churfirsten (**228,** p. 227 und 303); die Durschlägischicht nach der Durschlägi bei Amden (**218,** p. 116); die Knollenschichten nach ihrem lithologischen Charakter (**228,** p. 331). Von Ernst Ganz: Die Fluhbrigschichten nach dem Fluhbrig auf der Westseite des Wäggitales (**254,** p. 6); die Twirrenschichten nach dem Gipfel des Twirren nördlich vom Klöntal (**254,** p. 6); die Lochwaldschicht nach der Lokalität Lochwald in der Nähe des Luiterezuges im Engelbergertal (**254,** p. 6 und 118). Der Name Turrilitenschicht wurde schon von Arnold Escher von der Linth verwendet.

Obschon durch die neuen Forschungen nachgewiesen ist, dass der Schichtenkomplex zwischen Schrattenkalk und Seewerkalk sich auf drei Kreidestufen, das Aptien, das Albien und das Cenomanien, verteilt, so habe ich doch sowohl in der Geologischen Karte wie in diesem Buche den alten Namen Gault beibehalten, weil die Schichtreihe sich dem Auge trotz des mannigfaltigen Gesteinswechsels als eine lithologische Einheit darbietet und weil für die geologische Beschreibung, namentlich auch für die Darstellung der Tektonik sich die Notwendigkeit einer einheitlichen Bezeichnung aufdrängt.

Meine Aufnahmen im Terrain gingen leider nicht so sehr in die Einzelheiten, dass es mir in der nachfolgenden Beschreibung möglich wäre, die beobachteten Schichten stets mit Sicherheit in das System von Arnold Heim und Ganz einzureihen. Besondere Schwierigkeiten bietet in dieser Hinsicht der zwischen den Brisischichten und den Knollenschichten liegende mittlere Teil des Gault, namentlich im ursprünglich nördlichen Gebiete, wo er lithologisch wenig differenziert und dazu sehr fossilarm ist.

b) Spezialprofile.

1. Autochthones Gebiet.

a) Linthgebiet.

In den nördlichsten unter den südlich von Linthal aufgeschlossenen autochthonen Falten fehlt der Gault infolge der vormitteleocänen Abtragung vollständig. Im Claridengebiet findet man ihn einzig südlich von der Claridenhütte im verkehrten Schenkel einer liegenden Falte als eine offenbar mechanisch reduzierte, nur 2—3 m dicke Schicht, die folgende Gliederung zeigt:

1. $1{,}_5$—2 m dünnplattig-schiefriger, stark grünsandiger Kalk.
2. $0{,}_5$—$0{,}_6$ m dunkel grünbraun anwitternder, massiger Glaukonitsandstein, reich an feinen Sandkörnchen. Übergang in
3. $0{,}_2$—$0{,}_3$ m Glaukonitsandkalk mit massenhaften, an der Oberfläche herausgewitterten länglichen Kalklinsen (Knollenschichten). Übergang in

[1]) Die Tabelle gibt die Gaultgliederung, wie sie Arnold Heim in seiner Churfirstenmonographie aufgestellt hat (**228,** p. 227 und 360). Sie weicht von der von E. Ganz (**254,** p. 6) gegebenen Gliederung hinsichtlich Benennung und Reihenfolge der Glieder in einigen Punkten ab. Abgesehen davon, dass Ganz bei einigen Schichtgruppen noch durch Faciesänderungen bedingte lokale Unterabteilungen unterscheidet, liegt der Hauptunterschied darin, dass nach Arnold Heim die Durschlägifossilschicht *unter* den Niederischichten liegt, während Ganz sie *über* die letztern stellt. Diese Meinungsverschiedenheit konnte entstehen, weil an der Durschlägi bei Amden die echten Niederischichten fehlen und umgekehrt an der Niederi oberhalb Walenstadt die Durschlägifossilschicht fehlt. Nach den Darlegungen von Arnold Heim (**228,** p. 307—312) sind die echten Durschlägischichten identisch mit der über der Brisibreccie liegenden Schichtgruppe, die Ganz «Untere Niederischichten» nennt, während die von Ganz als Durschlägischicht aufgeführte Schicht vielfach nichts anderes ist als die Basisfossilbank der Fluhbrigschichten.

4. $0,_4$—$0,_5$ m Turrilitenschicht. Gestein vom Aussehen der Knollenschichten mit starkem Vorwalten der langgezogenen Kalklinsen. Viele mechanisch deformierte Exemplare von *Turrilites Bergeri*, Brong., und andere Petrefakten, darunter *Turrilites* cfr. *ornatus*, d'Orb., *Mantelliceras Mantelli*, Sow., sp., *Avellana subincrassata*, d'Orb., und *Perna Rauliniana*, d'Orb. Übergang in die Überturrilitenschicht.

Auf der Ostseite des Linthtales erscheint der Gault erst südlich vom Plateau der Muttenalp gegen den Kistenpass hin und im südlichen Teil der Selbsanftgruppe am Bifertenstock. In diesem Gebiete, am Abhang des Kistenstöcklis gegen das Val Frisal, hat Arnold Heim (**217**, p. 25 und 26) folgendes Profil aufgenommen:

1. 1—2 m schwarzer, etwas mergeliger glaukonitischer Kalk, reich an Pyrit, mit schwarzen, kalkigen Phosphoritknollen, in Taschen und Schlote des liegenden Schrattenkalks eingreifend; fossilarm. Übergang in:
2. Zirka 12 m bankiger, braun anwitternder, dunkelgrauer, feinkörniger, schwach glaukonitischer Kalk mit in Abständen von zirka 1 m eingelagerten knolligen Bänken von blaugrauem, massigem Kalk, reich an Pyritkonkretionen; fossilarm. Übergang in:
3. 5 m feinkörniger, kalkiger Grünsand, nach oben massiger und quarzreicher werdend; steril. Übergang in:
4. 1 m Turrilitenschicht. Kalkknollen mit Glaukonitkörnern zwischen feinkörnigen Grünsandflasern. Reich an Petrefakten, darunter *Turrilites Bergeri*, Brong. Übergang in Seewerkalk.

Nach Arnold Heim dürfen die Schichten 1 und 2 als die «Concentricusschichten» Burckhardts, Schicht 3 als das Äquivalent der Knollenschichten betrachtet werden, wenn auch in erstern die Petrefakten fehlen, welche jene Schichten in der obern helvetischen Decke auszeichnen, und in der letztern die Knollenstruktur kaum angedeutet ist.

Im autochthonen Gebiet fehlt das Gargasien überall; der Gault umfasst also hier nur das Albien und die Turrilitenschicht. Ersteres ruht mit scharfer, oft karrig ausgelaugter Grenzfläche fast ohne Ausnahme auf dem untern Schrattenkalk. Es lässt sich noch nicht in mehrere lithologisch deutlich abgegrenzte Schichtgruppen gliedern. Sein unterer, mergelig-kalkiger, oft etwas schieferige Teil entspricht wahrscheinlich den Fluhbrig- und Twirrenschichten, der obere, mehr grünsandige Teil den Knollenschichten, entbehrt aber noch der ausgeprägten Knollenstruktur. Sehr deutlich, relativ mächtig und sehr petrefaktenreich ist stets die Turrilitenschicht ausgebildet.

Im Linthgebiet nimmt die Mächtigkeit des Gault nach S rasch zu und erreicht am Kistenpass 20 m, am Piz da Dartgas nach Arnold Heim (**217**, p. 33) 30 m, am Bifertenstock nach Keller (**255**, p. 5) sogar 35 m, wovon auf die Turrilitenschicht stets etwa $0,_5$—1 m fallen.

b) Taminagebiet.

In diesem östlichen Gebiete ist die Mächtigkeit des Gault durchschnittlich geringer als im W. Am Südrande der Grauen Hörner schwankt sie nach Tolwinski (**236**, p. 20/21) zwischen 4 m (Alp Ladils) und 20 m (Mapragg), je nachdem das mittlere und untere Albien mehr oder weniger vollständig ausgebildet sind. Bei Mapragg schätzte ich die Mächtigkeit des Gault auf 15 m. Die Knollenschichten zeigen hier deutliche Knollenstruktur und durch Auslaugung der Kalkknollen entstandene Aushöhlungen auf der Anwitterungsfläche. Die Turrilitenschicht ist stets vorhanden und reich an *Turrilites Bergeri*.

2. Parautochthone Falten.

a) Linthgebiet.

Auf Jätzalp kann man am Fusse der Felsstufe zwischen Loch und Oberstafel auf dem rechten Ufer des Jätzbaches in der Stirn der dort aus dem Flysch herausstechenden Kreidefalte (Panärafalte) folgendes Gaultprofil beobachten:

1. $0,_6$ m dunkel graugrüner, stark glaukonitischer, unvollkommen schieferiger Kalk, in bis 40 cm tiefe Löcher und Buchten in der Oberfläche des liegenden Schrattenkalks eingreifend. (Fluhbrig- und Twirrenschichten?)
2. 10—12 m Knollenschichten. Dunkelbraun anwitternder, grünsandiger Kalk, in Bänke von etwas schiefriger Textur geteilt, innen dunkel blaugrau, mit bis 20 cm langen Kalkknollen, durch deren Auslaugung an der Oberfläche rundliche oder längliche Aushöhlungen entstehen. Die obersten 2—3 m sind ärmer an Kalkknollen oder entbehren derselben ganz.
3. $1,_5$—2 m Turrilitenschicht. Ziemlich hell blaugrauer, etwas körniger Kalk mit Glaukonitschlieren, im untern Teil infolge stärkern Glaukonitgehaltes dunkelbraun, im mittleren und oberen Teil heller braun anwitternd. Viele an der Oberfläche vorragende Petrefaktenreste, darunter *Turrilites Bergeri*, Brong., *Hamites*, sp., *Belemniten*. Übergang zum Seewerkalk.

In den Kreidefalten von Fil Fluaz südlich vom Panixerpass ist der Gault nach meiner Schätzung nur 8—10 m mächtig.

In dem Gebiete zwischen Kammlialp und Griesstock schwankt die Mächtigkeit des Gault der Griesstockdecke, wahrscheinlich zum Teil infolge tektonischer Vorgänge, zwischen 2 und 15 m. In den Munggenbändern südlich von Kammlialp fand ich ihn 15—20 m mächtig und in folgender Weise gegliedert:

1. Etwa 2 m schwarzgrauer, glaukonitischer Sandstein mit vielen kleinen schwarzen Phosphoritknollen.
2. Etwa 8 m rostigbraun anwitternder, dunkelgrauer, schiefriger Grünsand. (Fluhbrigschichten?)
3. 3—5 m undeutlich schiefriger Grünsand mit stark gequetschten, länglichen Knollen und Linsen von dunkelgrauem Kalk (Knollenschichten).
4. Etwa 1 m Turrilitenschicht, sehr fossilreich, mit *Turriliten, Nautilus, Hamites, Belemniten.*

b) Segnes-Ringelgebiet.

Im verkehrtliegenden Schenkel der Vorab-Tscheppfalte unter dem Ostfusse des Piz Grisch ist der Gault $6,_5$—7 m mächtig und zeigt folgendes Profil:

1. 4—5 m schiefriger Grünsand, mit messerscharfer Grenze auf dem untern Schrattenkalk sitzend.
2. Etwa $1,_5$ m kompakter kalkiger Grünsand.
3. $0,_4$—$0,_6$ m Turrilitenschicht mit vorragenden schwarzen Knollen und schlecht erhaltenen Petrefakten.

Am Südrande von Segnes sura fand ich in der Turrilitenschicht *Turrilites Bergeri*, Brong., und *Turrilites Escherianus*, Pictet.

Östlich von der oberen Hütte von Alp Lavadignas ist der Gault der Piz Miruttafalte 8—9 m mächtig und besteht aus braun anwitterndem, im mittleren Teil etwas schiefrigem, innen dunkel blaugrauem kieseligem Kalksandstein, der oben von der $0,_5$—1 m dicken Turrilitenschicht bedeckt wird.

c) Calandakette.

In der Kaminspitzfalte ist der Gault stets nur einige Meter mächtig. Nördlich von Tanzboden am Ostabhang des Kaminspitz liegen über den Drusbergschichten:

1. 3—4 m feinkörniger, schwach glaukonitischer Kalk, massig bis undeutlich schiefrig.
2. $0,_6$—$0,_8$ m Turrilitenschicht. Blaugrauer, spätiger, etwas glaukonithaltiger Kalk mit an der Oberfläche vorragenden dunkeln glaukonitischen Schlieren und Knollen und schwarzen Petrefaktensteinkernen. Allmählicher Übergang in den untern Seewerkalk.

Am Fussweg in der Wiesenmulde von Parnizlis (südlich von Untervaz) kann man im Gault der untern Calandafalte über dem Schrattenkalk, dessen oberste Schichten hier reich an Requienien und grossen Austernschalen sind, folgendes Profil beobachten:

1. Etwa 15 m schiefriger Grünsand mit dicker rostbrauner Verwitterungsrinde, innen dunkel grünlichgrau oder blaugrau, anscheinend fossilleer (Fluhbrigschichten).

2. 3—4 m schwarzbraun anwitternder Glaukonitsandkalk, sehr feinkörnig, dunkelgrau oder grünlichgrau, reich an sehr feinen Glaukonitkörnchen und Quarzkörnchen, mit dunkelgrauen, glänzenden tonigen Häuten (Twirrenschichten?).
3. 2—3 m schwarzbraun anwitternder, glaukonitischer Sandkalk wie 2, aber mit länglichen Kalkknollen, durch deren Auslaugung an der Oberfläche grubenförmige Vertiefungen entstehen. Vereinzelt *Belemnites minimus*, Lister (Knollenschichten).
4. $0,_5$—1 m Turrilitenschicht. Blaugrauer, glaukonitischer Kalk mit an der Anwitterungsfläche etwas vorragenden Grünsandstreifen und -schlieren. Viele an der Oberfläche vorragende, schlecht erhaltene Fossilsteinkerne, darunter viele *Turriliten*; einzelne *Belemniten*. Übergang in die Überturrilitenschicht.

3. Glarnerdecke.

In einem Wäldchen über dem Bauernhaus Linthbödeli unterhalb Ennetbühls findet man den Gault etwa 50 m über dem rechten Linthufer mit scharfer Grenze über einer Echinodermenbreccienbank (vgl. p. 344/345) sitzend und in folgender Weise ausgebildet:

1. $0,_5$—$0,_6$ m dunkel grünbraun anwitternder, inwendig dunkelgrauer, glaukonithaltiger, sandiger Kalk mit spärlich eingestreuten gelblichen Quarzkörnern von $0,_5$—$1,_5$ mm Durchmesser, reich an grau angewitterten, unregelmässig rundlichen, innen dunkelgrauen Phosphoritknollen von 1—3 cm Durchmesser; zahlreiche feine Pyritkriställchen. Vereinzelte undeutliche Petrefaktensteinkerne. Rascher Übergang in
2. 3 m dunkel grünbraun angewitterter, plattig-schiefriger, glaukonitischer Kalksandstein, feinkörnig, dunkel blaugrau bis grüngrau, reich an sehr feinen Pyritkriställchen, fossilleer. Die untersten 10—20 cm enthalten noch einzelne scharf umrandete Phosphoritknöllchen von $0,_1$ bis 1 cm Durchmesser.
3. 6—8 m Knollenschichten. Braun angewitterter, dunkelgrauer Kalksandstein wie 2, aber mit zahlreichen kleinen und einzelnen grossen (60—80 cm langen), parallel zur Schichtung lagenweise angeordneten, hellgrau anwitternden, inwendig dunkel blaugrauen Kalkknollen. Sehr allmählicher Übergang in
4. Etwa 6 m braun anwitternder, ziemlich homogener, inwendig dunkel blaugrauer, feinkörniger, kalkiger Sandstein, reich an kleinen Glaukonitkörnchen, kalkärmer als 3. Vereinzelt *Belemnites minimus*, List. Übergang in
5. $0,_5$—$0,_8$ m Turrilitenschicht. Blaugrauer Kalk mit eingestreuten Glaukonitkörnern und schlierig durchzogen von dunkelbraun anwitternden glaukonitischen Streifen. Viele an der Oberfläche vorragende dunkle Petrefaktenreste, darunter *Turrilites Bergeri*, Brong. Allmählicher Übergang in die Überturrilitenschicht.

Auch zwischen Mittel- und Ober-Heubodenalp am Schild ist der Gault in dem annähernd senkrechtstehenden Nordschenkel des Heubodengewölbes (Figur 70, p. 345) etwa 18 m mächtig. Die Turrilitenschicht ist in dieser Gegend stets fossilreich. Auf Bärentros am Westrande der Heubodenalp fand ich darin neben dem häufigen *Turrilites Bergeri*, Brong., noch *Nautilus* cfr. *Albensis*, d'Orb., *Hoplites serratus*, Park., sp., *Helicoceras annulatum*, d'Orb., nördlich von den Hütten von Plattenalp *Holaster subglobosus*, Leske.

Ähnlich ist der Gault in der Glarnerdecke am Ostabhange des Glärnisch über der Terrasse von Leuggelberg ausgebildet. Über der auch hier vorhandenen Echinodermenkalkbank im Dache der Orbitolinaschichten folgen mit scharfer Grenze:

1. 20—30 cm knolliger, dunkel blaugrauer, glaukonitischer Kalk mit zahlreichen unregelmässig eckigen oder rundlichen, dunkelgrauen Phosphoritknollen. Vereinzelte Exemplare von *Belemnites minimus*; ein schlecht erhaltener *Inoceramus*. Rascher Übergang in
2. 8—10 m Knollenschichten. Dunkel blaugrauer, sehr feinkörniger, oft etwas toniger und daher etwas plattig-schiefriger Kalk mit vielen feinen Glaukonitkörnchen, stellenweise auch

mit ziemlich vielen kleinen Pyritwürfelchen. Besonders im mittleren Teil ziemlich viele, zum Teil lagenweise angeordnete Kalkknollen von 2—15 cm Länge. Fossilarm. Übergang in

3. Etwa 2 m grünlichbraun anwitternder, inwendig dunkel blaugrauer, feinkörniger, zäher, kiesliger Sandstein, ziemlich reich an Glaukonitkörnchen, ohne Kalkknollen und anscheinend fossilleer. Rascher Übergang in
4. $0,_3$—$0,_5$ m Turrilitenschicht. Ziemlich dunkelgrauer Kalk mit schlierig eingestreuten Glaukonitkörnchen, fleckig dunkelgrau anwitternd, mit an der Oberfläche vorragenden dunkeln Petrefaktenresten. Nach oben rascher Übergang in den untern Seewerkalk.

Zwischen den Fruttbergen und Fritternalp westlich von Linthal ist der Gault, wohl infolge tektonischer Quetschung, auf nur 4—5 m Mächtigkeit reduziert und zeigt folgendes Profil:

1. $1,_2$ m schwarzgrau anwitternder, innen dunkelgrauer, glaukonitischer, schiefriger Sandkalk; petrefaktenleer.
2. Etwa $2,_5$ m inwendig dunkel blaugrauer, glaukonitischer, etwas schiefriger Sandkalk mit spärlichen dunkel blaugrauen schwach glaukonithaltigen Kalkellipsen (Knollenschichten).
3. Etwa 1 m massiger, inwendig dunkel grüngrauer Glaukonitsandstein.
4. $0,_3$—$0,_4$ m Turrilitenschicht. Dunkel blaugrauer, körniger, stark von Glaukonitschlieren durchzogener Kalk mit vorragenden schwärzlichen Petrefaktenresten. Darüber Seewerkalk.

Oberhalb der Hütte von Ober-Bärenboden am Kammerstock zeigt der Gault folgendes Profil:

1. Über den Orbitolinaschichten 4—5 m dunkelgrauer kieseliger Grünsand mit unscharf begrenzten Linsen und Lagen von heller anwitterndem, dunkelgrauem Kalk (Twirrenschichten?).
2. 3—4 m schwarzbraun anwitternder, glaukonitischer Kalk mit lagenweise angeordneten, länglichrunden, gelbgrau anwitternden Knollen von blaugrauem, feinkörnigem Kalk (Knollenschichten).
3. 1 m dunkelbraun anwitternder, massiger Glaukonitsandstein.
4. $0,_6$—$0,_8$ m Turrilitenschicht mit vielen an der Oberfläche vorragenden schwarzen Petrefaktensteinkernen; darunter *Turrilites Bergeri*, Brong.

4. Mürtschendecke.

Die Gaultprofile, die Arnold Heim im nördlichsten Teil der Mürtschendecke am Nordufer des Walensees aufgenommen hat, stimmen im ganzen noch mit denjenigen der Glarnerdecke überein. Am Gänsestad bei Betlis (**228,** p. 228—232) folgen über einer groben, zum Teil auffallend an die Brisibreccie erinnernden, aber lithologisch mit dem obern Schrattenkalk verbundenen Echinodermenbreccie mit zahlreichen Rhynchonellen und Austern:

1. $0,_3$—$0,_5$ m feinkörniger Grünsand mit Phosphoritknollen, voll unkenntlicher Petrefaktensteinkerne, in Schloten bis 2 m in das Liegende hinabgreifend.
2. $0,_7$ m hellgrüne mergelige Grünsandlage.
3. 7 m schiefrig-knolliger Grünsand mit glaukonitischen Kalklagen.
4. 1—2 m schiefriger Grünsand mit Kalkknollen, mit Austernschalen und kleinen Belemniten (Knollenschichten).
5. $2,_7$ m massiger, feinkörniger, dunkelgrüner Grünsand.
6. $1,_3$ m fossilreiche Turrilitenschicht.

Die auf karriger Transgressionsgrenze sitzende Phosphoritknollenschicht an der Basis des Albien betrachtet Arnold Heim als Durschlägischicht oder als eine lokale Facies der Fluhbrigschichten, während die Schichten 2 und 3 den Fluhbrig- und Twirrenschichten entsprechen mögen.

5 km südwestlich von Gänsestad, dicht nördlich unter den Häusern von Voramwald bei Filzbach, findet man über requienienreichem oberm Schrattenkalk als Liegendes des Gault wieder eine an die Brisibreccie erinnernde, hell bräunlichgrau anwitternde, von glaukonitischen Schlieren durchzogene, ziemlich grobspätige Echinodermenbreccie; darüber folgen, etwas mangelhaft aufgeschlossen:

1. Etwa 3 m schiefriger Grünsand, im oberen Teil ziemlich reich an kleinen *Belemniten.*
2. Etwa 3 m Grünsand mit schiefrigen Zwischenlagen, mit grossen Kalkknollen (Knollenschichten).
3. 1—2 m Turrilitenschicht mit vielen an der Oberfläche vorragenden Petrefaktensteinkernen. Übergang in Seewerkalk.

Während in diesem Profil infolge auffallend schwacher Entwicklung des mittlern Albien die Mächtigkeit auf 7—8 m gesunken ist, wächst sie südlich von Filzbach am Abhang des Neuenkamms wieder auf 12—13 m an. An dem von Habergschwend nach Talalp führenden Wege findet man bei P. 1100 m unmittelbar über dem nur etwa 5 m mächtigen obern Schrattenkalk über scharfer Grenze:

1. $0,_3$—$0,_4$ m schwarzgrauer toniger Kalk von knolliger Struktur, mit weissen Glimmerschüppchen und vielen kleinen rostig verwitternden Einschlüssen.
2. $0,_5$ m kompakter, dunkel grüngrauer, glaukonitreicher Sandkalk mit grünbrauner Verwitterungsrinde, ziemlich reich an *Belemnites minimus,* List.
3. 5—6 m plattig-grobschiefriger Grünsand mit dicker rostbrauner Verwitterungsrinde, innen grünlichgrau, mit Glaukonitkörnchen und vielen kleinen weissen Glimmerschüppchen, mit einzelnen Lagen und rundlichen Knollen von feinkörnigem, etwas spätigem, ziemlich hellgrauem Kalk, anscheinend fossilleer.
4. Etwa 2 m typische Knollenschichten. Feinkörniger, dunkel grüngrauer, glaukonitreicher Sandkalk, mit kleinern und grössern (bis 15 cm langen) rundlichen oder länglichen Kalkknollen, letztere innen blaugrau, mit kleinen Glaukonitkörnern. Übergang in
5. $2,_5$—3 m massiger, innen dunkel graugrüner, sehr gleichförmig feinkörniger, glaukonitreicher Sandstein mit dicker rostbrauner Verwitterungsrinde, ohne deutliche Kalkknollen. In den obersten 30—40 cm vereinzelte Schalentrümmer und undeutliche Fossilsteinkerne. Übergang in
6. $0,_8$—1 m Turrilitenschicht. Ziemlich hellgrauer, spätiger Kalk, durchzogen von Schlieren und unregelmässigen Nestern von Grünsand, reich an Petrefakten, namentlich *Turrilites Bergeri,* Brong. Vereinzelte *Belemnites minimus,* List. Sehr allmählicher Übergang in den untern Seewerkalk.

Am Wege von Mullern nach Neuenalp östlich von Mollis ist der Gault ebenfalls $12,_5$—13 m mächtig und in folgender Weise gegliedert:

1. Etwa 3 m ziemlich feinkörniger, dunkel graugrüner, stark glaukonitischer Sandstein, fossilleer; mit scharfer, etwas unebener Grenze auf dem obern Schrattenkalk sitzend (Twirrenschichten?).
2. Etwa 3 m Knollenschichten. Etwas toniger, feinkörniger, glaukonitischer, sandiger Kalk mit ziemlich grossen, hell anwitternden, rundlichen Kalkknollen.
3. 6—7 m gleichförmig feinkörniger, stark glaukonitischer Sandstein, ohne Kalkknollen, fossilleer.
4. $0,_4$—$0,_5$ m Turrilitenschicht mit ziemlich vielen vorragenden, schlecht erhaltenen Petrefaktenresten.

Etwa $1,_5$ km weiter im W, am Steilhang zwischen Mollis und Obstock, ist der Gault nur 8—9 m mächtig und beginnt über dem obern Schrattenkalk unmittelbar mit den Knollenschichten. Ich fand dort:

1. 5 m plattig-schiefriger, glaukonitischer, etwas toniger Sandstein, innen dunkel blaugrau bis grüngrau, mit eingestreuten grossen, länglichrunden, innen dunkelgrauen Kalkknollen, die sich zum Teil zu unregelmässigen Streifen und Bänken vereinigen.
2. 2—$2,_5$ m dickbankiger, dunkelgrüner, glaukonitreicher Sandstein mit dicker rostbrauner Verwitterungsrinde, in den obersten $0,_5$ m mit grossen unregelmässigen Kalkknollen; fossilarm. Übergang in

3. $0{,}_8$—1 m Turrilitenschicht. Zäher, hellblau bis grüngrauer Kalk mit wellig durchziehenden glaukonitischen Streifen und vorragenden dunkeln Petrefaktenresten, darunter *Turrilites Bergeri*, Brong. Übergang in den untern Seewerkalk.

In der Mürtschendecke der Wiggiskette ist der Gault hinsichtlich Mächtigkeit und Gliederung ähnlich ausgebildet wie im Gebiete des Neuenkamms. In der Felswand des Wiggis westlich von Netstal ist er nach photogrammetrischer Bestimmung 12—13 m, in der Büttenenwand unter der Auernalp etwa 14 m mächtig. Zwei Kilometer weiter im W dagegen, am Fussweg unter dem Südrande von Blanken, ist die Mächtigkeit wieder auf 6—8 m zurückgegangen. Auch auf der Terrasse von Rinderband über dem Ostende des Klöntalersees fand ich den Gault höchstens 6 m mächtig und fast bloss aus der fossilreichen Turrilitenschicht und Knollenschichten bestehend.

5. Axendecke.

In der Deyenkette, im Stirngewölbe der Axendecke, zeigt der Gault noch die Facieseigentümlichkeiten des nördlichen Teils des helvetischen Faciesgebietes: geringe Mächtigkeit und Fehlen des Gargasien.

Am Nordabhang des Twirren beobachtete E. Ganz (**254**, p. 114 und Figur 1 bei p. 8) über dem obern Schrattenkalk:

1. $4{,}_5$ m glaukonitische Mergelschiefer (Fluhbrigschichten).
2. $7{,}_5$ m rostiger, graugrüner Glaukonitsandstein, mit kupferroten Kluftflächen (Twirrenschichten).
3. $1{,}_5$—$1{,}_8$ m Knollenschichten.
4. Etwa $0{,}_3$ m Turrilitenschicht.

Etwa $1{,}_5$ km weiter im W, am Sulzberg, fand ich folgendes Profil:

1. 4—5 m graugrün anwitternde, innen dunkelgraue bis grüngraue glaukonitische Mergelschiefer mit eingestreuten grossen Kalkellipsen und kleinen Pyritkonkretionen, mit scharfer Grenze auf dem obern Schrattenkalk ruhend (Fluhbrigschichten).
2. Etwa 7 m dunkel grüngrauer, feinkörniger Glaukonitsandstein, ohne Kalkknollen, fossilleer (Twirrenschichten).
3. $0{,}_5$ m stark glaukonitische Turrilitenschicht mit an der Oberfläche vorragenden schlecht erhaltenen Petrefakten. Nach oben abnehmender Glaukonitgehalt. Ziemlich rascher Übergang in den untern Seewerkalk.

Die schon im Profil des Twirren schwach entwickelten Knollenschichten fehlen hier völlig; sie sind wahrscheinlich in der Facies der Twirrenschichten ausgebildet.

Der am Nordfuss des Deyenstocks im überkippten Schenkel des Deyenstockgewölbes zwischen oberem Schrattenkalk und Nummulitenkalk erhalten gebliebene, tektonisch gequetschte und darum unvollständige Gault besteht aus etwa 5 m glaukonitreichem, feinkörnigem Kalk mit einzelnen mergeligen Lagen, stellenweise ziemlich reich an feinen weissen Glimmerschüppchen, im mittleren Teil mit einzelnen grossen hellgrauen Kalklinsen. Im obersten Teil fand ich vereinzelte Exemplare von *Belemnites minimus*, List.

Südlich von Richisau, am Nordostfusse der Silbern, tritt im Liegenden der mergeligen, grünsandigen Albiengesteine eine 2—4 m mächtige Echinodermenbreccie vom Aussehen der Brisibreccie auf. Merkwürdig ist, dass sie wie die Aptienbreccie bei Gänsestad im nördlichen Teil der Mürtschendecke durch einen allmählichen Übergang mit dem liegenden oberen Schrattenkalk verbunden, vom hangenden Albien aber durch eine scharfe Grenze mit karrigen Unebenheiten getrennt ist. Da in der obern helvetischen Decke das Gargasien über der Transgressionsfläche liegt, die den Schrattenkalk von der mittleren Kreide trennt, so entsteht die Frage, ob diese Echinodermenbreccie wirklich die zum Gargasien gehörende Brisibreccie ist, wie sie es nach ihrem petrographischen Charakter zu sein scheint, oder ob sie noch zum oberen Schrattenkalk gehört. Diese Frage ist bereits von Arnold Heim (**228**, p. 232 und 234—235) erörtert worden, kann jedoch heute noch nicht mit Sicherheit beantwortet werden.

6. Obere Zweigdecken der Axendecke.

Innerhalb der Axendecke muss gegen S hin ein ziemlich rascher Facieswechsel eintreten; denn schon in der tiefsten unter den obern Zweigdecken der Axendecke erscheint der Gault in einem neuen Faciestypus, der sich von demjenigen der tiefern Decken durch das Auftreten des Gargasien, fossilreichere Ausbildung des Albien und auch durch etwas grössere Mächtigkeit unterscheidet.

In der zur Bächistockdecke gehörenden Gipfelregion des Hintern Glärnisch, am Steintälistock (grosser Feuerberg) und Strahlstock, fand Herr Dr. S. Blumer in Basel [1]) den Gault 15—18 m mächtig und in folgender Weise gegliedert:

1. Bräunliche Echinodermenbreccie mit einzelnen Petrefakten (Brisibreccie).
2. 1 m violetter, knolliger, zäher Kalk, sehr petrefaktenreich.
3. Etwa 10 m fossilärmere, grünsandige, mit Kalkknollen durchsetzte Schiefer (wahrscheinlich Fluhbrigschicht, Twirrenschichten und Knollenschichten).
4. Turrilitenschicht; seewerkalkartiges Gestein mit Glaukonitkörnern, fossilreich.

In der Fossilschicht 2 fand Herr Dr. Blumer [2]):

Nautilus Bouchardianus, d'Orb. Strahlstock.
Douvilléiceras monile, Sow. Steintälistock.
Douvilléiceras mammillatum, Schloth. Steintälistock.
Aporrhais Orbignyana, Pict. et Roux. Steintälistock.
Inoceramus concentricus, Park. Steintälistock.
Inoceramus Salomonis, d'Orb. Strahlstock.
Hinnites Studeri, Pict. et Roux. Steintälistock.
Terebratula Dutempleana, d'Orb. Strahlstock.
Rhynchonella polygona, d'Orb. Strahlstock.
Rhynchonella Gibbsiana, Sow. Steintälistock.
Panopaea cfr. *acutisulcata*, Desh. Steintälistock.

Man möchte vermuten, diese Fossilschicht stelle die Durschlägischichten dar, da die meisten ihrer Fossilien auch von Arnold Heim aus den Durschlägischichten der Churfirstengruppe angeführt werden (**228,** p. 313—316). Da aber die Niederischichten, die darüber folgen sollten, fehlen, handelt es sich vielleicht eher um eine Fossilbank an der Basis der Fluhbrigschichten.

Aus der Turrilitenschicht desselben Gebietes erwähnt Herr Dr. Blumer folgende Petrefakten:

Turrilites Bergeri, Brong. Steintälistock.
Hamites virgulatus, d'Orb. Nebelkäppler.
Baculites Gaudini, Pict. et Camp. Nebelkäppler.
Belemnopsis (Hastites) ultima, d'Orb. Nebelkäppler.
Holaster subglobosus, d'Orb. Nebelkäppler.
Pulchella dispar, d'Orb. Nebelkäppler.

Bei der Hütte von Oberalpeli am Nordabhang der Silbern fand ich in der Bächistockdecke folgende Schichtreihe (Figur 72):

A. Oberer Schrattenkalk:

1. Hellgrauer, schwach spätiger Kalk mit spärlichen *Requienien.*
2. Etwa 4 m ziemlich hellgrauer Kalk, die Anwitterungsfläche rauh von massenhaften verkieselten Schalentrümmern, die obersten $0{,}_5$ m ausgesprochen bräunlichgrau anwitternd und inwendig etwas dunkler als der liegende Kalk.
3. $2{,}_5$ m grau anwitternder, innen ziemlich hellgrauer, stark spätiger Kalk mit sandig-rauher Oberfläche, arm an Makrofossilien. Scharfe Grenze gegen

[1]) Schriftlicher Bericht des Herrn Dr. S. Blumer an die Schweizerische Geologische Kommission.
[2]) Die Bestimmungen sind von Herrn Dr. E. Baumberger in Basel revidiert worden.

B. Gault:

1. $3{,}_5$ m dunkelbraun anwitternder Glaukonitsandstein (Brisisandstein) mit dicker, rostiger Verwitterungsrinde, innen dunkelgrau oder grünlichgrau, ziemlich feinkörnig, anscheinend fossilleer.
2. Etwa 7 m Brisibreccie. Ziemlich hellgraue, sehr grobspätige Echinodermenbreccie mit schlierig verzweigten, braun anwitternden glaukonithaltigen Streifen, aussen sehr rauh von kleinen Fossiltrümmern und Quarzkörnchen.
3. Etwa $0{,}_5$ m kompakter glaukonitreicher Sandkalk, mit vereinzelten *Belemniten*.
4. 3—4 m grobe grünsandige Schiefer und grüngraue, weiche, glaukonitische Mergelschiefer, mit *Belemnites minimus*, List. (Fluhbrigschichten.)
5. 3 m Knollenschichten. Dunkel grüngrauer, glaukonitreicher Sandstein mit grossen hell anwitternden Kalkknollen. Fossilarm.
6. $0{,}_8$ m Turrilitenschicht. Dunkelgrauer, glaukonithaltiger Kalk, unregelmässig von Nestern und Schlieren von Grünsand durchzogen, mit vielen *Turriliten* und andern Petrefakten. Allmählicher Übergang in

C. Etwa 2 m Überturrilitenschicht. Kalk von Seewerkalktypus mit grünsandigen Schlieren.

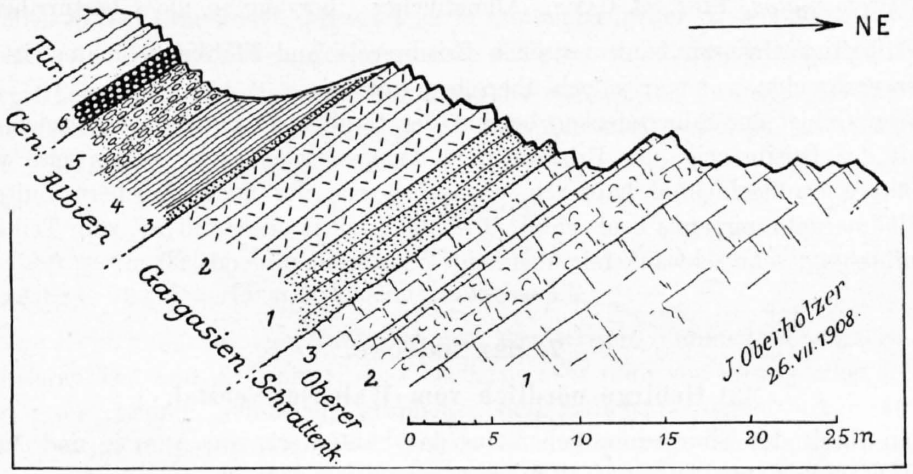


Fig. 72. **Profil nördlich von der Hütte Oberalpeli (Silbern).**

Die Grünsandbank 3 ist jedenfalls identisch mit der Fossilbank an der Basis der Fluhbrigschichten des Hintern Glärnisch, wenn auch der Petrefaktenreichtum hier fehlt.

An der Twärenen (2175 m) in der obern Silberndecke liegt über der sehr rauhen Brisibreccie wieder eine etwa 1 m mächtige petrefaktenreiche Grünsandbank. Darüber folgen 3—5 m gelblichgrün anwitternde, grünsandige Mergelschiefer, die ebenfalls eine reiche Fauna einschliessen und als Fluhbrigschichten gedeutet werden dürfen, darüber die Knollenschichten und die Turrilitenschicht. Die Fossilbank an der Basis der Fluhbrigschichten enthält in ihrem oberen Teil zahlreiche Exemplare von *Inoceramus concentricus*, Park., daneben noch *Inoceramus Salomoni*, d'Orb., und *Desmoceras Beudanti*, Brong. In den mergeligen Fluhbrigschichten sammelte ich:

Belemnites minimus, Lister; häufig.
Desmoceras Beudanti, Brong.
Puzosia latidorsata, Mich.
Aporrhais Orbignyana, Pict. et Roux.
Avellana subincrassata, d'Orb.
Plicatula gurgitis, Pict. et Roux.
Plicatula inflata, Sow.
Inoceramus concentricus, Park.; häufig.
Ostrea tuberculifera, Koch und Dunk.

Bei den Hütten von Bödmern (1655 m) auf der Westabdachung der Silbern enthält die oberste, an verkieselten Schalentrümmern reiche Schicht des obern Schrattenkalks zahlreiche unregelmässig verzweigte grünsandige Streifen und lebhaft rostrote grünsandige, teils rundliche, teils stengelförmige Knollen, die zum Teil Fossilsteinkerne sein mögen (Luiterezug-Fossilschicht?). Darüber folgen:

1. 4—5 m grobspätige Echinodermenbreccie (Brisibreccie), durchzogen von grünsandigen Schlieren und unregelmässigen grünsandigen Knollen, die Anwitterungsfläche sehr rauh von Petrefaktentrümmern und Quarzkörnern von 1—2 mm Durchmesser.
2. 4—5 m schiefriger Grünsand, düster braungrün anwitternd, innen dunkelgrau, im untern Teil mit vielen Exemplaren von *Inoceramus concentricus*, Park., und einzelnen *Belemniten*, im obern Teil mit eingestreuten Kalkknollen (Fluhbrig- und Twirrenschichten).
3. 4—5 m dunkel graugrüner, feinkörniger Glaukonitsandstein mit zahlreichen sehr grossen (meistens etwa 10 cm, bisweilen bis 30 cm langen) länglichrunden Kalkknollen. Ziemlich viele kleine *Belemniten*. Oben verschwinden die Kalkknollen rasch. Rascher Übergang in
4. $1{,}_5$—$1{,}_8$ m Turrilitenschicht. Sehr zäher, feinkörniger, ziemlich hellgrauer, sandiger Kalk, von einem Netzwerk von Glaukonitschlieren durchzogen, nach unten sehr stark grünsandig werdend, reich an Petrefaktensteinkernen. Zahlreiche *Turrilites Bergeri*, Brong.; auch *Turrilites taeniatus*, Pict. et Camp. Allmählicher Übergang in die Überturrilitenschicht.

Die fossilhaltige Grünsandbank zwischen Brisibreccie und Fluhbrigschichten ist wahrscheinlich auch hier vorhanden, von mir jedoch übersehen worden.

Im ganzen Gebiet der Silberndecken beginnt der Gault stets mit dem Gargasien, und zwar in der Regel mit der Brisibreccie; der Brisisandstein dagegen scheint nur stellenweise vorhanden zu sein. Noch ältere Gaultschichten habe ich, abgesehen von der noch unsichern Luiterezug-Fossilschicht von Bödmernalp, nirgends beobachtet. Die Mächtigkeit des Gault ist, zum Teil infolge tektonischer Beeinflussung, sehr schwankend, übersteigt aber wohl nirgends 20 m.

7. Säntisdecke.

a) Gebirge nördlich vom Walensee-Seeztal.

Über den Gault der Thurgruppe geben uns das Säntiswerk von Albert und Arnold Heim, Ernst Blumer und Marie Jerosch (**176**) und ganz besonders die Churfirstenmonographie von Arnold Heim (**228**, p. 208—367) die eingehendsten Belehrungen. Nach diesen Darstellungen ist der Gault an der Nordstirn der Säntisdecke, nämlich in den nördlichsten Ketten des Säntis und im nordwestlichen Teil des Mattstocks nach Mächtigkeit und Gliederung noch ganz ähnlich ausgebildet wie in der Mürtschendecke und im Stirngewölbe der Axendecke. Er ist hier durchschnittlich nur 3—8 m mächtig und besteht bloss aus der 1—2 m mächtigen und, wenigstens im Säntis, sehr fossilreichen Turrilitenschicht und aus fossilarmen Knollen- und Twirrenschichten. Das untere Albien und das Gargasien fehlen noch vollständig.

Nach SE hin nimmt die Mächtigkeit des Albien, namentlich der Knollenschichten, beträchtlich zu, und in der mittleren Säntiskette erscheint auch das untere Albien mit den Durschlägischichten. Nach S hin treten nun ähnliche Änderungen ein, wie wir sie in den Gebirgen westlich vom Linthtal schon in den oberen Zweigdecken der Axendecke kennengelernt haben. Die Gesamtmächtigkeit erfährt eine weitere Zunahme, nicht nur, weil das Albien mächtiger wird, sondern namentlich, weil in seinem Liegenden nun auch das Gargasien auftritt. Annähernd gleichzeitig mit den Durschlägischichten erscheint die Brisibreccie zum erstenmal in der mittleren Säntiskette und am Mattstock. In den südlichsten Säntisketten, am Goggeien und Gulmen und in den westlichen Churfirsten gesellt sich der Brisisandstein dazu. Die Brisibreccie erreicht in den mittleren Churfirsten ihre maximale Mächtigkeit mit 15—20 m und geht dann in den östlichen Churfirsten und in der Alviergruppe beträchtlich zurück. Die Mächtigkeit des Brisisandsteins ist sehr schwankend, in den westlichen Churfirsten nur etwa 2 m, dagegen einerseits am Gulmen und Häderenberg, andererseits im Gebiet von Brisi und Breitenalp etwa 20 m.

Im Liegenden der Brisischichten erscheinen am Hinterrugg in den östlichen Churfirsten zum erstenmal die Gamserschichten. Sie besitzen hier bereits eine Mächtigkeit von 10—15 m und wachsen dann nach SE durch die Alviergruppe hindurch bis an den Rand des Rheintales auf wohl 70 m an, während gleichzeitig die Brisischichten an Mächtigkeit abnehmen. Die Luitere-Fossilschicht tritt zum erstenmal an der Strasse bei Amden auf und ist unregelmässig durch das Gebiet der Churfirsten und des westlichen Teils der Alviergruppe verteilt. Sie ist stets eng verknüpft mit dem obersten Schrattenkalk, aber unabhängig von den hangenden Schichten. Luiteremergel sind nur von wenigen Stellen in den östlichen Churfirsten und in der Alviergruppe bekannt.

Im südöstlichen Teil der Thurgruppe erleidet auch das Albien einige auffallende Faciesänderungen. Am Selun treten zum erstenmal die Niederischichten in einer Mächtigkeit von 1—3 m auf. Sie wachsen durch die östlichen Churfirsten und in der Alviergruppe auf etwa 11 m an, während gleichzeitig die Fluhbrigschichten, die vom südlichen Teil des Säntis an bis in den westlichen Teil der Alviergruppe hinein einen ziemlich fossilreichen Horizont bilden, eine Reduktion erfahren. Die Lochwaldschicht lässt sich im südlichen Säntis, im Mattstock und in den westlichen Churfirsten an Petrefaktensteinkernen erkennen, die in der Übergangszone zwischen Twirren- und Knollenschichten diffus zerstreut sind; in den östlichen Churfirsten und in der Alviergruppe dagegen bildet sie eine ziemlich scharf begrenzte Fossilbank von $0{,}_5$—1 m Mächtigkeit an der Basis der Knollenschichten. Letztere schwellen in den Churfirsten auf etwa 25 m an, gehen in der Alviergruppe wieder auf etwa 15 m zurück und erreichen am Rande des Rheintales ihr grösstes Maximum mit etwa 30 m.

Die Turrilitenschicht verliert vom Nordrand der Säntisdecke an gegen SE hin ihren Fossilreichtum mehr und mehr. In der Alviergruppe ist sie völlig steril geworden und auch lithologisch kaum mehr zu erkennen.

b) Wiggisgruppe.

Auf Platten westlich über Näfels beobachtete ich zwischen dem oberen Rande der Abrissnische des alten Bergsturzes und den Häusern folgende Schichtreihe:

1. 15—18 m Brisibreccie: Hell bräunlichgrau anwitternde Echinodermenbreccie, im untern und mittleren Teil sehr grobspätig, die Oberfläche sehr rauh von vorragenden Echinodermentrümmern und grauen, gelblichen, grünlichen und rötlichen Quarzkörnchen, im obern Teil mehr feinspätig, sandsteinartig. Das Gestein ist dickbankig, ebenflächig durchklüftet, von verzweigten, braun anwitternden, glaukonithaltigen Schlieren durchzogen.
2. 2—3 m grünsandiger Schiefer (Fluhbrigschichten), schlecht aufgeschlossen, eine fast ganz mit Schutt und Vegetation bedeckte kleine Terrasse bildend.
3. Knollenschichten:
   a) 5—8 m braun anwitternder, inwendig dunkel blaugrauer, feinspätiger, glaukonithaltiger Kalk, sehr reich an kleinern und grössern, inwendig hell blaugrauen Kalkknollen. *Belemnites minimus*, List. ziemlich häufig.
   b) 5—8 m schwarzbraun anwitternder, inwendig dunkelgrauer, sehr feinkörniger, glaukonitreicher Kalksandstein mit vielen hellgrau anwitternden, innen hellgrauen, feinspätigen Kalkknollen und -linsen von meistens 5—10, bisweilen bis 30 cm Durchmesser. Zahlreiche Exemplare von *Belemnites minimus*, List.
4. 1—$1{,}_5$ m dicke, dunkelbraun anwitternde Bank von feinkörnigem glaukonitreichem Sandstein ohne Kalkknollen, mit einzelnen Exemplaren von *Belemnites minimus*. Übergang in
5. Turrilitenschichten:
   a) $0{,}_3$—$0{,}_4$ m dunkelbraun anwitternder, inwendig dunkel grüngrauer glaukonitreicher Kalk mit vielen länglichen Kalkknollen und ziemlich vielen an der Oberfläche vorragenden dunkeln Petrefaktensteinkernen. Übergang in
   b) 1—$1{,}_3$ m bräunlich anwitternder, feinkörniger, feinspätiger Kalk, durchzogen von einem Netzwerk von Grünsandstreifen. Die zwischen letztern liegenden knollenförmigen Kalkpartien sind reichlich durchschwärmt von feinen dunkelgrünen Glaukonitkörnern. Nach

oben lösen sich die Grünsandstreifen zu feinern Schlieren auf, und die Knollenstruktur des Kalkes geht verloren. Die Zahl der Fossilsteinkerne nimmt nach oben rasch ab, die kleinen *Belemniten* jedoch gehen durch die ganze Schicht durch. Allmählicher Übergang in die Überturrilitenschicht.

Unter den Petrefakten der Turrilitenschicht liessen sich bestimmen:

Schloenbachia varians, Brong.
Turrilites Escherianus, Pict.
Turrilites Scheuchzerianus (Bosc.), d'Orb.
Baculites Gaudini, Pict. et Camp. Mehrere Exemplare.

Das Gaultprofil von Platten ist, namentlich in seinem untern Teil, von E. Ganz (**254,** p. 16—20) viel eingehender studiert worden. Er fand an schwer zugänglicher Stelle in der Felswand gegen die Bergsturznische unter den Brisischichten noch die Luitere-Fossilschicht mit Phosphoritknollen und glaukonitischen Steinkernen in einer Mächtigkeit von $0{,}_8$ m. Ferner scheidet er dort zwischen Brisibreccie und Fluhbrigschichten noch $2{,}_5$ m Glaukonitsandkalk als Niederischichten [1]) aus und zerlegt die Knollenschichten meines Profiles in 7 m Twirrenschichten und 10 m echte Knollenschichten. Die zwischen den Knollenschichten und der Turrilitenschicht liegende homogene Grünsandbank (Nr. 4 obigen Profils) nennt Ganz Aubrigschicht. Sie stellt eine Faciesabänderung des obersten Teiles der Knollenschichten dar.

Nach E. Ganz (**254,** p. 22) ist der Brisisandstein auf Rautialp schon etwa 8 m mächtig und deutlicher als auf Platten als gestreifter Sandstein («Bändersandstein») ausgebildet. Die Durschlägi-Fossilschicht an der Basis des Albien und die Fluhbrigschichten sind hier durch zahlreiche Petrefakten ausgezeichnet. Die Lochwaldfossilschicht ist noch nicht als scharfer Horizont ausgebildet, aber doch in der Basis der Knollenschichten erkennbar. Die Turrilitenschicht ist etwa 1 m mächtig und noch ziemlich reich an Fossilsteinkernen, die aber der starken Verwitterung wegen nicht bestimmbar sind; darunter scheinen auch Turriliten noch ziemlich häufig zu sein. *Belemnites minimus*, List., ist in zahlreichen Exemplaren vorhanden. Die Schicht ist an der oberen Grenze an manchen Stellen intensiv rot gefärbt. Wie auch E. Ganz (**254,** p. 26) erwähnt, ist die Grenze gegen den hangenden Seewerkalk messerscharf; die Überturrilitenschicht fehlt.

Auf Lachenalp fand ich in den «Concentricusschichten» (Durschlägischicht und Fluhbrigschichten):

Douvilléiceras Milletianum, d'Orb.
Inoceramus concentricus, Park.
Ostrea (Alectryonia) Milletiana, d'Orb.
Pecten (Chlamys) Dutemplei, d'Orb.

Die Gesamtmächtigkeit des Gault erleidet innerhalb der Säntisdecke der Wiggisgruppe keine auffallenden Änderungen. An der Felswand östlich unter Platten bei Näfels beträgt sie 45—50 m, an der Ostwand des Rautispitz etwa 50 m (photogrammetrisch bestimmt).

8. Rädertendecke.

Ein vollständiges Gaultprofil lässt sich südlich von der Passhöhe der Scheidegg am Nordfuss des Tierberges im überkippten Nordschenkel des Stirngewölbes der Rädertendecke beobachten. Auf den obern Schrattenkalk, der in seinen obersten $0{,}_5$ m bereits kleine unregelmässige Glaukonitnester enthält, folgen:

1. $0{,}_{05}$—$0{,}_{15}$ m Luiterezug-Fossilschicht. Rundliche Phosphoritknollen und Fossilsteinkerne, eingebettet in Glaukonitsandstein, der in kleine Vertiefungen des Schrattenkalks eindringt.

---

[1]) Diese Schichtgruppe stellt jedoch nach Ansicht von Arnold Heim (**228,** p. 310) die Durschlägischichten dar.

2. Etwa 6 m Brisisandstein. Zäher, feinkörniger Glaukonitsandstein, grünlichbraun anwitternd, mit dunkeln tonigen Häuten, fossilleer. Übergang in
3. 5—6 m Brisibreccie; sehr grobspätig, hell bräunlichgrau und rauh anwitternd, stellenweise von schwach glaukonitischen, rostbraun anwitternden, verzweigten Schlieren durchzogen, mit grauen, grünlichen und rötlichen Quarzkörnchen von 1—4 mm Durchmesser. In den obersten Lagen Bruchstücke von Austern. Ziemlich scharfe Grenze gegen
4. Etwa $1{,}_5$—2 m Durschlägischichten: Dunkelgrüner oder schwarzgrauer, glaukonitreicher Grünsandstein, reich an Phosphoritknollen und schlecht erhaltenen Fossilien, darunter *Inoceramus concentricus*, Park., und *Terebratula Dutempleana*, d'Orb. Übergang in
5. 8—10 m Fluhbrigschichten: grüngrau anwitternde, inwendig dunkelgraue, feinsandige, schiefrige, glaukonitische Mergel, arm an Petrefakten. *Belemnites minimus*, List. Übergang in
6. Etwa 8 m Knollenschichten: Dunkelgrauer Glaukonitsandkalk, reich an hell anwitternden Kalkknollen. Petrefaktenarm. Nach oben nimmt die Zahl der Kalkknollen ab. Übergang in
7. Etwa 1 m sehr glaukonitreicher Grünsandstein ohne Kalkknollen (Aubrigschicht). Übergang in
8. $0{,}_3$—$0{,}_5$ m Turrilitenschicht. Heller bräunlich anwitternder, körniger Kalk mit reichlichen Glaukonitkörnchen, ziemlich reich an *Belemniten*, sonst nicht fossilreich; es wurden keine Turriliten beobachtet. Nach oben Übergang in die Überturrilitenschicht. (Vgl. hierzu das Profil von E. Ganz in **254,** p. 31—35, und die Bemerkungen von Arnold Heim in **228,** p. 311.)

In der Nähe der Hütten von Oberalp beobachtete ich folgende Schichtreihe:

1. Die oberste Schicht der «Gibbsischichten» des obern Schrattenkalks ist durchsetzt von zahlreichen Streifen und Knollen von Grünsand, die wahrscheinlich die Luitere-Fossilschicht darstellen.
2. 6—8 m Brisisandstein: Dunkel graugrüner, grobkörniger, glaukonithaltiger Sandkalk, reichlich durchzogen von dünnen glaukonitreichen Sandsteinlagen, die dem Gestein ein gestreiftes Aussehen verleihen (Bändersandstein). Die Oberfläche sehr rauh von vorragenden Quarzkörnchen, Echinodermenresten und Schalentrümmern. Allmählicher Übergang in
3. 13—15 m Brisibreccie: Bräunlich anwitternd, sehr grobspätig, mit eingestreuten Glaukonit- und Quarzkörnchen und reichlich durchzogen von glaukonitischen, sandigen Streifen und Knollen, die an der Anwitterungsfläche leistenförmig vorragen; die Oberfläche sehr rauh von massenhaften Muschel- und Echinodermentrümmern.
4. Etwa 10 m Niederischichten: Dunkel grüngrauer, zäher, von feinen schwarzen Häuten durchzogener Glaukonitsandstein, mit dicker rostbrauner Verwitterungsrinde, fossilarm.
5. Etwa 5 m Fluhbrig- und Twirrenschichten: Grünlichbraun anwitternder, inwendig dunkel blaugrauer oder grünlichgrauer, sehr feinkörniger, mehr oder weniger schieferiger Grünsand mit vielen kleinen *Belemniten*.
6. Etwa 20 m Knollenschichten: Ziemlich hellgrauer Kalk, durchschwärmt von Glaukonitkörnern und durchzogen von einem Netzwerk von glaukonitreichen sandigen Streifen und Nestern, welche knollenförmige Partien des Kalkes zwischen sich einschliessen. Im untern Teil ist das Grünsandstein-Netzwerk dichter und die Knollenstruktur daher besser ausgeprägt als im obersten Teil. Fossilarm. Übergang in
7. $0{,}_3$ m Turrilitenschicht: Ziemlich hellgrauer, körniger Kalk, mit reichlich eingestreuten Glaukonitkörnern und von einzelnen Glaukonitsandsteinstreifen schlierig durchzogen. Petrefaktenarm, anscheinend ohne Turriliten. Übergang in die Überturrilitenschicht.

Bemerkenswert ist, dass der Niederisandstein, der im Stirngewölbe der Rädertendecke noch fehlt, in diesem Profil zum erstenmal, und zwar schon in beträchtlicher Mächtigkeit, auftritt (vgl. das Profil von E. Ganz in **254,** Figur 6 bei p. 34).

Die schiefrigen Fluhbrigschichten und eine kompaktere Grünsandbank an ihrer Basis sind stellenweise, z. B. nördlich von den Hütten von Oberalp, sehr fossilreich. Ich fand dort darin:

Schloenbachia cristata, (Deluc) Brong.
Hamites attenuatus, Sow. 2 Exemplare.
Cerithium Derignyanum, Pict. et Roux.
Inoceramus concentricus, Park., häufig.
Trochocyathus conulus, From. 2 Exemplare.

Im südlichsten Teil der Rädertendecke, in der Durchgäng zwischen Ochsenkopf und Wannenstock und am Nordfusse des Ochsenkopfes bei P. 1927 m, fand ich in der Regel über den Gibbsischichten des obern Schrattenkalks zunächst eine intensiv braun anwitternde, aussen von vorragenden kleinen Fossiltrümmern und Quarzkörnern sehr rauhe, sandige Echinodermenbreccie, durchzogen von stark glaukonitischen Sandsteinstreifen, in den untern Lagen mit vielen an der Oberfläche vorragenden glaukonitischen und kieseligen Knollen, also eine Übergangsbildung zwischen Brisisandstein und Brisibreccie. E. Ganz hat jedoch auch hier zwischen dem Schrattenkalk und den Brisischichten noch den Luitere-Fossilhorizont mit seiner typischen Fauna entdeckt (**254,** Figur 7 bei p. 35 und p. 81).

9. Drusbergdecke.

Aus diesem Deckengebiete stehen mir keine eigenen Gaultprofilaufnahmen zur Verfügung. An der Nordwand des Fluhbrig, im Stirngewölbe der Decke, fand E. Ganz (**254,** p. 36—45) über dem obern Schrattenkalk:

1. $0{,}_2$—$0{,}_3$ m Luitere-Fossilhorizont, mit reicher Fauna.
2. 5—8 m Brisi-Glaukonitsandstein, mit Bryozoen und Schalentrümmern von Austern.
3. Etwa 9 m Brisibreccie, mit Orbitolinen und Trümmern von Austern, Brachiopoden und Echinodermen.
4. $6{,}_5$ m Glaukonitsandstein (Niederischichten).
5. $0{,}_1$ m Durschlägischicht (nach Arnold Heim Basis der Fluhbrigschichten) mit *Inoceramus concentricus*, Park. und Ammonitenresten.
6. $2{,}_2$ m Fluhbrigschichten mit *Inoceramus concentricus*, Park., und *Hoplites dentatus*, Sow.
7. $4{,}_5$ m Twirrenschichten. Glaukonitsandstein mit *Inoceramus concentricus, Hoplites dentatus, Belemnites minimus*, List.
8. $0{,}_5$—1 m unscharf begrenzte Lochwald-Fossilschicht mit *Brancoceras varicosum*, Sow., sp., *Hoplites auritus*, Sow., sp., *Hoplites dentatus*, Sow., sp., *Inoceramus sulcatus*, Park., *Inoceramus concentricus*, Park.
9. $8{,}_5$ m eigentliche Knollenschichten.
10. $1{,}_3$ m Turrilitenschicht. Dunkles, seewerkalkähnliches Gestein ohne Fossilsteinkerne. Übergang in die Überturrilitenschicht.

Während hier der Gault nach seiner Mächtigkeit (zirka 40 m) und lithologischen Gliederung noch nicht wesentlich von der Facies der Rädertendecke abweicht, machen sich nach den Untersuchungen von E. Ganz (**254,** p. 35—78) in der Drusbergkette auf der Westseite des oberen Sihltales von N gegen S hin bald auffallende Änderungen bemerkbar, ähnlich wie im nordöstlichen Teil der Säntis-Drusbergdecke, in der Alviergruppe. Am Hocheggen stellen sich zum erstenmal zwischen der Luitere-Fossilschicht und dem Brisisandstein die Luiteremergel in einer Mächtigkeit von $1{,}_5$ m ein. Sie werden nach S rasch mächtiger; sie sind auf Käsernalp auf 17 m, am Drusberg auf 19 m angewachsen, jedoch hier grösstenteils durch einen oolithischen Echinodermenkalk ersetzt. Auch die übrigen Schichtgruppen des Gargasien schwellen südwärts bedeutend an. Die Brisischichten erreichen auf Käsernalp schon 29 m, am Drusberg 50 m. Am Twäriberg und Drusberg treten zum erstenmal auch die Gamserschichten zwischen den Luitereschichten und Brisischichten in einer Mächtigkeit von 10—15 m auf. Am Kleinen Sternen nördlich von Muotatal erreicht das Gargasien mit 75 m seine grösste Mächtigkeit. Gleichzeitig geht aber von N nach S die Mächtigkeit des Albien bedeutend zurück, und seine einzelnen Horizonte lassen sich schliesslich nicht mehr deutlich unterscheiden. Am

Forstberg ist es auf $2,_5$ m, am Kleinen Sternen auf $2,_2$ m reduziert, und es sind hier die Knollenschichten und auch die Turrilitenschicht vollständig verschwunden, so dass der Seewerkalk mit scharfer Grenze unmittelbar auf der Lochwald-Fossilschicht sitzt.

c) Facies charakter.

Der vielfache Wechsel des Gesteins und der Fauna deutet darauf hin, dass während der Bildung der mittlern Kreide im helvetischen Faciesgebiet die Meerestiefe und die Küstenentfernung wiederholten, wenn auch vielleicht nicht sehr beträchtlichen Schwankungen unterworfen waren. Im ganzen scheint die Ablagerung des Gault sich in mässiger Meerestiefe und in nicht allzu grosser Entfernung von der Küste vollzogen zu haben.

Da die obersten Lagen des obern Schrattenkalks, in welche im südlichen Gebiete die ersten Grünsandschlieren als Vorläufer der Luiterezug-Fossilschicht auftreten, oft reich an Austern sind, stellenweise auch Korallen und Nerineen enthalten, und die Oberfläche des Schrattenkalks nach den Beobachtungen von Escher, Arnold Heim und Buxtorf (**228**, p. 357) hie und da sogar von Bohrmuscheln bearbeitet ist, darf man für den Beginn der Grünsandbeimischung ein seichtes Meer voraussetzen, dessen Boden vielleicht stellenweise vorübergehend zum Festland wurde. Nach Arnold Heim zeigt die Fauna der Luiterezug-Fossilschicht eine Mischung von neritischen Formen mit solchen von bathyalem Charakter. Er schliesst hieraus, dass bei Beginn ihrer Bildung die Schrattenkalkoberfläche eine Zeitlang nahe der Meeresoberfläche lag, dann aber rasch versank. Während dieser Senkungsperiode mögen sich die Luiteremergel gebildet haben, die Arnold Heim mit dem Blauschlamm der rezenten Meere vergleicht (**228**, p. 345).

Die Gamser- und Brisischichten, die nach einer neuen Hebung des Meeresbodens und nach einem Unterbruch in der Sedimentation im südlichen Teil des Faciesgebietes zur Ablagerung kamen, sind wahrscheinlich durchwegs neritische Bildungen. Die Gamserschichten zwar werden ihrer Petrefaktenarmut und der Kleinheit ihrer Quarzkörner wegen kaum als eine küstennahe Bildung betrachtet werden dürfen; dagegen ist die Brisibreccie mit ihren massenhaften Echinodermentrümmern, ihren ziemlich groben Quarzkörnern, der im obern Teil stellenweise vorhandenen Austernbank und der von Arnold Heim und Ernst Ganz konstatierten und auch von mir (auf Rädertenalp) beobachteten Diagonalschichtung, eine echt neritische, in mässiger Tiefe und in geringer Entfernung von der Küste entstandene Bildung.

Nach Arnold Heim (**228**, p. 319/320) sind auch die Durschlägischichten noch eine Flachseebildung, deren Ablagerungsboden wahrscheinlich noch in die Gezeitenzone hineinreichte. Die Ablagerungsbedingungen der Niederi-, Fluhbrig- und Twirrenschichten sind schwierig zu beurteilen. Der Ablagerung der Niederischichten scheint eine Senkung des Meeresbodens vorangegangen zu sein. Jedenfalls können sie der ausserordentlichen Feinheit ihres Kornes und der grossen Fossilarmut wegen nicht als neritische Bildung angesehen werden. Für die Ablagerung der Fluhbrigschichten mit ihrer — wenigstens im mittleren und südlichen Teil des helvetischen Faciesgebietes — reichen Gastropodenfauna und den Schichten mit Phosphoritknollen setzt Arnold Heim (**228**, p. 301) eine geringe Meerestiefe und Nähe der Küste voraus. Dagegen sind die fossilarmen und durch Feinheit der Quarzkörnchen ausgezeichneten Twirrenschichten wahrscheinlich in einem zwar mässig tiefen, aber doch ziemlich weit von der Küste entfernten Meere entstanden.

Auch über die Absatzbedingungen der Lochwaldschicht und der Knollenschichten können wir uns kein klares Bild machen, da namentlich nicht bekannt ist, unter welchen Umständen die für sie charakteristischen Kalkknollen sich bilden. Jedenfalls sind die Knollenschichten keine Strandbildung, da die entsprechende Fauna und gröbere Einstreulinge fehlen. Sie können sich nach Arnold Heim in ziemlicher Meerestiefe und bis über 200 km Entfernung von der Küste gebildet haben. Eine etwas grössere Küstennähe scheint die Turrilitenschicht mit ihrer stärkern Sandbeimengung, dem Glaukonitreichtum und ihrer reichen Fauna vorauszusetzen. Arnold Heim (**228**, p. 221) vermutet, jene Küste sei im N zu suchen, da der Fossilreichtum von N nach S allmählich abnimmt, die sandigen Beimischungen in dieser Richtung verschwinden und die Turrilitenschicht in die Facies der Knollenschichten übergeht.

d) Facies- und Mächtigkeitsänderungen.

Unter den Tatsachen, die sich aus der Vergleichung der Spezialprofile ergeben, fällt am meisten auf, dass im ganzen ursprünglich nördlichen und mittleren Teil des helvetischen Faciesgebietes bis in die Axendecke hinein, in der Thurgruppe sogar bis in den nördlichen Teil der Säntisdecke hinein, der Gault nur durch das untere Cenoman, das obere und mittlere Albien repräsentiert wird, und dass das untere Albien und das Gargasien erst weiter im S, in den oberen Zweigdecken der Axendecke und in der Säntis-Drusbergdecke, erscheinen. Schon aus diesem Grunde ist die Gesamtmächtigkeit des Gault in diesem südlichen Gebiete durchschnittlich weit grösser als im N.

Die Luiterezug-Fossilschicht ist zufolge ihrer engen lithologischen Verbindung mit dem obersten Teil des obern Schrattenkalks auf die Gebiete beschränkt, wo auch letzterer in voller Entwicklung erhalten geblieben ist. Innerhalb unseres Untersuchungsgebietes erscheint sie zum erstenmal in der obern Silberndecke auf Bödmernalp. Sie scheint auch über das ganze Gebiet der Säntis-Drusbergdecke in der Wiggis-Drusberggruppe verbreitet zu sein, ist jedoch nicht überall vorhanden. In der Säntisdecke der Thurgruppe tritt sie erst auf der Linie Amden-Nägeliberg-Sisizalp auf und besitzt von dort an nach SE ebenfalls eine nur lückenhafte Verbreitung. Im südöstlichen Teil der Alviergruppe wurde sie bisher nicht beobachtet. Ihre Mächtigkeit beträgt stets nur einen Bruchteil eines Meters.

Die Luiteremergel fehlen innerhalb meines Untersuchungsgebietes völlig. Auf der Westseite des Linthtales treten sie erst in der Drusbergdecke auf. Sie sind dort mit Ausnahme der Stirnregion überall verbreitet und nehmen nach S an Mächtigkeit zu, wobei sie jedoch zum grossen Teil durch Echinodermenoolith ersetzt werden. In der Thurgruppe scheinen sie von den östlichen Churfirsten an durch die Alviergruppe hindurch ziemlich allgemein verbreitet zu sein; sie sind aber nur selten gut aufgeschlossen.

Die Gamserschichten sind auf den ausserhalb meines Untersuchungsgebietes liegenden Teil der Säntis-Drusbergdecke beschränkt. Ihr Hauptentwicklungsgebiet ist der südöstliche Teil der Thurgruppe, wo sie in den östlichen Churfirsten zum erstenmal erscheinen und durch die Alviergruppe hindurch bis an den Rand des Rheintales bis auf 70 m Mächtigkeit anwachsen. Westlich vom Linthtal setzen sie erst im südlichen Teil der Drusbergkette ein und erreichen dort nach E. Ganz kaum 15 m Mächtigkeit.

Wenn die Echinodermenbreccie im Liegenden des Gault im nördlichen Teil der Mürtschendecke und am Nordrand der Axendecke bei Richisau nicht zum Gargasien, sondern noch zum Schrattenkalk gehört, so müssen wir als nördlichste Vorkommnisse der Brisischichten diejenigen in der Bächistockdecke des westlichen Glärnisch und der Silbern betrachten. Von hier an sind sie westlich von der Linth südwärts durch die Zweigdecken der Axendecke und durch die Säntis-Drusbergdecke hindurch überall vorhanden. Ihr unterer Teil, der Brisisandstein, erscheint schon im nördlichen Teil der Bächistockdecke auf Oberalpeli an der Silbern, fehlt aber sonst in diesem Deckengebiete meistens noch; dagegen scheint er vom Nordrand der Säntisdecke an in der Wiggis-, Räderten- und Drusbergkette allgemein vorhanden zu sein. In der Säntisdecke schwankt seine Mächtigkeit zwischen 5 und 8 m, in der Rädertendecke erreicht sie 12—14 m und in der Drusbergdecke (Drusbergkette, Frohnalpstockgebiet) schwillt sie bis auf 25 m an. In der Thurgruppe stellt er sich nach Arnold Heim erst in den südlichsten Säntisketten und in den westlichen Churfirsten ein und erreicht am Brisi eine maximale Mächtigkeit von etwa 20 m. Die Brisibreccie ist westlich von der Linth vom nördlichen Teil der Bächistockdecke an und in der Thurgruppe vom Mattstock und von den mittleren Säntisketten an südwärts überall vorhanden. In den Zweigdecken der Axendecke scheint ihre Mächtigkeit zwischen 4 und 8 m zu schwanken; in der Säntisdecke der Wiggisgruppe erreicht sie 7—12 m, in der Rädertendecke 6—15 m (nach Ganz nur 4—9 m). Im südlichen Teil der Drusbergdecke schwillt sie auf 30—35 m an. In der Thurgruppe erreicht sie in den mittleren Churfirsten mit etwa 20 m ihre maximale Mächtigkeit und nimmt dann, im Gegensatz zum Drusberggebiet, nach SE in der Alviergruppe auffallend ab. Im östlichsten Teil derselben ist sie nach meinen Beobachtungen fast nur noch durch dünne linsenartige Einlagerungen von Echinodermenbreccie im glaukonitischen Brisisandstein vertreten.

Das Verbreitungsgebiet der Durschlägischichten ist im ganzen an dasjenige der Brisibreccie gebunden. Ob die glaukonitreiche Fossilbank, die im Gebiet der Silberndecken stellenweise zwischen Brisibreccie und Fluhbrigschichten liegt, zu letztern gehört oder als Durschlägischicht betrachtet werden darf, kann noch nicht sicher entschieden werden. Dagegen scheint letztere vom Nordrand der Säntisdecke an durch Säntis-, Räderten- und Drusbergdecke hindurch ziemlich allgemein verbreitet zu sein und meistens eine Mächtigkeit von $0,_5$—3 m zu besitzen. In der Thurgruppe erscheint sie ziemlich gleichzeitig mit der Brisibreccie und ist bis in den westlichen Teil der Alviergruppe verbreitet. Im östlichen Teil derselben ist sie noch nicht beobachtet worden.

Die Niederischichten sind ganz auf die obere helvetische Decke beschränkt und reichen nicht so weit nach N wie die Durschlägischichten. Im Gebiete westlich von der Linth treten sie mit Sicherheit erst im mittleren Teil der Rädertendecke auf. Sie erreichen hier 10—12 m Mächtigkeit, werden in der Drusbergdecke wieder schwächer und scheinen im südlichen Teil derselben auszukeilen. In der Thurgruppe erscheinen sie erst in den östlichen Churfirsten. Sie gehen auch durch die ganze Alviergruppe hindurch und erreichen hier etwa 12 m Mächtigkeit.

Mit dem mittleren Albien dehnt sich das Verbreitungsgebiet des Gault fast plötzlich über das ganze helvetische Faciesgebiet aus. Zwar haben die grünsandigen Kalke und Schiefer, die überall dort, wo das Gargasien, die Durschlägischichten und die Niederischichten fehlen, also in den autochthonen und parautochthonen Falten und in den tiefern Decken bis in den nördlichen Teil der Axendecke und den Nordrand der Säntisdecke der Thurgruppe hinein, unmittelbar auf dem Schrattenkalk liegen, noch keine bezeichnenden Petrefakten geliefert; allein sie dürfen doch als die Äquivalente der Fluhbrig- und Twirrenschichten angesehen werden, da ihre lithologische Ausbildung mehr oder weniger deutlich an diese Schichten erinnert, und da sie nach oben wie jene in die Knollenschichten übergehen. Wahrscheinlich muss die Hauptmasse dieser glaukonitischen Kalke zu den Twirrenschichten gezählt werden. Die Phosphoritknollenschicht, die vom Autochthonen bis in die Mürtschendecke hinein in vielen Profilen auf der karrig unebenen Oberfläche des Schrattenkalks liegt, und die oft darüber folgende, etwas mergelige schiefrige Grünsandlage von $0,_3$ bis höchstens 3 m Mächtigkeit dürfen vielleicht als Fluhbrigschichten gedeutet werden. Das mittlere Albien erreicht im Kistenpass-Bifertenstockgebiet eine Mächtigkeit von 15—20 m, nimmt nach S in den Falten des Panixerpasses und ostwärts in den autochthonen und parautochthonen Falten des Taminagebietes auf etwa 5 m ab und wächst dann südwärts im südöstlichen Teil des Calanda auf 12—15 m an. Annähernd ebenso mächtig ist es noch im nördlichen Teil der Glarnerdecke; dann aber nimmt es südwärts an Mächtigkeit wieder ab und verschwindet im südlichen und westlichen Teil der Mürtschendecke stellenweise ganz. Am Nordrand der Axendecke in der Deyenkette ist es wieder auf 12 m angewachsen und deutlich in Fluhbrig- und Twirrenschichten geschieden.

Die Fluhbrigschichten sind von hier an gegen S durch die mittlern und obern helvetischen Decken hindurch stets als glaukonitische, sandige Mergelschiefer ausgebildet. In der Bächistockdecke des Glärnisch, ungefähr gleichzeitig mit dem ersten Auftreten der Brisibreccie, stellen sich darin zum erstenmal zahlreiche Petrefakten ein. Ihre Mächtigkeit schwankt in diesem Gebiete meistens zwischen 2 und 5 m. Im südlichen Teil der Drusbergdecke im Muotatalgebiet und ebenso im östlichen Teil der Alviergruppe verschwinden sie rasch, indem sie wahrscheinlich durch den fossilleeren Niederisandstein ersetzt werden.

Die Twirrenschichten besitzen in diesem Deckengebiete einen viel weniger einheitlichen Charakter. Sie sind in der Axendecke und den Silberndecken, dann wieder in Räderten- und Drusbergdecke als Glaukonitsandstein ausgebildet, in der Säntisdecke aber durch viele in den Sandstein eingelagerte Bänke, Linsen und unregelmässige Knollen von Kalk ausgezeichnet, so dass sie an die Knollenschichten erinnern. Häufig lassen sie sich nicht scharf gegen die Fluhbrigschichten abgrenzen. Ihre Mächtigkeit beträgt in der Axendecke etwa 7 m, geht in den Decken der Silbern auf 2—3 m zurück, erreicht in der Säntisdecke wieder 5—9 m und nimmt in der Räderten- und Drusbergdecke wieder ab. Im östlichen Teil der Alviergruppe und stellenweise auch im südlichsten Teil der Drusbergkette sind sie wie die Fluhbrigschichten nicht mehr zu erkennen.

Die Lochwald-Fossilschicht kommt als scharf individualisierte fossilreiche Schicht von $0{,}_5$—1 m Mächtigkeit einzig im südlichen Teil der Säntis-Drusbergdecke, und zwar in der Thurgruppe in den östlichen Churfirsten und in der Alviergruppe, westlich von der Linth im südlichsten Teil der Drusbergkette, vor. Nach Ganz ist im übrigen Gebiet der Säntis-Drusbergdecke der Wiggisgruppe, nach Arnold Heim auch in den westlichen Churfirsten und am Südrand des Säntis die Lochwaldschicht dadurch angedeutet, dass innerhalb einer 1—4 m mächtigen unscharf begrenzten Zone im untersten Teil der Knollenschichten mehr oder weniger zahlreiche Petrefaktensteinkerne in das Gestein eingestreut sind. Im ganzen übrigen Gebiet, also in den autochthonen und parautochthonen Falten, in der Glarner-, Mürtschen- und Axendecke und im nördlichen Teil des Säntis ist die Lochwaldschicht weder lithologisch noch paläontologisch erkennbar. Sie ist hier durch die fossilleere Übergangszone zwischen Twirren- und Knollenschichten vertreten.

Die Knollenschichten sind im westlichen Teil des autochthonen Gebietes (Kistenpass) als ziemlich homogener grünsandiger Kalk ausgebildet; im E dagegen, im Taminagebiet, zeigen sie bereits ausgeprägte Knollenstruktur. In den parautochthonen Falten ist umgekehrt im W die Knollenstruktur überall deutlich zu beobachten, im E aber anscheinend nur stellenweise vorhanden. Von der Glarnerdecke an ist nun durch das ganze helvetische Faciesgebiet hindurch der Reichtum an Kalkknollen für die Schichtgruppe charakteristisch. Einzig im westlichen Teil der Deyenkette (Stirngewölbe der Axendecke) scheint sie in der knollenfreien Facies der Twirrenschichten ausgebildet zu sein. Nach S hin scheint der Kalkgehalt zuzunehmen; in der Säntis-Drusbergdecke ist die Schichtgruppe durch den grössten Reichtum an Kalkknollen und stärkeres Zurücktreten der glaukonitischen Grundmasse ausgezeichnet. Ihre untere Grenze ist oft etwas unbestimmt, da oft schon im oberen Teil der Twirrenschichten Kalkknollen auftreten. Erst mit der scharfen Ausbildung der Lochwaldschicht erhalten die Knollenschichten eine sichere untere Grenze. Von den parautochthonen Falten an bis in die Rädertendecke hinein ist ihr oberster Teil in vielen Profilen durch einen homogenen Glaukonitsandstein ohne Kalkknollen (Aubrigschicht) ersetzt. Die Mächtigkeit beträgt im autochthonen und parautochthonen Gebiet meistens nur 2—5 m; in der Glarnerdecke schwillt sie auf 6—12 m an. In der Mürtschendecke schwankt sie zwischen 2 und 10 m. In der Nordstirn der Axendecke sinkt sie auf 2—0 m. Die Schichtgruppe erreicht dann in den Zweigdecken der Axendecke wieder etwa 5 m Mächtigkeit und schwillt in der Säntisdecke der Wiggisgruppe auf 10—15 m, in der Rädertendecke sogar auf 20 m an, wird aber in der Drusbergdecke wieder schwächer und verschwindet schliesslich in ihrem südlichsten Teile völlig. In der Säntisdecke der Thurgruppe erreicht sie in den Churfirsten und im östlichen Teil der Alviergruppe eine maximale Mächtigkeit von 25—30 m.

Die Turrilitenschicht ist vom ersten Auftreten in den autochthonen Falten an durch die untern und mittleren helvetischen Decken hindurch auffallend gleichförmig ausgebildet. Die Mächtigkeit schwankt ohne bemerkbare Gesetzmässigkeit zwischen $0{,}_3$ und 2 m und ist besonders gross im autochthonen Gebiet und in den parautochthonen Falten des Linthgebietes (durchschnittlich 1 m), im nördlichen Teil der Mürtschendecke (1—2 m), in den oberen Zweigdecken der Axendecke und am Nordrand der Säntisdecke (1—2 m). Der Fossilreichtum, der die Schicht in diesem Gebiete auszeichnet, nimmt vom mittleren Teil der Säntisdecke an gegen S rasch ab und ist schon in der Nordstirn der Rädertendecke verschwunden. Im südöstlichsten Teil des Faciesgebietes verändert sie auch ihren lithologischen Charakter und geht völlig in der Facies der Knollenschichten auf. Im östlichen Teil der Alviergruppe z. B. gehen die Knollenschichten allmählich in den untern Seewerkalk über.

e) Diskontinuitäten.

1. Die Basis-Diskontinuität. Es ist wiederholt hervorgehoben worden, dass Schrattenkalk und Gault durch eine stratigraphische Lücke getrennt werden. Diese Diskontinuität an der Basis des Gault ist die bedeutendste unter allen Diskontinuitäten der gesamten Kreide. Im südlichen und mittleren Teil der Säntis-Drusbergdecke, wo der Gault am vollständigsten entwickelt ist, also schon mit der Luiterezug-Fossilschicht beginnt, ist letztere so eng mit dem obern Schrattenkalk verbunden, dass auf Kontinuität in der Ablagerung geschlossen werden muss; dagegen wird

die Luiterezug-Fossilschicht von den hangenden Gargasienschichten stets durch eine scharfe Grenze getrennt, die auf einen Unterbruch in der Sedimentation schliessen lässt. Die stratigraphische Lücke mag anfänglich nur klein sein, wird jedoch nordwärts immer grösser, da, wie aus den Spezialprofilen und dem vorigen Abschnitt hervorgeht, immer jüngere Gaultschichten über der Fläche der Diskontinuität auftreten. Arnold Heim nimmt an (**228**, p. 361 und Figur 99), dass der unter dieser Fläche liegende Schrattenkalk im grossen ganzen ein und derselben Schichtmasse entspreche. Das mag für die oberste helvetische Decke zutreffen, nicht jedoch für die ursprünglich nördlicheren Teile des helvetischen Faciesgebietes. Durchwandern wir das abgewickelte Deckengebiet nach N, so sehen wir nicht nur die Luiterezug-Fossilschicht bald verschwinden, sondern auch den obern Schrattenkalk immer schwächer werden und schon im südlichen Teil der Glarnerdecke auskeilen. In den parautochthonen und autochthonen Falten ist nur noch der untere Schrattenkalk vorhanden und auch dieser im allgemeinen von stark reduzierter Mächtigkeit. Die stratigraphische Lücke in der Basis des Gault vergrössert sich also nordwärts auch dadurch, dass die jüngern Schichten des Schrattenkalks mehr und mehr zurückbleiben. Am grössten ist diese Lücke im ursprünglich nördlichsten Gebiet, in den autochthonen Falten, wo auf der Diskontinuitätsfläche der untere Schrattenkalk und das mittlere Albien sich berühren.

Als Ursache der Lücke in der Schichtreihe sind hauptsächlich zwei Möglichkeiten in Betracht zu ziehen:

a) Unterbruch in der Sedimentation ohne Emersion, also ohne Trockenlegung. Die Sedimentation hörte im N viel früher auf als im S und setzte im S wieder viel früher ein als im N.

b) Unterbruch in der Sedimentation infolge Trockenlegung (Emersion mit nachfolgender Transgression). Das Terrain stieg im S zur Zeit des untern Gargasien, im N vielleicht schon früher, über das Meeresniveau empor und tauchte im N erst im mittlern oder obern Albien, im S aber schon während des Gargasien wieder unter. Während der Festlandsperiode wurde der Schrattenkalk zum Teil wieder abgetragen, und zwar im N mehr als im S.

Es ist heute noch kaum möglich, einen sichern Entscheid zwischen diesen beiden Annahmen zu treffen. Die im Autochthonen und im Gebiet der untern helvetischen Decken bisher beobachteten karrenartigen Unebenheiten an der obern Grenze des Schrattenkalks und andere Erscheinungen (vgl. p. 373) sprechen zwar zugunsten einer echten Transgression nach einer Festlandsperiode; allein das Fehlen grösserer Erosionsrinnen und der Umstand, dass in den mittlern und obern helvetischen Decken die obere Schrattenkalkgrenze eine fast ebene Fläche darstellt, lassen sich nicht leicht mit der Annahme einer längern Festlandszeit vereinen. Arnold Heim (**228**, p. 363) hält es darum für wahrscheinlich, dass ein Auftauchen über das Meeresniveau nur lokal oder nur für ganz kurze Zeit stattgefunden habe, und dass die Diskontinuität zum grössern Teil durch submarinen Unterbruch in der Sedimentation (Omission ohne Emersion) zu erklären sei. Ich betrachte es jedoch nicht für ausgeschlossen, dass wenigstens im nördlichen und mittleren Teil des Faciesgebietes die Diskontinuität durch eine Trockenlegung mit nachfolgender Transgression bedingt ist.

2. Diskontinuität zwischen Brisibreccie und Durschlägischichten. Im nordwestlichen Teil der Churfirsten-Mattstockgruppe beobachtete Arnold Heim (**228**, p. 319 und 363) meistens eine scharfe Grenze zwischen diesen Schichtgruppen mit karrenförmigen Unebenheiten auf der Oberfläche der Brisibreccie. Sie scheint auch in der Räderten- und Drusbergdecke ziemlich allgemein vorhanden zu sein und lässt auf eine echte Transgression schliessen.

3. Eine weitere Diskontinuität ist an der obern Grenze der Durschlägischichten überall dort vorhanden, wo zwischen ihnen und den Fluhbrigschichten die Niederischichten fehlen, also im nordwestlichen Teil der Thurgruppe, wahrscheinlich auch in der Säntisdecke der Wiggisgruppe und im nördlichen Teil der Rädertendecke. Da keine Anzeichen einer Festlandsperiode vorhanden sind, ist die stratigraphische Lücke wahrscheinlich durch einen blossen submarinen Unterbruch in der Sedimentation bedingt.

f) Landschaftlicher Charakter.

Im Gebiete der geringen Mächtigkeit, also im Autochthonen und in den untern und mittleren helvetischen Decken, spielt der Gault in der Gebirgsarchitektur keine grosse Rolle. Er macht sich hier an den Steilwänden durch seine dunkle Farbe und die scharfe Grenze gegen den liegenden hellen Schrattenkalk bemerkbar und bietet dem Geologen oft (z. B. auf der Nordostseite des Flimsersteins und des Crap Matts in der Ringelspitzkette, in der Gipfelregion des Calanda) erwünschte Anhaltspunkte für die Entwirrung der komplizierten Faltungen. Seiner Verwitterbarkeit und Vegetationsfreundlichkeit wegen bildet er an den Steilhängen ein grünes Rasenband, das als mehr oder weniger stark geneigte Terrasse die Steilwände der liegenden und hangenden Kalke unterbricht. Im Gebiete der Alpweiden liefert er einen für die Alpwirtschaft günstigen Verwitterungsboden. In dieser Hinsicht zeichnen sich besonders die Knollenschichten und Fluhbrigschichten aus, während Brisibreccie, Brisisandstein und die kieselreichen Niederischichten der Vegetation weniger günstig sind. Diese widerstandsfähigern Schichtgruppen machen sich auch im Verwitterungsprofil der mächtigeren Gaultfacies in Form von Steilstufen bemerkbar.

g) Technische Verwendung.

Innerhalb meines Untersuchungsgebietes haben die Gaultgesteine bisher kaum eine technische Verwendung gefunden. Im Gebiet der Thurgruppe wurden an einigen Stellen der kompakte Grünsand der Knollenschichten und die Brisibreccie in kleinem Massstabe als Baustein gebrochen. Während der Kriegszeit veranlasste das eidgenössische Volkswirtschaftsdepartement eine Ausbeutung der Durschlägischicht und besonders der Lochwaldschicht in der Umgebung von Buchs und Werdenberg zur Herstellung von Kunstdünger. Für die Durschlägischicht wurde ein Phosphorsäuregehalt von $4{,}_1$—$7{,}_1$ %, für die Lochwaldschicht ein solcher von $4{,}_{35}$—$11{,}_{52}$ % gefunden. Die mit diesem Material fabrikmässig ausgeführten Aufschliessungsversuche zur Herstellung von Superphosphat ergaben jedoch infolge der ungünstigen chemischen und physikalischen Beschaffenheit des Phosphorites ganz unbefriedigende Resultate (vgl. E. Truninger, **293**). Im Buchserbergwald (Alviergruppe) werden seit 1925 die quarzreichen Kalksandsteine der Gamserschichten in grossem Massstabe zur Herstellung von Hartschotter und Pflastersteinen ausgebeutet. Bis 1932 hat der Steinbruch bereits über eine Million Tonnen Gestein geliefert.

E. Seewerschichten.

(Oberes Cenomanien und Turonien.)

a) Gliederung, Benennungen und geologisches Alter.

Wo diese Schichtgruppe vollständig erhalten ist, lassen sich darin von unten nach oben folgende Abteilungen unterscheiden:

1. Überturrilitenschicht (mittleres oder oberes Cenomanien). Übergangsschicht von 1—2 m Mächtigkeit zwischen der Turrilitenschicht und dem eigentlichen Seewerkalk. Ziemlich dichter, grauer Kalk vom Charakter des Seewerkalkes, doch ärmer an Tonhäuten, mit kleinen Calcittäfelchen und mit zerstreuten, kleinen dunkelgrünen Glaukonitkörnern, deren Zahl nach oben rasch abnimmt. Die Schicht enthält stellenweise ziemlich viele Belemniten (besonders *Belemnopsis ultima*, d'Orb.) und vereinzelte *Inoceramen*.

2. Seewerkalk (Turon). Dichter, vorwiegend ziemlich hellgrauer Kalk, von dunkelgrauen oder schwarzen bituminösen, verzweigten und wellig verlaufenden Tonhäuten durchzogen, die dem Gestein eine flaserige bis knollig-plattige Struktur verleihen. Der Seewerkalk ist ausserordentlich arm an Makrofossilien; ich fand darin bloss einige wenige *Belemniten* und *Inoceramen*. Dagegen ist er ungeheuer reich an meist mikroskopisch kleinen Foraminiferen, unter denen besonders die Gattung *Orbulinaria* durch zahllose Exemplare vertreten ist.

3. Seewerschiefer (Turon). Weisslichgelb anwitternde, graue Mergelschiefer mit Linsen und dünnen Lagen von mergeligem Kalk und einzelnen dünnen Kalkbänken vom Typus des Seewerkalkes. Sie gehen ohne scharfe Grenze nach unten in den Seewerkalk, nach oben in die Amdenerschichten (Senonmergel) über. Die Seewerschiefer enthalten eine ähnliche Mikrofauna wie der Seewerkalk; überdies findet man darin nicht selten grosse Schalenbruchstücke von *Inoceramus Cripsi*, Mantell.

Der Seewerkalk hat seinen Namen von Arnold Escher nach seinem Vorkommen am Ostende des Urmiberges bei Seewen (Schwyz) erhalten, wo er früher in mehreren Steinbrüchen ausgebeutet wurde.

Arnold Heim (**228**, p. 188 und 202) stellt den eigentlichen Seewerkalk als untere Seewerschichten den Seewermergeln (= obere Seewerschichten) gegenüber und gliedert ihn wieder in untern und obern Seewerkalk. Letztere Unterscheidung lässt sich jedoch nur in der Säntis-Drusbergdecke und hier nur dort durchführen, wo in den untern Teil der Schichtfolge rot gefärbte Bänke eingeschaltet sind.

Der Name Überturrilitenschicht ist von Arnold Heim (**228**, p. 216—218) neu in die Literatur eingeführt worden. Die Schicht ist schon von Burckhardt (**134**) in der Wiggis-Drusberggruppe als besondere lithologische Einheit erkannt und als «unterer Seewerkalk» vom übrigen Seewerkalk abgetrennt worden. Sie ist jedoch auch in den tieferen Decken und wohl auch im Autochthonen allgemein verbreitet [1]).

Der Petrefaktenarmut wegen ist bis in die neuere Zeit die genaue Altersbestimmung der Seewerschichten nicht möglich gewesen. Längst zwar konnte als sicher gelten, dass sie der obern Kreide angehören, aber es blieb unabgeklärt, ob sie das Turon allein oder das obere Cenoman, das Turon und das Senon repräsentieren. Da die Überturrilitenschicht allmählich aus der cenomanen Turrilitenschicht hervorgeht und auch ihr häufigstes Petrefakt, *Belemnopsis ultima*, d'Orb., anderwärts vorwiegend im Cenoman vorkommt, wird diese Basisbank des Seewerkalks nun unbestritten ins Cenoman gestellt. Diese Auffassung wird unterstützt durch einen von mir auf Platten bei Näfels in der Überturrilitenschicht gefundenen *Holaster subglobosus*, Leske, der als Cenomanleitfossil gilt. Da nun vom Cenoman (Turriliten- und Überturrilitenschicht) bis zu den Amdenerschichten mit untersenoner Fauna Kontinuität der Ablagerung herrscht, und da ferner unter den bisher im Seewerkalk gefundenen Makrofossilien einige leitende Turonarten vorhanden sind (*Inoceramus Cuvieri*, Sow., und *Inoceramus striatus*, Mantell), so hält Arnold Heim (**228**, p. 200—202) das turone Alter von Seewerkalk und Seewerschiefer für bewiesen. Immerhin bleibt auch heute noch unsicher, ob das Cenoman genau mit der obern Grenze der Überturrilitenschicht aufhört oder noch in den untern Seewerkalk hineinreicht, und ebenso bleibt unbestimmt, ob die Seewerschiefer noch ganz zum Turon gehören oder in ihrem obern Teil bereits ins Untersenon hineinreichen.

b) Spezialprofile.

1. Autochthone Falten.

a) Linthgebiet.

In den nördlichsten autochthonen Falten, die südlich von Linthal längs des Kistenpasssweges und am Ostende der Claridenkette aufgeschlossen sind, fehlt der Seewerkalk im allgemeinen vollständig, da er hier samt der mittleren und dem grössten Teil der untern Kreide vor Ablagerung der mitteleocänen Bürgenschichten abgetragen worden ist. Nach den bisherigen Beobachtungen ist einzig am Ostrande des Claridenfirns zwischen der Claridenhütte und dem Zutreibistock im verkehrten Schenkel einer dünngequetschten Falte zwischen dem früher (p. 359) erwähnten Gault und den liegenden Nummulitenschichten eine bloss 2—3 m dicke Lage von dunkelgrauem, dichtem,

[1]) Arnold Heim trennt aus paläontologischen Gründen die Überturrilitenschicht völlig von den Seewerschichten ab. Ich lasse sie jedoch hier mit letztern vereinigt, da sie mit dem Seewerkalk lithologisch enger verknüpft ist als mit der Turrilitenschicht.

plattig gequetschtem Seewerkalk mit dunkeln Tonhäuten erhalten geblieben. Auf der Ostseite des Linthtales stellt er sich erst südlich von der Kistenpasshöhe ein und nimmt von dort an gegen S und E im allgemeinen an Mächtigkeit zu.

Am Südabhang des Kistenstöcklis fand Arnold Heim (**217,** p. 26) über der Überturriliten-schicht:

1. 1 m knorriger Seewerkalk, etwas bräunlich angewittert, flaserig, inwendig grau, weniger dicht als der obere Teil;
2. 11 m inwendig und auswendig blaugrauer Seewerkalk, vollkommen dicht, dünnplattig bis wellig-flaserig, die Tonhäute infolge leichter Serizitisierung hell gelblich. Scharfe, ziemlich glatte Grenze gegen die Nummulitenschichten.

Am Selbsanft fehlt der Seewerkalk noch unter den Nummulitenschichten. Er stellt sich erst am Kamme zwischen Kistenstöckli und Bifertenstock ein und erreicht an letzterem nach Keller (**255,** p. 5 und 6) eine Mächtigkeit von 40 m. Keller fand darin an einer Stelle am Ostgrate des Bifertenstocks zahlreiche Belemniten und in den untersten Schichten mehrere Exemplare von *Douvilléiceras Mantelli*, Sow., eines Leitfossils für Cenoman.

b) Taminagebiet.

Die Seewerschichten sind hier in viel geringerem Masse der vormitteleocänen Denudation zum Opfer gefallen als im Linthgebiet. Als mächtigste unter allen Kreidestufen bilden sie den zusammenhängenden Abschluss des Mesozoikums über der «Vättner Aufwölbung» auf der Nordseite des Taminatales zwischen St. Martin und Mapragg. Der Seewerkalk ist auch hier ein gelblich bis bläulichgrau anwitternder, inwendig ziemlich dunkel blaugrauer, dichter Kalk mit dünnen, grauen bis dunkelgrauen tonigen Häuten. Im Mühletobel bei Valens ist er stellenweise so dunkel blaugrau, dicht und muschelig brechend, dass er an plattig gequetschten Quintnerkalk erinnert. In der Regel zeigen nur die untern Bänke die sonst für das Gestein charakteristische wellig-plattige oder linsig-flasrige Struktur. Die überwiegende Masse des Gesteins erscheint — vielleicht zum Teil infolge tektonischer Pressung — in auffallend ebenflächige Platten von meistens nur 1—2 cm Dicke gegliedert. Infolge ungleichmässiger Serizitisierung sind die Tonhäute auf den Schichtflächen häufig mit unscharfer Begrenzung grau bis gelbgrau gefleckt. Nach oben wird das Gestein mehr und mehr dünnschichtig bis schieferig und geht schliesslich in die leuchtend weissgrau oder gelblichgrau anwitternden Seewerschiefer über. Es sind dünnplattige, inwendig dunkel blaugraue bis schwarzgraue kalkige Mergelschiefer mit serizitisch glänzenden Schieferflächen und meistens auch im Innern reich an glänzenden Glimmerschüppchen. Auf den hellen Anwitterungsflächen macht sich der reiche Gehalt an Foraminiferen in Form von dunkeln Körnchen bemerkbar. Oft bemerkt man im Gestein langgestreckte, dünne, rostig verwitterte Pyritkonkretionen.

Während auf der Nordseite des Taminatales die Seewerschichten überall vom Nummulitenkalk transgressiv bedeckt werden, fehlt letzterer auf der Südseite stellenweise, z. B. auf Panäraalp (Ringelkette) und anscheinend auch südlich von Vadura (Calandakette). Die Seewerschiefer werden hier von ähnlich aussehenden Globigerinenmergeln überlagert, so dass man Mühe hat, eine Grenze zwischen den beiden Bildungen festzustellen.

Wie schon Tolwinski (**236,** p. 23 und 24) und Blumenthal (**240,** p. 24 und 25) bemerkten, schwankt die Mächtigkeit der Seewerschichten beträchtlich. Bei St. Martin (Calfeisental) schätzte sie Tolwinski auf 70—80 m. Etwa $1{,}_5$ km weiter im E, am Abhang unter P. 1931 m, wo jedoch ihr oberer Teil durch die Drachenbergüberschiebung abgeschnitten ist, bestimmte ich sie photogrammetrisch auf 65 m. Am Südabhang des Älplikopfs ist sie auf etwa 40 m zurückgegangen. Ostwärts aber schwillt sie wieder mächtig an und erreicht an der Felswand unter Alp Vindels mindestens 150 m. Am Nordabhang der Panärahörner (Ringelkette), südlich von der obersten Hütte (2021 m) von Panäraalp ist die Seewerbildung 50—60 m mächtig. Man findet dort über dem Gault:

1. Etwa 25 m dünnplattiger, gelblich bis bläulichgrau anwitternder, innen ziemlich dunkelgrauer Kalk, mit serizitisierten Tonhäuten. Übergang in

2. Etwa 25 m bräunlich anwitternder, dünnplattiger bis schiefriger, mergeliger Kalk, stark dynamometamorph, wellig gefältelt und reich an Calcitknorren.
3. Etwa 8 m schwarzgraue, dünnblätterige, ziemlich weiche Mergelschiefer mit feinsten Glimmerschüppchen und schwach serizitisch glänzenden Schieferflächen, mit Foraminiferen und zerrissenen Pyriteinschlüssen, wahrscheinlich Senonmergel. — Scharfe Grenze gegen den hangenden Assilinengrünsand.

Die starken Mächtigkeitsschwankungen sind wahrscheinlich weniger eine primäre Erscheinung als vielmehr durch ungleichmässige Abtragung vor der Ablagerung des Mitteleocäns bedingt. Da jedoch auf Panäraalp bei verhältnismässig geringer Gesamtmächtigkeit noch Seewerschiefer und wahrscheinlich sogar Senonmergel erhalten sind, muss auch an tektonische Reduktion gedacht werden.

2. Parautochthone Falten.

a) Linthgebiet.

In der Griesstockdecke im Gebiet südlich von der Klausenpasshöhe und am Griesstock sowie in den verschürften Kreidemassen auf der Nordabdachung des Claridenstocks und des Gemsfayrenstocks ist der Seewerkalk stets ein gelblichgrau anwitternder, inwendig ziemlich hell bis dunkler bläulichgrauer, dichter Kalk, stets reichlich durchzogen von dunkelgrauen bis schwarzen Häuten, die auf den angewitterten Flächen oft als schwarze, wellig verlaufende Linien erscheinen. Bei starker tektonischer Pressung wird das Gestein oft dünnplattig, doch nicht eigentlich schiefrig. Die Seewerschiefer fehlen hier völlig.

Die Mächtigkeit liegt meistens zwischen 10 und 20 m, steigt aber nach W. Staub (**247**) am Griesstock auf 25—30 m, am Gipfel des Scheerhorns auf 40—60 m. Infolge Auswalzung beträgt sie in dem tektonisch so stark gestörten Gebiete südlich von der Klausenpasshöhe und südlich von Alp Gemsfayer oft nur 2—5 m.

Im Kreidefenster auf Jätzalp Unterstafel (Panärafalte) ist der Seewerkalk wohl 60—80 m mächtig, ziemlich hellgrau, dicht, zum Teil etwas feinspätig, dünnplattig, in den mittleren 20—25 m fast schiefrig. Er beginnt über dem Gault mit der bräunlichgelb anwitternden Überturrilitenschicht, die ziemlich reich ist an *Belemnopsis ultima*, d'Orb., und in den untern 30—50 cm von vielen Glaukonitschlieren durchsetzt ist.

b) Gebiet östlich vom Segnespass.

Der Seewerkalk unterscheidet sich hier lithologisch nicht wesentlich von demjenigen des autochthonen Taminagebietes. Auch hier besteht der unterste Teil meistens aus etwas kompaktern, knorrigen Bänken; der Hauptmasse nach aber ist er ein gelblich bis blaugrau anwitternder, innen ziemlich dunkel blaugrauer, dichter, ebenflächig dünnplattiger bis schiefriger Kalk mit gelblichgrauen bis dunkelgrauen, meistens serizitisch glänzenden Häuten, meistens reich an Foraminiferen, die auf den gebleichten Anwitterungsflächen als dunkle Körnchen erscheinen. An manchen Orten (z. B. auf Segnes sura, an den Abhängen des Piz da Sterls) kann das dunkelgraue schiefrige Gestein bei oberflächlicher Betrachtung mit eocänen Globigerinenmergeln verwechselt werden; im Gegensatz zu letztern ist es aber kein weicher Mergelschiefer, sondern stets ein ziemlich fester, etwas glasartig klingender, in Plättchen von meistens $0{,}_5$—$1{,}_5$ cm Dicke geteilter Kalkschiefer.

An manchen Orten, z. B. an den Graten zu beiden Seiten der Täler von Culm da Sterls und Lavadignas, liegt über diesem dünnplattigen Seewerkalk noch eine ausgesprochener schiefrige und durch grössern Tongehalt ausgezeichnete Schichtfolge, die wohl als Äquivalent der Seewerschiefer betrachtet werden darf. Besonders deutlich ist diese Stufe in der mächtigen Seewermasse entwickelt, die an der Nordwand des Flimsersteins die Synklinalen zwischen Panära-, Mirutta- und Tscheppfalte ausfüllt (Tafel 28, Figur 1). Sie ist hier ein ebenflächiger, dunkelgrauer, an kleinen Foraminiferen reicher Kalkschiefer mit weichen Mergellagen und reich an dünnen Kalkplättchen, die völlig mit denjenigen des liegenden Seewerkalks übereinstimmen.

Die Mächtigkeit ist auch hier schwankend, aber im ganzen wesentlich grösser als im Gebiet westlich vom Segnespass. Sie mag durch tektonische Quetschung oder Stauung an manchen Stellen verändert worden sein. Bei normaler Entwicklung ist sie auch hier grösser als diejenige jeder andern Kreidestufe. Westlich von Segnes sut sind die Seewerschichten im verkehrten Schenkel des Stirngewölbes der Vorab-Flimsersteinfalte nach photogrammetrischer Bestimmung etwa 60 m mächtig, auf Raschiglius sura (Panärafalte) etwa 30—50 m, bei Sax an der Gewölbestirn der Panärafalte, wo die Seewerschiefer fehlen, aber höchstens 20 m, im östlichen Teil von Surcruns an derselben Gewölbestirn wieder mindestens 60 m. Unter dem Südgrat des Tristelhorns schwillt sie auf über 100 m an. Ungefähr ebenso gross ist sie südlich von Culm de Digg am Südende des Miruttagrates. Am Westabhang von Ringelspitz und Tschepp sind in der Panärafalte der Seewerkalk etwa 60 m, die Seewerschiefer 20—25 m mächtig. In der Drachenbergfalte auf der Nordseite des Taminatales steigt die Mächtigkeit am Drachenberg auf etwa 130 m, am Gigerwaldspitz sogar auf über 200 m.

Der Seewerkalk der Calandakette stimmt lithologisch mit demjenigen der Ringelkette überein, abgesehen davon, dass ausgesprochen schiefrige Partien hier seltener angetroffen werden. Eine Ausnahme macht der vorwiegend schiefrige, sehr mächtige Seewerkalk des Val Cosenz, der jedoch nach meiner Ansicht nicht zu den parautochthonen Falten, sondern zur eingewickelten ultrahelvetischen Serie gehört. An vielen Orten, z. B. in der Kaminspitzfalte am Ostabhang des Zweienspitz, bei Faiuaz und Tanzboden, am Wege von Parnizlis nach Pramieisters (untere Calandafalte) lässt sich sehr deutlich die Überturrilitenschicht beobachten als $1{,}_5$—3 m mächtiger, hellbräunlich anwitternder, dichter bis feinspätiger, ziemlich dunkelgrauer Kalk mit Glaukonitschlieren. Bei Parnizlis sah ich darin einige *Belemniten*. Die ursprüngliche Mächtigkeit des Seewerkalks kann hier nicht mehr festgestellt werden, da sein Kontakt mit dem Hangenden stets ein tektonischer ist. Auch die jetzt noch vorhandene Mächtigkeit lässt sich der ungünstigen Schichtlage wegen nur schwer bestimmen. Sie mag in der Kaminspitzfalte im Maximum 30—50 m betragen. Am Haldensteiner und Mastrilser Calanda (untere Calandafalte) erreicht sie nach photogrammetrischer Bestimmung 105—115 m. Am mächtigsten ist der Seewerkalk vielleicht zwischen Parnizlis und Pramieisters, wo er bei P. 1121 m auf etwa 150 m anwächst.

3. Wagetenkette.

Auf der Ostseite der Wageten fand ich den Seewerkalk 22 m mächtig. Er ist in seiner Hauptmasse ein hell gelblich anwitternder, wellig-plattiger Kalk, inwendig ziemlich dunkelgrau, von dunkelgrauen bis schwarzen Häuten flasrig durchzogen, in den obersten 5—6 m dünnplattig, etwas heller grau und mit reichlicheren Tonhäuten (vgl. Figur 65, p. 292).

4. Glarnerdecke.

In dem Wäldchen über dem Bauernhaus Linthbödeli nördlich von Ennetbühls folgt in dem steilgestellten Südschenkel der Ennetbergsynklinale über der Turrilitenschicht:

1. Überturrilitenschicht, $0{,}_8$—1 m mächtig, ohne Schichtgrenze aus der Turrilitenschicht hervorgehend. Seewerartiger, ziemlich hellgrauer, fast dichter Kalk mit vielen unregelmässig eingestreuten dunkelgrünen Glaukonitkörnern. Sehr allmählicher Übergang in
2. Seewerkalk, etwa 20 m mächtig. Bläulich bis gelblichgrau anwitternder, dichter, splittrig bis muschelig brechender Kalk, nicht besonders hellgrau, von sehr dünnen, grauen, wenig auffälligen tonigen Häuten durchzogen, sehr reich an kleinen Foraminiferen, die an der Anwitterungsfläche als feine dunkle Punkte erscheinen. Sehr scharfe Transgressionsgrenze gegen den hangenden Assilinengrünsand.

Die Mächtigkeit ist hier wie auch am Weg zwischen Helgenhüsli und der Terrasse von Matten, wo sie auf 15 m sinkt, tektonisch etwas reduziert. Merklich grösser ist sie auf Heubodenalp am Nordwestabhang des Schild. Ich schätzte sie dort in der «Schweinrunse» (Rinne südlich vom Heustöckli) auf 30—35 m.

In dem tektonisch stark gestörten Kessel von Plattenalp zwischen Fronalpstock und Mürtschenstock ist der Seewerkalk westlich von den Hütten 1675 m auf 10—20 m reduziert. Das sonst typische Gestein ist hier von vielen kleinern und grössern scharf begrenzten, zum Teil schiefrigen Brocken und Linsen von glaukonitischem Gestein durchschwärmt, die an der gelbbraunen Anwitterungsfläche hervorragen. Stellenweise enthält es auch verkieselte Petrefaktentrümmer.

In der Glärnischgruppe ist der Seewerkalk fast überall tektonisch stark reduziert und durch Druck verändert. Auf Leuggelenberg südlich von Thon, wo die tektonische Quetschung geringer ist, ist er in normaler Weise als ziemlich dunkelgrauer, flaseriger Kalk mit dunkeln Häuten ausgebildet, 15—20 m mächtig und lässt an der Basis deutlich die von Glaukonitkörnern durchschwärmte, etwa $0{,}_3$ m mächtige Überturrilitenschicht erkennen. Zwischen Nussbühl und der Staldenrunse ist er mit 20—25 m die mächtigste aller Kreidestufen. In den Gebieten der stärksten Auswalzung, z. B. im Luchsingertobel, wo er auf $1{,}_5$—3 m zusammengedrückt ist, hat er seine flasrige Struktur eingebüsst. Er ist hier ein in vollkommen ebenflächige, nur $0{,}_5$—2 cm dicke Plättchen gegliederter, dichter, grauer Kalk, auf dessen Schichtflächen aber immer noch die mehr oder weniger dunkelgrauen tonigen Häute erkennbar sind.

An der Ostwand des Kammerstocks ist der Seewerkalk nach P. von Schumacher (**335**, p. 7) 30—40 m, nach meiner photogrammetrischen Messung bis 50 m mächtig.

5. Mürtschendecke.

Der Seewerkalk der Mürtschendecke stimmt petrographisch im ganzen noch mit demjenigen der Glarnerdecke überein; doch macht sich in einzelnen Lagen eine Neigung zu mergeliger und schiefriger Ausbildung bemerkbar. So enthält er am Gipfel des Neuenkamms zwei Zonen dünnplattiger, etwas mergeliger Bänke, welche drei kompaktere Kalkmassen voneinander trennen, und ebenso lässt sich auf der Westseite des Linthtales an der Felswand unter der Terrasse des Wiggisalpeli ein etwa dreimaliger Wechsel von dünnplattig mergeligen mit kompakteren Bänken beobachten.

Dicht nördlich von den Hütten von Habergschwend am Nordabhang des Neuenkamms wird der oberste Teil der Seewerschichten durch leuchtend gelblichweiss anwitternde, grobschieferige, inwendig ziemlich dunkelgraue Kalkmergel gebildet, die wahrscheinlich bereits den Seewerschiefern zugerechnet werden dürfen. Sie schliessen zwischen sich einzelne Lagen kompakteren Kalkes ein und scheinen nicht nur in vertikaler Richtung, sondern auch seitlich wieder in gewöhnlichen Seewerkalk überzugehen. Bei der nördlichsten Hütte von Habergschwend bestehen die obersten, dicht unter dem Nummulitenkalk liegenden Seewerschichten wieder aus fast normalem, doch noch etwas mergeligem, ziemlich dunkelgrauem Seewerkalk. In einer 2—3 m unter dem Nummulitenkalk liegenden Bank dieser mergeligen Seewerschichten beobachtete ich zahlreiche querfaserige Bruchstücke von *Inoceramus*schalen, ferner eine Anzahl vollständig erhaltener grob gerippter *Inoceramen* und einen *Belemniten* [1]). Die kaum 1 m mächtige Überturrilitenschicht lässt sich z. B. am Wege zwischen Habergschwend und Talalp beobachten.

Die Mächtigkeit der Seewerschichten ist in der Mürtschendecke beträchtlich grösser als in der Glarnerdecke und nimmt gegen SE zu. Sie beträgt nach Arnold Heim im nördlichsten Teil der Decke auf der Nordseite des Walensees bei Betlis bereits 50 m und wächst ostwärts am Südabhang des Leistkamms auf 100 m an. Bei Beglingen (Mollis) und westlich von Filzbach beträgt sie etwa 60 m, am Gipfel des Neuenkamms aber übersteigt sie bereits 100 m. An der Ostwand des Rautispitz unterhalb Wiggisalpeli ist sie auf etwa 130 m angewachsen. An der Büttenenwand südlich von Auernalp geht sie auf 95—100 m zurück, und unter dem Südrande von Blanken beträgt sie kaum noch 30 m. In diesem südlichen Teil der Wiggiskette ist jedoch der Seewerkalk sehr wahrscheinlich nicht mehr in voller ursprünglicher Mächtigkeit erhalten; sein oberer Teil ist samt dem Eocän, das einst darüber lag, durch die Basis der Säntisdecke tektonisch abgeschnitten.

[1]) Diese mergeligen Schichten sind wahrscheinlich die Fortsetzung der Seewerschiefer, die Arnold Heim (**228**, p. 189 und 190) auf der Nordseite des Walensees in der Mürtschendecke im Seretobel und in der Flifalte bei Weesen gefunden hat.

6. Axendecke und deren obere Zweigdecken.

Der Seewerkalk ist vom Stirngewölbe der Axendecke an im ganzen merklich heller grau als in den tiefern Decken, oft sogar, namentlich im mittlern und obern Teil, ausgesprochen gelblichgrau. Die bituminösen tonigen Häute auf den Schichtflächen sind dunkelgrau bis schwarz und darum, auch wegen der hellern Gesteinsfarbe, auffallender als in den tiefern Decken und im Autochthonen. Die Seewerschiefer fehlen in diesem Deckengebiete völlig. Auch hier wird das normale Hangende durch transgredierenden, glaukonitreichen Nummulitenkalk gebildet, und an der Basis bildet die $0{,}_5$—2 m mächtige Überturrilitenschicht mit Glaukonitschlieren und zerstreuten Glaukonitkörnchen den Übergang zur liegenden Turrilitenschicht. Genaue Angaben über die ursprüngliche Mächtigkeit sind schwierig zu machen, da sie oft tektonisch stark reduziert worden ist und da die obere Grenze häufig eine Erosionsfläche ist. Im steilgestellten Nordschenkel des Stirngewölbes am Nordfuss des Mättlistocks ist der Seewerkalk auf etwa 5 m reduziert. Am Westende der Deyenkette, wo die Mächtigkeit als annähernd normal betrachtet werden darf, beträgt sie 45—50 m. Eher noch grösser ist sie südlich von Richisau. In der Bächistockdecke steigt sie an der gegen Klönstalden abfallenden Ostwand der Silbern auf 120—150 m an (vgl. Tafel 13, Figuren 1 und 2).

7. Säntis-Drusbergdecke.

a) Thurgruppe.

Nach Arnold Heim (**228**, p. 190—193) liegen im Säntisgebirge und in der Mattstock-Churfirstengruppe über dem eigentlichen Seewerkalk fast überall noch obere Seewerschichten mit Mergellagen (Seewerschiefer). Während im nördlichen Teil des Säntis die Seewerschichten von Assilinengrünsand bedeckt werden wie in den tiefern Decken, gehen sie im westlichen Teil des Säntis und in der Churfirsten- und Alviergruppe nach oben in die Amdenerschichten über. Im untern Teil des Seewerkalks, etwa 8—15 m über der Turrilitenschicht, tritt im mittleren und südlichen Teil des Säntisgebirges und in der Churfirstengruppe eine rote Kalkbank auf. In der Alviergruppe ist sie nicht mehr zu beobachten. Die Mächtigkeit beträgt im Säntis 100—150 m, im westlichen Säntis und in der Mattstockgruppe steigt sie auf 200 m an, wovon etwa ein Viertel auf die Seewerschiefer fallen. Sie sinkt in den westlichen Churfirsten auf 100—120 m und schwillt in den östlichen Churfirsten wieder auf 190—200 m an. In der Alviergruppe nimmt die Mächtigkeit gegen E mehr und mehr ab. Am Rande des Rheintales bei Sevelen und Buchs erreicht sie nicht mehr 50 m, und es lassen sich hier zwischen dem Seewerkalk und den Amdenerschichten auch keine Seewerschiefer mehr abtrennen.

b) Wiggis-Drusberggruppe.

1. Säntisdecke

Die Seewerschichten sind hier ähnlich ausgebildet wie in der Churfirstengruppe. Zwischen Platten und Sonnenalp westlich von Näfels kann man folgende Schichtfolge feststellen:

1. Überturrilitenschicht, sehr allmählich aus der Turrilitenschicht hervorgehend. Hellgrauer seewerartiger Kalk, mit feinen Calcitkriställchen und wellig verlaufenden, nach oben rasch dünner und spärlicher werdenden Grünsandschlieren und reichlich eingestreuten Glaukonitkörnchen. Nach oben beginnen dunkle Tonhäute mit Glaukonitkörnchen sich einzustellen. Allmählicher Übergang in den eigentlichen Seewerkalk. 30—50 cm über der Turrilitenschicht sind die Glaukonitschlieren und nach $1{,}_5$—2 m auch die zerstreuten Glaukonitkörnchen verschwunden. *Belemnopsis ultima*, d'Orb. ziemlich häufig. Mehrere Exemplare von *Holaster subglobosus*, Leske.
2. Hell gelbgrau anwitternder Seewerkalk, inwendig hellgrau mit schwarzen Häuten. Etwa 80—100 m. Die untern Bänke unterscheiden sich von den obern Lagen dadurch, dass sie etwas dunkler anwittern, innen nicht ausgesprochen gelblichgrau sind und noch ziemlich viele Calcittäfelchen enthalten. Bei P. 1365 auf Sonnenalp (Blatt 249 des topographischen Atlas 1 : 25,000) fand ich im mittleren und oberen Teil des Seewerkalks mehrere Exemplare von *Inoceramus Cripsi*, Mantell. Nach oben allmählicher Übergang in

3. Seewerschiefer. Lebhaft gelblichweiss anwitternder, grobschiefriger Kalkmergel, oft stengelig zerfallend, inwendig ziemlich dunkelgrau, mit dunkeln Häuten auf den Ablosungen, stellenweise mit dunkeln fucoidenartigen Zeichnungen; zwischen den Schiefern einzelne dünne Lagen von hellgrauem, dichtem Kalk. Die Übergangsschichten zwischen Seewerkalk und Seewerschiefer enthalten stellenweise, z. B. bei Unter-Brunnenberg und Eggboden, zahlreiche querfaserige Schalenbruchstücke einer sehr grossen *Inoceramus*art. Mächtigkeit etwa 20 m.

Südlich vom Brändbach im Schwändital erscheinen im Hangenden der Seewerschiefer die Senonmergel.

Im nördlichen Flügel der Oberseetalmulde habe ich die rote Varietät des Seewerkalks nirgends beobachtet; dagegen ist sie im S auf der Rautialp und am Gipfel des Rautispitz vorhanden.

Im mittleren Teil von Rautialp beobachtet man folgendes Profil:

1. Unterer Seewerkalk, mit scharfer Grenze auf der zu oberst lebhaft roten Turrilitenschicht ruhend. (Die Überturrilitenschicht fehlt.) 10—15 m mächtiger, hell gelblichgrauer, dichter, etwas muschelig brechender Kalk mit feinen Calcitsplitterchen und dunkeln Häuten. Ziemlich rascher Übergang in
2. Roter Seewerkalk, 1—2 m mächtig, vom übrigen Seewerkalk sich fast nur durch die rote Farbe unterscheidend. Rascher Übergang in
3. Oberer Seewerkalk, petrographisch kaum vom untern Seewerkalk verschieden.

Der rote Seewerkalk scheint gegen den obern Teil der Rautialp wieder in gewöhnlichen grauen Kalk überzugehen; am Gipfel des Rautispitz aber ist die rote Bank wieder sehr deutlich ausgebildet. Im Muldenschenkel der Rautispitzsynklinale hat der kompakte Seewerkalk nach photogrammetrischer Bestimmung eine Mächtigkeit von etwa 100 m.

Zwischen Rautialp und Sulz im Oberseetal kann der Übergang des Seewerkalks in die etwa 25 m mächtigen Seewerschiefer sehr schön beobachtet werden. Auch hier sieht man in den zwischen die weissgrau angewitterten Mergellagen eingeschalteten Kalkbänken dunkelgraue, an Fucoiden erinnernde Flecken und in den mergeligen Übergangsschichten zum eigentlichen Seewerkalk häufig Bruchstücke von *Inoceramen*schalen.

2. Rädertendecke.

Der Seewerkalk ist in dieser Decke nur noch in den Synklinalzonen und im verkehrten Schenkel des Stirngewölbes erhalten geblieben und hat gegenüber der Säntisdecke an Mächtigkeit beträchtlich abgenommen. Auf Oberalp ist er 30—50 m mächtig. Etwa 5 m über der Turrilitenschicht ist eine lebhaft rot gefärbte, sonst mit dem gewöhnlichen Seewerkalk übereinstimmende Kalkbank von etwa 1 m Mächtigkeit vorhanden. Südlich von der Hütte Oberalp ist zwischen den Seewerkalk und die Senonmergel eine 3—5 m mächtige Folge von Seewerschiefern in Form von gelblichweiss angewittertem, dünnplattig-knolligem bis schiefrigem, inwendig ziemlich dunkelgrauem, mergeligem Kalk mit dunkeln Häuten auf den Ablosungen eingeschaltet. Eine auffallend scharfe Grenze trennt sie von den hangenden weichen Senonmergelschiefern.

Am Nordwestfuss des Scheinberges östlich von Hinterwäggital ist der 70° nach NW fallende hell gelblichgraue, reichlich von schwarzen Häuten durchzogene Seewerkalk 50—60 m mächtig und stellenweise von etwa 20 m typischen Seewerschiefern bedeckt. Etwa 5 m über dem Gault zeigt er eine 1—2 m mächtige blassrote Kalkbank.

3. Drusbergdecke.

Bei Fläschli an der Nordstirn der Decke ist der steilgestellte, wahrscheinlich tektonisch etwas reduzierte Seewerkalk nur etwa 25 m mächtig und scheint oben ohne dazwischenliegende Seewerschiefer unmittelbar an die Senonmergel zu grenzen. Eine rote Kalkbank im untern Teil des Seewerkalks ist nicht vorhanden. Auch das westlich vom Sihltal und südlich vom Muottatal liegende Gebiet der Drusbergdecke scheint durch schwache Entwicklung des Seewerkalks, Fehlen der roten Gesteinsvarietät und schwache Ausbildung oder Fehlen der Seewerschiefer ausgezeichnet zu sein. [Vgl. Arbenz (**174**) und geologische Karte des Vierwaldstätterseegebietes.]

c) Faciescharakter.

Während die Seewerschichten arm an Makrofossilien sind, schliessen sie ungeheure Mengen von mikroskopisch kleinen Foraminiferen ein. Nach den Untersuchungen von Arnold Heim (**228,** p. 204) gehören über 90 % derselben zur Gattung *Orbulinaria (O. ovalis,* Kaufm., und *O. sphaerica,* Kaufm.), deren rezente Verwandte zum Benthos gehören, während die planktonischen *Globigerinen* an Individuenzahl stark zurücktreten. Der Seewerkalk kann darum als ein Orbulinarienschlick bezeichnet werden. Mehr als diese Mikrofossilien beweisen die Seltenheit der Makrofossilien und das Fehlen von sandigen Beimengungen, dass die Seewerschichten nicht in der Nähe einer Küste abgelagert wurden, sondern eine Tiefmeerbildung sind. Arnold Heim nimmt an, dass sie in Tiefen von etwa 1000 m zum Absatz kamen. Auch die grosse horizontale Verbreitung des Seewerkalks und seine auffallend geringen Faciesänderungen in horizontaler und vertikaler Richtung sprechen dafür, dass er ein Tiefseesediment ist.

Obschon die Foraminiferenschälchen in ungeheurer Zahl im Seewerkalk vorhanden sind, kann er doch nicht als eine rein organogene Bildung bezeichnet werden, da die dichte Grundsubstanz gegenüber den Fossilresten überwiegt. Arnold Heim (**228,** p. 204) hält ihn daher für einen vorwiegend chemischen Kalkabsatz.

d) Facies- und Mächtigkeitsänderungen.

Der lithologische Charakter des Seewerkalks ändert sich vom Autochthonen bis in die oberste helvetische Decke im ganzen nicht sehr stark; immerhin lassen sich aus den Spezialprofilen einige Änderungen erkennen. Im Autochthonen und in den untern Decken bis in den Nordrand der Axendecke hinein, also im ursprünglich nördlichen Teil des helvetischen Faciesgebietes, ist er inwendig meistens ziemlich dunkelgrau; in der Axendecke und ihren obern Zweigdecken wird seine Färbung heller, und in der Säntis-Drusbergdecke ist das Gestein hellgrau bis gelblichgrau. Auch die Verwitterungsfarbe ist hier im allgemeinen ausgesprochener gelblichgrau und die Textur deutlicher flaserig und vollkommener dicht als im Autochthonen und in der Glarnerdecke. Auch die Tonhäute sind im ursprünglich südlichen Gebiet im allgemeinen reichlicher vorhanden und dunkler als im nördlichen Gebiet. Am dunkelsten, am wenigsten ausgeprägt flaserig (vielleicht zum Teil infolge tektonischer Pressung) und daher am wenigsten leicht zu erkennen ist der Seewerkalk des Ringel- und Taminagebietes.

Der rote Seewerkalk kommt nur in der Säntis-Drusbergdecke vor und ist hier auf den untern Teil des Seewerkalks beschränkt. Nach Arnold Heim (**228,** p. 206) tritt er im Churfirsten- und Säntisgebiet in zwei getrennten Zonen und auch innerhalb derselben nicht konstant auf. In der Wiggis-Drusberggruppe habe ich ihn nur an wenigen Orten beobachtet; er ist also gewiss auch hier nicht zusammenhängend ausgebildet, die rote Facies geht seitlich oft wieder in gewöhnlichen grauen Seewerkalk über. Sie tritt hier zum erstenmal im Scheitel und Nordschenkel des Rautispitzgewölbes auf. Sie ist ferner lückenhaft in der Rädertendecke vorhanden, fehlt aber wieder am Fluhbrig in der Stirn der Drusbergdecke, nach Arbenz (**174,** p. 28) auch im Fronalpstockgebiet, ebenso in der ganzen Alviergruppe, also im ursprünglich südlichen Teil der Säntis-Drusbergdecke.

Die Seewerschiefer kamen wahrscheinlich im ganzen helvetischen Faciesgebiet zum Absatz, wurden aber durch vormitteleocäne Denudation in grossen Gebieten ganz oder teilweise wieder abgetragen. Vollständig erhalten sind sie im grössten Teil der Säntis-Drusbergdecke, wo sie nach oben in die Amdenerschichten überleiten. Doch scheinen die Alviergruppe und der Fluhbrig eine Ausnahme zu machen, wo die Amdenerschichten unmittelbar auf dem eigentlichen Seewerkalk aufruhen. Vielleicht sind hier die Seewerschiefer in der reinen Mergelfacies der Amdenerschichten ausgebildet. In den mittlern und untern helvetischen Decken und in den autochthonen und parautochthonen Falten westlich vom Segnespass sind sie durch vormitteleocäne Denudation ganz verschwunden; einzig im

nördlichen Teil der Mürtschendecke (Habergschwend bei Filzbach, Flifalte bei Weesen) sind stellenweise noch Reste ihres untersten Teiles erhalten geblieben. Dagegen findet man im östlichen Teil des autochthonen und parautochthonen Gebietes (Südrand der Grauen Hörner, Ringel- und Calandakette) über dem kompakten Seewerkalk häufig noch eine mehr oder weniger mächtige Folge von Seewerschiefern.

Die Mächtigkeit der Seewerschichten weist viele Schwankungen auf. Es kann jedoch oft nicht festgestellt werden, ob sie durch primäre Unregelmässigkeiten der Sedimentation oder durch ungleich starke Denudation oder durch tektonische Reduktion bedingt sind. Wenn wir von wahrscheinlich tektonisch verursachten Unregelmässigkeiten absehen, so lassen sich zwei Gebiete maximaler Mächtigkeit und zwei Gebiete von geringerer Mächtigkeit unterscheiden.

1. Ursprünglich nördliches Gebiet maximaler Mächtigkeit: Autochthone und parautochthone Falten des Taminagebietes (Graue Hörner, Ringelkette, Calandakette) mit Mächtigkeiten von 50—200 m. Seewerschiefer häufig vorhanden.
2. Nördliches Gebiet geringer Mächtigkeit: Autochthone und parautochthone Falten des Linthgebietes, Wagetenkette und Glarnerdecke, mit Mächtigkeiten von 0 bis 60 m. Seewerschiefer fehlen.
3. Ursprünglich südliches Gebiet maximaler Mächtigkeit: Südlicher Teil der Mürtschendecke, Axendecke, Säntisdecke, mit Mächtigkeiten von 60—150—200 m. Seewerschiefer meistens vorhanden.
4. Ursprünglich südliches Gebiet geringer Mächtigkeit: Rädertendecke, Drusbergdecke, Alviergruppe. Mächtigkeiten von 60—25 m. Seewerschiefer schwach entwickelt oder fehlend.

e) Landschaftlicher Charakter.

Als ziemlich reine Kalkbildung vermag der Seewerkalk steile Felswände aufzubauen, die jedoch im allgemeinen etwas weniger schroff sind als diejenigen des Schrattenkalks und im oberen Teil, wenn die Seewerschiefer vorhanden sind, eine etwas sanftere Böschung annehmen (Rautispitz, Wiggis, Neuenkamm, Ostwand der Silbern, Nord- und Ostwand des Flimsersteins, Ringelkette, Gigerwaldspitz). Durch ihre schwach gelbliche Anwitterungsfarbe und ihre Dünnschichtigkeit lassen sie sich meistens leicht von dem bläulichen massigen Schrattenkalk unterscheiden. Auf sanfter geböschten Abhängen und auf den Hochflächen der höhern Regionen neigt das Gestein zu Karrenbildung (Silbern, Bödmernalp, Rautialp, Neuenkamm); doch sind seine Karrenfelder niemals so wild wie diejenigen des Schrattenkalks.

f) Technische Verwendung.

Im Gebiet der beiden geologischen Karten Nrn. 50 und 63 findet der Seewerkalk zurzeit nirgends eine namhafte technische Verwendung. Im Fli bei Weesen (Gebiet der Walenseekarte) wird er in einem grossen Steinbruch zur Herstellung von Kalksteinmehl für Kalkdüngung und für Terrazzofabrikation ausgebeutet (vgl. **228,** p. 208). Das Gestein würde sich auch zur Herstellung von Wetterkalk eignen. Für diesen Zweck wurden früher die grossen Seewerkalk-Bergsturzblöcke benutzt, mit denen einst die Neue Allmeind bei Glarus überstreut war.

F. Amdenerschichten.

(Senon.)

a) Geologisches Alter, Gliederung, Benennungen.

In der Säntis-Drusbergdecke gehen die Seewerschichten nach oben in eine mächtige Folge von meist gelblichgrau anwitternden Mergeln über, die bis in die neuere Zeit an den einen Orten noch zu den Seewerschiefern gerechnet, an andern Orten als eocäner Flysch betrachtet wurden. Bei der

geologischen Aufnahme der Churfirstengruppe durch Arnold Heim wurde nun in diesen Mergeln eine zwar individuenarme, aber artenreiche, hauptsächlich aus zwerghaft kleinen Mollusken bestehende Fauna gefunden, deren Untersuchung durch Herrn Professor Dr. Joh. Böhm in Berlin das Resultat ergab, dass jene Mergel zur obern Kreide, und zwar zum Senon, gehören (vgl. **215,** ferner **228,** p. 149—188).

Arnold Heim gliedert die Senonmergel der Churfirstengruppe in eine untere Abteilung, die Leibodenmergel (benannt nach der Alp Leiboden am Westabhang des Leistkammes), eine 20—40 m mächtige Folge von grünlichgrauen homogenen Mergeln, die nach ihrer Fauna das Emschérien darstellen, und in eine obere Abteilung, die Leistmergel (benannt nach dem Leistbach auf der Nordseite des Leistkammes), eine oft über 200 m mächtige Folge von grauen, gelblich anwitternden, weichen Mergelschiefern mit vereinzelten Kalkbänken und einer Fauna vom Charakter des Campanien. Beide Abteilungen fasst er unter dem Namen Amdenerschichten zusammen.

Die Amdenerschichten sind auch in den zwischen dem Linthtal und dem Sihltal liegenden Teilen der Säntis-Drusbergdecke als Hangendes der Seewerschichten allgemein verbreitet. Die Gliederung in Leibodenmergel und Leistmergel ist wahrscheinlich auch hier vorhanden, von mir jedoch nicht deutlich erkannt worden. Die Amdenerschichten sind von Arnold Heim auch westlich von der Sihl in der Gegend von Iberg und Illgau festgestellt worden. In der Thurgruppe sind sie neben der Churfirstengruppe auch im Säntis und in der Alviergruppe bei Grabs und Werdenberg vorhanden.

b) Spezialprofile.

1. Säntisdecke.

Im Tobel des Oberseetalbaches östlich von Sulz und am Wege von dort gegen Rautialp beobachtet man folgendes Profil:

1. Typischer Seewerkalk. Nach oben allmählicher Übergang in
2. Seewerschiefer:
   a) Etwa 10 m hellgrauer bis gelblicher, lebhaft weissgelb anwitternder, dünnplattiger bis unvollkommen schiefriger Kalk, reich an glänzenden schwarzen Häuten, mit dünnen mergeligen Schieferlagen, ziemlich reich an grossen querfaserigen *Inoceramus*-Schalenbruchstücken. Allmählicher Übergang in
   b) Etwa 25 m graue, weisslichgelb anwitternde Kalkmergelschiefer mit zahlreichen dünnen Lagen, Linsen und Knollen von seewerartigem Kalk, letzterer etwas dunkler als der Seewerkalk, mit vereinzelten *Inoceramus*-Bruchstücken und mit dunkeln Flecken und Streifen, die an Fucoiden erinnern. Allmählicher Übergang in
3. Amdenerschichten. Gelbgrau anwitternde, weiche Mergelschiefer, ziemlich glattflächig, innen grau bis bräunlichgrau, mit sehr feinen, erst mit der Lupe erkennbaren Muscovit-Glimmerschüppchen und unregelmässigen rostroten Flecken, die von verwittertem Pyrit herrühren. Am Wege gegen Rautialp (Kern der Rautispitzsynklinale) etwa 30—40 m, unterhalb Sulz aber wohl 100 m mächtig.

Die wahre ursprüngliche Mächtigkeit der Senonmergel im Oberseetalgebiet lässt sich nicht bestimmen, da das Hangende von dem tektonisch zwischen Säntis- und Rädertendecke eingewickelten Wildflysch gebildet wird.

2. Rädertendecke.

In stark reduzierter Mächtigkeit sind die Leistmergel in verkehrter Lage unter dem Stirngewölbe der Rädertendecke vorhanden. In der Bachrinne zwischen Brunnmettlen und Geissgaden am Südabhang des Bärensolspitz sind sie zwischen Wildflysch im Liegenden und verkehrtem Seewerkalk im Hangenden als eine bloss etwa 10 m mächtige Folge von Mergeln aufgeschlossen, die völlig mit den Leistmergeln von Sulz übereinstimmen (vgl. Figur 34, p. 130). Sie schliessen hier pyritisch rostige Steinkerne von winzig kleinen Petrefakten ein. In dem von mir gesammelten Material liessen sich erkennen:

Scaphites cfr. *Niedzwiedzkii*, Uhlig (bestimmt durch Herrn Prof. Joh. Böhm in Berlin).
Pachydiscus sp., *Desmoceras* sp.,
Solarium granulatum, Zekeli.

Im senkrechtgestellten Nordschenkel des Stirngewölbes der Rädertendecke sind die Amdenerschichten am Nordfuss des Bockmattlistockes oberhalb des Fussweges zwischen Trebsenalp und Schwarzenegg wohl 200 m mächtig. Die jedenfalls schon ursprünglich nur schwach entwickelten Seewerschiefer scheinen hier tektonisch völlig weggequetscht zu sein, so dass die Amdenerschichten unmittelbar den eigentlichen, hier auf kaum 10 m reduzierten Seewerkalk berühren. Es sind weiche, homogene, dunkelgraue, oft stengelig zerfallende, dünnblättrige Schiefermergel, mit Pyriteinschlüssen. In den stratigraphisch untern Teilen beobachtete ich einzelne Bruchstücke von Inoceramenschalen und eine sehr grosse, flache, konzentrisch gerippte Inoceramusschale (*Inoceramus regularis*, d'Orb.?). Die dem Seewerkalk am nächsten liegenden Mergellagen, die lebhaft gelblich anwittern und oft ins Grünlichgraue spielen, stellen wahrscheinlich die Leibodenmergel dar.

Am Westfuss des Scheinberges bei Hinterwäggital bilden die weichen, rauchgrauen, gelblich anwitternden Mergel eine wohl 600 m breite Zone. Die Aufschlüsse in dem von Moräne und Gehängeschutt überstreuten welligen Gelände sind jedoch zu wenig zusammenhängend, als dass die wahre Mächtigkeit mit Sicherheit festgestellt werden könnte. Südlich von Gschwend sind die Senonmergel durch eine etwa 20 m mächtige Folge von leuchtend weissgelb anwitternden Seewerschiefern mit dem Seewerkalk verbunden, weiter im S dagegen, bei der Fläschenlochquelle und im Bachtobel westlich von Aaberliboden liegen sie unmittelbar auf dem kompakten Seewerkalk.

Im obersten Teile des Wäggitales sind die Senonmergel südlich von Aabernalp noch mindestens 100—150 m mächtig, südwärts aber, bei Berggubel und auf Oberalp, werden sie unter dem verkehrten Mittelschenkel der Drusbergdecke mehr und mehr reduziert. Die grauen bis grünlichgrauen Mergel sind in dieser Gegend reich an zerrissenen Knöllchen und Stäbchen von Pyrit, und auf den gelben Anwitterungsflächen erscheinen zahlreiche Foraminiferen in Form von dunkeln Körnchen. In den untern Lagen sind eckige Bruchstücke von *Inoceramus*schalen ziemlich häufig. Auch hier grenzen die Senonmergel unmittelbar an den eigentlichen Seewerkalk. Südlich von den Hütten von Oberalp jedoch sieht man sie mit scharfer Grenze auf etwa 3—5 m mächtigen typischen Seewerschiefern aufruhen.

3. Drusbergdecke.

Arnold Heim fand an manchen Orten in der Umgebung von Amden (**228**, p. 156—165), auch am Aubrig (Säntisdecke) und bei Iberg (Drusbergdecke), dass der obere Teil der Leistmergel bereits in Wildflyschfacies ausgebildet ist und exotische Blöcke einschliesst. Bei meinen Aufnahmen im Jahr 1907 glaubte ich, ähnliche Erscheinungen auch am Nordfuss des Fluhbrig zu beobachten, wo ich nördlich von der Hauptmasse der homogenen, grünlich- bis bläulichgrauen Leistmergel, die sich in über 300 m Mächtigkeit vor den senkrechtgestellten Seewerkalkplatten des Fluhbriggewölbes bis nördlich vom Sattel der Fläschlihöhe ausdehnen, einen Wechsel von Wildflyschgesteinen mit Leistmergeln fand. Nach den Untersuchungen von A. Ochsner (**302**) ist jedoch dieser Wechsel durch tektonische Schuppung bedingt. Es sind in der Region Fläschlihöhe-Rotwand-Muttstein zwei oder drei durch Wildflysch getrennte Schuppen vorhanden, die aus Amdenerschichten, Wangschichten und Nummulitenkalk bestehen.

4. Ringelkette.

Im autochthonen und parautochthonen Gebiet der Ringelkette liegen oft (z. B. zwischen Augstberg und Hausegg südlich von Panäraalp [vgl. p. 381], am Westabhang des Tschepp-Ringelspitzgrates [Tafel 28, Figur 6], an den Abhängen des Piz Mirutta, am Südgrat des Piz da Sterls, bei Platta martscha an der Nordwand des Flimsersteins [Tafel 28, Figur 1], und Raschiglius sura) zwischen dem schiefrigen Seewerkalk und dem transgredierenden Assilinengrünsand noch 8—15 m schwarzgraue, glänzende, weiche, dünnblättrige Mergelschiefer, oft mit Pyriteinschlüssen in Form von kleinen Körnern, Nestern und zerrissenen Streifen und mit kleinen Foraminiferen. Sie unterscheiden sich von

den Seewerschiefern durch das völlige Fehlen von seewerartigen Kalklagen und sind auch deutlich verschieden von den über dem Nummulitengrünsand folgenden Globigerinenmergeln. Deshalb und weil sonst überall die Nummulitenschichten auf der Kreide transgredieren, halte ich es für wahrscheinlich, dass diese schwarzgrauen Mergel nicht zum Eocän gehören, sondern Senonmergel sind, wenn auch ein Beweis durch Fossilien noch nicht erbracht ist.

5. Der Leistmergelzug Trebsental-Oberurnen.

Zwischen dem Trebsental und Oberurnen (Profile 8—10) tritt am Südabhang der Wagetenkette eine bis 200 m mächtige Mergelbildung auf, die in der Geologischen Karte der Glarneralpen als Blattengratschichten eingetragen worden ist, weil sie wie diese über der Flyschsandsteingruppe liegt, lithologisch zum Teil mit den Blattengratschichten der südöstlichen Glarneralpen übereinstimmt und wie diese Nummulitenbänke einschliesst. Ich trug freilich von Anfang an Bedenken gegen die Richtigkeit dieser Parallelisierung, weil jene lithologische Übereinstimmung keine vollkommene ist und namentlich auch, weil die echten Blattengratschichten stets auf dem aus Dachschiefern bestehenden obersten Teil der Sandsteingruppe liegen, während die Mergel der Wagetenkette direkt auf Taveyannazsandsteinen, am Südabhang des Köpfler sogar auf den Stadschiefern ruhen. Nun hat L. Rollier (**315,** p. 77/78) im Jahre 1918 auf der Scheidegg (Passgrat zwischen Trebsental und Schwändital) in diesen Mergeln Inoceramenschalen und viele kleine Mollusken aus den Gattungen *Baculites, Arca* und *Leda* gefunden und damit die Zugehörigkeit dieser Schichtgruppe zum Senon festgestellt.

Die Mergel sind in der Tat kaum zu unterscheiden von den Leistmergeln, die im Hintergrund des Trebsentales das jüngste Schichtglied des Rädertendecken-Stirngewölbes bilden. Es sind sehr gleichförmige, inwendig bräunlichgraue, schiefrige Mergel mit sehr feinen weissen Glimmerschüppchen. Häufig enthalten sie kleine rundliche oder langgestreckte, rostig verwitterte Pyritkonkretionen und viele kleine Foraminiferen, die auf den gelblich gebleichten Oberflächen als kleine dunkle Körnchen erscheinen. Auf den frischen Bruchflächen dünner, etwas kalkiger Zwischenlagen zeigen sich oft dunkelgraue verzweigte Streifen, die an Algen erinnern, jedoch nicht organischer Natur sind. Im Bachbett nördlich von Hinterschwändi fand ich in diesen Mergeln eine *Assilina mammillata,* d'Arch, und eine *Nodosaria,* ähnlich *N. pachycephala,* Grünb., oder *N. scalaria,* Batsch.

An der Scheidegg sind in die nördliche Hälfte dieser Leistmergel drei etwa 80° S fallende Nummulitenbänke von 3—8 m Mächtigkeit eingeschaltet, getrennt durch je 25—35 m graue Mergel. Sie bestehen aus dunkelgrauem bis dunkelgrünem, feinkörnigem, glaukonitreichem Sandstein mit oft massenhaften weissen Körnchen (Colophanit) und enthalten mässig zahlreiche, schlecht erhaltene Nummulinen, Assilinen und Orthophragminen. Es liessen sich davon einzig bestimmen: *Nummulina gallensis,* Heim, und *Orthophragmina discus,* Rütim. Überdies fanden sich darin: *Spondylus radula,* Lam., *Pecten* sp. und ziemlich häufig eine grosse Auster von 12—15 cm Länge (wahrscheinlich *Ostrea gigantica,* Solander).

Im Bachbett am Westabhang der Scheidegg enthält eine dem südlichen Teil des Leistmergelzuges angehörende Mergelbank kleine, anscheinend sterile Linsen von intensiv blaugrünem Glaukonitit.

Die Nummulitenbänke lassen sich von der Scheidegg aus nach W etwa 300 m, nach E 600 bis 800 m weit verfolgen und keilen dann aus. In ihrer östlichen Verlängerung taucht neben den Hütten von Stadtboden am Südabhang des Brücklers auf wenige Meter Länge nochmals eine 1—$1{,}_2$ m dicke Bank von glaukonitreichem Sandstein mit weissen Colophanitkörnern, spärlichen Nummuliten und einigen grossen, dickschaligen Austern auf.

An dem flachen Grate, der zwischen Mittel- und Ober-Lochegg das Westende der Risetenkette mit der Wageten verbindet, beobachtet man von S nach N folgendes Profil in der steil südfallenden Schichtserie:

1. Etwa 100 m graue Leistmergel, im S mit scharfer Grenze an den etwa 6 m dicken Seewerkalkkeil stossend, der als verkehrter Schenkel der Säntisdecke zu betrachten ist. An zwei Stellen sind etwas kalkige Mergelplatten mit dunkeln algenartigen Flecken in die Mergel eingelagert.

2. 1 m feinkörniger Glaukonitsandstein, reich an kleinen fettglänzenden Quarzkörnern und weissen Glimmerschüppchen und ziemlich reich an grossen Glaukonitkörnern, anscheinend fossilleer, nach unten bald auskeilend.
3. Etwa 15 m Leistmergel wie 1.
4. 2,5—5 m Glaukonitsandstein mit Quarzkörnchen und Glimmerschüppchen, nicht sehr reich an vorwiegend kleinen Nummulinen und Orthophragminen. Stellenweise viele grosse Austern, vereinzelte *Pecten* und *Spondylus*. Die Bank lässt sich vom Grate noch 25—30 m tief gegen Mittel-Lochegg hinunter verfolgen und keilt dann aus [1]).
5. Etwa 20 m Leistmergel, schlecht aufgeschlossen.
6. Etwa 2 m Glaukonitsandstein wie 4, mit spärlichen Nummuliten, wenig aufgeschlossen.
7. 50 + x m Leistmergel, unvollständig aufgeschlossen. Das Gestein ist in dieser Zone viel reicher an kleinen Foraminiferenkörnchen und rostigen Pyriteinschlüssen als in den Schichtgruppen 1, 3 und 5. Der Kontakt mit dem nordwärts folgenden Taveyannazsandstein der Wageten-kette ist nicht entblösst.

Am Wege zwischen Mittel-Lochegg und der Hütte von Ober-Lochegg sind noch an etwa vier Stellen dünne in den Leistmergeln steckende Linsen von Glaukonitsandstein mit spärlichen Nummuliten aufgeschlossen.

Die glaukonitischen Nummulitenbänke von Scheidegg und Locheggalp lassen sich kaum als in die Senonmergel eingefaltete Eocänsynklinalen auffassen. Sie machen durchaus den Eindruck von stratigraphischen Einlagerungen in den Leistmergeln, wie sie von Rollier und Arnold Heim (**311** und **315**) aus dem Säntis- und Churfirstengebiet beschrieben worden sind. Es scheinen also hier wirklich Nummulitenbildungen in der oberen Kreide im Sinne der Theorie dieser beiden Forscher vorhanden zu sein.

Westlich von den Hütten von Rotgrotzen sind am Fusswege in den Leistmergeln eine Gruppe von Mergelbänken aufgeschlossen, die ganz erfüllt sind von *Ostrea (Pycnodonta) vesicularis*, Lam., var. *Escheri*, Mayer (vgl. **228,** p. 55—63, und **315,** p. 78). Nach Rollier sollen diese Austernbänke in schwacher Ausbildung auch im Scheideggprofil im nördlichsten Teil der Leistmergel bemerkbar sein.

Im tektonischen Teil (p. 184/185) ist bereits bemerkt worden, dass der Wildflysch, der auf Trebsenalp und auf der Scheidegg zwischen die Leistmergel am Nordfusse der Tierbergkette und diejenigen von Scheidegg eingeschaltet ist, nicht als eine stratigraphische Einlagerung in die Senonmergel betrachtet werden kann, wie Rollier (**315,** p. 77/78) dies tut, und dass daher die beiden Leistmergelzüge verschiedenen tektonischen Einheiten angehören müssen. Ferner wurde dort darauf hingewiesen, dass die Leistmergel des Flibachgebietes die Fortsetzung derjenigen von Oberurnen bilden, ferner dass die Leistmergel von Oberurnen-Trebsental sich westwärts zu beiden Seiten der Aubrigkette fortsetzen und auch dort zahlreiche unbeständige Bänke von vorwiegend glaukonitischem Nummulitenkalk einschliessen [2]).

c) Facies charakter.

Da die Amdenerschichten der Wiggis-Drusberggruppe lithologisch mit denjenigen der Churfirstengruppe übereinstimmen, so gelten die Bemerkungen von Arnold Heim (**228,** p. 180/181) über ihre Facies und Lithogenesis auch für unser Untersuchungsgebiet. Abgesehen von ihren obersten, in Wildflyschfacies ausgebildeten Teilen stellen sie einen gleichförmigen Kalktonschlamm dar mit spärlichen Makrofossilien und vielen Mikroforaminiferen, die jedoch nach den Untersuchungen von

[1]) Die Nummulitenbänke dieses Profiles und die kleinen Nummulitenvorkommnisse am Wege zwischen Mittel- und Ober-Lochegg wurden erst 1916 entdeckt und fehlen daher in der Geologischen Karte der Glarneralpen.

[2]) In der Geologischen Karte des Wäggitales (**371a**) ist der ganze mächtige Mergelzug als eocäne Globigerinenmergel (Stadschiefer) bezeichnet, jedoch die Möglichkeit angedeutet, dass er teilweise auch zur obern Kreide gehören kann. Echte Stadschiefer sind jedoch nur die mit dem Nummulitenkalk der Wageten-Köpflerkette in Zusammenhang stehenden Mergelschiefer am Nordrande des Mergelzuges Oberurnen-Trebsental. Die gesamte übrige Mergelmasse dagegen gehört nach ihrem lithologischen Charakter und auch aus tektonischen Gründen zu den Senonmergeln. Dies gilt namentlich auch von den im N und S von Wildflysch begrenzten Mergeln zu beiden Seiten der Aubrigkette.

Arnold Heim lange nicht so häufig sind wie in den Seewerschichten. Der Gesteinscharakter, die bedeutende Mächtigkeit und der fast völlige Mangel eines Facieswechsels in horizontaler und vertikaler Richtung verlangen eine ruhige Sedimentation in grosser Meerestiefe und in ziemlicher Entfernung von einer Küste. Viele der heute noch lebenden Verwandten der in den Amdenerschichten gefundenen Fossilien bevorzugen die Tiefsee. Auch die grossen Inoceramen mit ihren dünnen, sehr zerbrechlichen Schalen sprechen für einen ruhigen tiefen Meergrund. Arnold Heim glaubt auch, die auffallende Zwerghaftigkeit der meisten Mollusken der Leistmergel lasse sich am ehesten bei Annahme grosser, nahrungsarmer, aber gleichmässiger Meertiefe verstehen.

d) Faciesänderungen.

Die Amdenerschichten sind durch die ganze Wiggis-Drusberggruppe hindurch sehr gleichförmig ausgebildet und weichen lithologisch auch kaum von denjenigen der Churfirstengruppe, des Säntis und der Alviergruppe ab. Am reichsten an Makrofossilien sind sie nach den bisherigen Beobachtungen in der Fliegenspitzmulde östlich von Amden. Im Gebiete westlich von der Linth sind sie ärmer an Fossilien [1]); auch in der Alviergruppe konnte ich in den Senonmergeln keine Petrefakten finden.

Eine gewisse Faciesänderung zeigt sich in der Beziehung zu den liegenden Seewerschichten. Während die Amdenerschichten in der Säntisdecke sowohl in der Wiggisgruppe wie auch bei Amden nach unten allmählich in die kräftig ausgebildeten mergeligen obern Seewerschichten (Seewerschiefer) übergehen, sind letztere in der Rädertendecke und am Fluhbrig sehr stark reduziert oder ganz verschwunden, und die Amdenerschichten unten scharf gegen die Seewerschichten begrenzt. Auch bei Werdenberg und Grabs in der Alviergruppe ruhen die Senonmergel unmittelbar auf dem eigentlichen Seewerkalk. Die starke Reduktion oder das Fehlen der Seewerschiefer ist also über das ganze ursprünglich südöstliche Gebiet der Säntis-Drusbergdecke verbreitet und ist daher wahrscheinlich im allgemeinen nicht tektonisch bedingt, sondern eine stratigraphische Erscheinung. Ich muss es aber dahingestellt sein lassen, ob es sich um eine stratigraphische Lücke handelt, oder ob man annehmen darf, es seien hier die Seewerschiefer bereits in der reinen Mergelfacies der Amdenerschichten ausgebildet.

Die Mächtigkeitsänderungen sind wohl grösstenteils keine primäre Erscheinung, sondern tektonisch verursacht. Am mächtigsten innerhalb unseres Untersuchungsgebietes sind die Amdenerschichten vor der Gewölbestirn der Räderten- und der Drusbergdecke östlich und westlich von Hinterwäggital.

Die Amdenerschichten sind — abgesehen von den noch unsichern Vorkommnissen in der Ringelkette — auf das Gebiet der Säntis-Drusbergdecke beschränkt. Als Tiefmeerbildung ohne starke Faciesänderungen müssen sie sich ursprünglich über ein weit grösseres Areal ausgedehnt haben. Sie kamen wahrscheinlich im ganzen helvetischen Faciesgebiet zum Absatz, wurden aber später im nördlichen und mittleren Teil desselben durch die vormitteleocäne Denudation, im südlichsten Teil (Frohnalpstockgebiet, Sevelen in der Alviergruppe) durch die der Ablagerung der Wangschichten vorangehende Denudation wieder abgetragen.

e) Landschaftlicher Charakter.

Die Amdenerschichten spielen im Landschaftsbilde der Wiggis-Drusberggruppe keine auffallende Rolle, da sie fast nur in den Talgründen und an den untern Bergabhängen erhalten geblieben sind und auch hier kein grosses Areal einnehmen. Ihrer leichten Verwitterbarkeit wegen bilden sie wie der angrenzende Flysch sanft gerundete Terrainformen. Oft sind sie grösstenteils durch Schutt und Vegetation verhüllt. Die Bäche schneiden in die weichen Mergel leicht kräftige Rinnen ein.

[1]) Auch A. Ochsner (**302**, p. 50—58) fand die zum Fluhbrig-Stirngewölbe gehörenden Amdenerschichten sehr fossilarm; dagegen entdeckte er in den nördlich davon liegenden, tektonisch verschleppten Leistmergeln eine reiche Senonfauna.

G. Wangschichten.

(Maastrichtien.)

Die Wangschichten (von A. Escher von der Linth nach der Alp Wang südlich von Iberg benannt) kommen in den östlichen Schweizeralpen fast bloss im ursprünglich südlichsten Teil der Säntis-Drusbergdecke vor, nämlich einerseits westlich vom Pragelpass und Wäggital (Sihltalgebiet bei Iberg, Illgau und Frohnalpstockgebiet), andererseits am Ostrand der Alviergruppe bei Sevelen. In den übrigen Teilen des helvetischen Faciesgebietes sind sie entweder nicht abgelagert oder während der vormitteleocänen Festlandsperiode wieder abgetragen worden. Kleinere Reste derselben sind in neuerer Zeit am Nordrand der Säntis-Drusbergdecke im Gebiet der Fähnern (**311,** Arnold Heim, 1923, p. 13—15), am Fliegenspitz nördlich vom Leistkamm (**315,** Rollier, 1923, p. 74/75) und vor dem Stirngewölbe der Drusbergdecke nördlich vom Fluhbrig (**302,** Ochsner, 1921, p. 79—84) entdeckt worden.

Ihrer Fossilarmut wegen war bisher eine scharfe Bestimmung ihres Alters nicht möglich. Arnold Heim (**215,** p. 14 und 15; **228,** p. 148/149) stellte jedoch fest, dass sie in der Drusbergkette über den Leistmergeln liegen. Sie sind daher jünger als das Campanien und gehören wahrscheinlich zum Danien. Von ihrem Liegenden sind sie durch eine Diskontinuität getrennt. Im nördlichen Teil der Drusbergdecke liegen sie auf den Amdenerschichten, weiter im SE greifen sie auf ältere Kreideschichten hinab, im Frohnalpstockgebiet (**174,** p. 31—35) z. B. bis auf die Drusbergschichten. Bei Sevelen am Rande des Rheintales ruhen sie mit scharfer Grenze auf dem Seewerkalk.

Die auf p. 389 erwähnten, von A. Ochsner (**302**) im Flyschgebiet westlich von Hinterwäggital im Liegenden der Nummulitenkalkmassen der Rotwand, des Mützensteins und des Muttsteins entdeckten Wangschichten greifen auch noch in das Gebiet der Karte der Glarneralpen hinein. Sie liegen über Amdenerschichten, erreichen unter der Rotwand eine Mächtigkeit von etwa 80 m und bestehen, wie ich im Herbst 1922 sah, zur Hauptsache aus gelblich bis bräunlich anwitternden, rauhen, feinsandigen, innen dunkelgrauen bis bräunlichgrauen, mergeligen Schiefern mit feinsten Muskovitglimmerschüppchen und schwarzgrauen Tonhäuten, mit dünnen Zwischenlagen von zähem, kieselreichem und oft etwas glaukonithaltigem, an Hauterivien-Kieselkalk erinnerndem Kalk. Ochsner fand in diesen Schichten einzelne *Belemniten*, *Inoceramen*bruchstücke, *Austern* (darunter *Ostrea vesicularis*, Lam., *Serpula*bruchstücke, *Rhynchonella plicatilis*, Sow., *Rh. vespertilio*, d'Orb., *Heteropora* cf. *undata*, d'Orb.) und verkohlte Pflanzenreste. Er schloss aus dieser Fauna, dass die Schichtgruppe zum untern Danien oder Maastrichtien gehört. Über diesen Schiefern folgen unter dem westlichen Teil der Rotwand noch 3—8 m hellgrau anwitternde, innen dunkelgraue, mergelige, fossilleere, durch dünne Schieferlagen getrennte Kalkbänke von 20—30 cm Dicke. Oben werden die Wangschichten durch die mächtigen Nummulitenkalkmassen der Rotwand, des Mützensteins und des Muttsteins schief abgeschnitten.

V. Nummuliten- und Flyschbildungen.

Historisches, Gliederung.

Die Stratigraphie der Nummuliten- und Flyschbildungen, die im südöstlichen Teil der Glarneralpen als Unterlage der helvetischen Decken in gewaltiger Mächtigkeit auftreten und auch im NW am Stirnrande der obern helvetischen Decke eine grosse horizontale und vertikale Ausdehnung gewinnen, war bis in die neuere Zeit sehr unklar geblieben und bietet auch heute noch schwierige Rätsel dar.

Albert Heim (**70,** Bd. I, p. 76—81; **121,** p. 34—39) unterschied eine Nummulitenfacies und eine Flyschfacies, jedoch nicht im Sinne von zwei übereinanderliegenden stratigraphischen Abteilungen. Er betonte, dass die Nummulitenschichten in Form von zahlreichen Bänken durch den ganzen Flysch hindurch auftreten, und betrachtete darum den ganzen Schichtenkomplex als Eocän. Er schilderte seine verschiedenen Gesteinstypen, die Nummulitenkalke und Grünsande, die Ton-

und Mergelschiefer, die Sandsteine und Quarzite; dagegen verzichtete er der ausserordentlich komplizierten Tektonik wegen auf eine Gliederung der Eocänbildungen in eine Reihe von aufeinanderfolgenden stratigraphischen Horizonten.

Die monographische Bearbeitung der reichen Fischfauna des Dachschiefers von Engi durch Alexander Wettstein (**112**), wie wertvoll sie in paläontologischer Beziehung ist, vermochte die Stratigraphie des Glarner Flysches nicht wesentlich zu fördern. Da die drei häufigsten Gattungen jener Fauna, *Lepidopus*, *Palaeorhynchus* und *Meletta*, auch in den zum Oligocän gehörenden Fischschiefern des Elsass, Oberbayerns und der Karpathen wiederkehren, glaubte sich Wettstein zu der Annahme berechtigt, der Glarner Fischschiefer gehöre ebenfalls dem Oligocän an.

Rothpletz (**149,** p. 82—88) stimmte dieser Altersbestimmung bei und trennte die Dachschiefer samt den stratigraphisch eng damit verbundenen Sandsteinen als Oligocän vom nummulitenführenden Eocänflysch ab. Er betrachtete die Flyschmasse, die wir unter dem Namen Wildflysch zusammenfassen, als Mitteleocän (Parisien) wie die Nummulitenschichten und Flyschschiefer, die auf Jura- und Kreide der autochthonen Falten liegen, und fasste das dazwischenliegende «Oligocän» als Kern einer gewaltigen liegenden, nach N sich öffnenden Synklinale auf, um deren südliche Umbiegung herum die beiden nummulitenführenden Eocänmassen direkt zusammenhängen. Es ist früher (p. 171—173) bereits betont worden, dass ein derartiger stratigraphischer und tektonischer Zusammenhang des Wildflysches mit den unter der Sandsteinzone liegenden Nummulitenschichten und Globigerinenmergeln unmöglich ist, da die beiden Bildungen in völlig verschiedener Facies ausgebildet sind.

Auch durch die Untersuchungen Burckhardts (**134**), die sich freilich nur auf das Eocän im nordwestlichen Teil der Glarneralpen bezogen, sind keine wesentlichen stratigraphischen Fortschritte erzielt worden. Er vereinigte irrtümlicherweise mit dem Flysch immer noch nicht bloss die Senonmergel des Oberseetales und des hintern Wäggitales, sondern auch die Valangienmergel des Pragelpass-Klöntalgebietes. Der mächtige Flyschkomplex selbst blieb noch ungegliedert; doch machte er den Versuch, an einigen Stellen einen Teil desselben als Untereocän (Londinien) auszuscheiden. Diese Altersbestimmung hat sich jedoch als unrichtig erwiesen; die Mergel, in denen er das Londinien erblickte, sind auf Wiggisalp Valangienmergel und am Nordfuss des Fluhbrig Amdenerschichten. Im ganzen Gebiete der Glarneralpen ist bisher noch kein Untereocän nachgewiesen worden; ihre ältesten Tertiärbildungen gehören ins Mitteleocän.

Ich selbst blieb während der ersten Zeit meiner Untersuchungen in bezug auf die Eogenstratigraphie grösstenteils auf dem Standpunkte meiner Vorgänger stehen. Erst als ich in den Jahren 1907 und 1908 den Flyschmassen im südlichen Teil der Glarneralpen nochmals meine Aufmerksamkeit zuwandte, erkannte ich, dass sie nicht ein regelloses Durcheinander von Nummulitenbänken, Mergelschiefern und Sandsteinen darstellen, sondern, dass auch sie von einer grossen gesetzmässigen Gliederung beherrscht werden. Diese Gliederung ergab sich bald, nachdem ich erkannt hatte, dass der Wildflysch, jene merkwürdige Bildung, die Kaufmann in der Zentralschweiz eingehend untersucht und geschildert hat, auch in den Glarneralpen weit verbreitet ist und eine fast zusammenhängende Decke über die übrigen Flyschbildungen hinweg bildet. Die Arbeit wurde mir wesentlich erleichtert durch den glücklichen Umstand, dass gleichzeitig Arnold Heim eine Revision der Eocänstratigraphie der gesamten Schweizeralpen unternommen hatte und mich über die für meine Aufgabe wichtigen Ergebnisse seiner Untersuchungen unterrichtete. In Übereinstimmung mit den Resultaten, die er beim Studium zahlreicher Eogenprofile in den Alpen zwischen Säntis und Thunersee gewonnen hatte, ergab sich für die Nummuliten und Flyschbildungen der Glarneralpen folgende Gliederung (vgl. **205,** Tabelle bei p. 140):

1. Bürgenschichten. Glaukonitkalk und Grünsand, erfüllt von *Assilina exponens*, Sow., Sandkalk und Mergelkalk mit *Nummulina complanata*, Lam., *N. uroniensis*, Heim, *Orthophragmina discus*, Rütim. 5—30 m. Benennung von Arnold Heim nach dem Bürgenstock.

2. Pektinitenschiefer. Sandige Mergelschiefer mit Glaukonitkörnern und vereinzelten *Pectiniten*. 2—5 m. Benennung von Kaufmann.

3. Globigerinenmergel (Stadschiefer, untere Flyschmergel). Graue Mergelschiefer, reich an Kleinforaminiferen, namentlich *Globigerinen*. 50—200 m. Benennung von KAUFMANN nach dem Vorkommen bei Stansstad am Südostfuss des Pilatus.

4. Sandsteine und Dachschiefer. Zu unterst Taveyannazsandsteine (benannt nach der Alp Taveyannaz in den Diablerets), darüber graue Flyschsandsteine, wechsellagernd mit dunkelgrauen Tonschiefern, letztere stellenweise mit reicher Fischfauna. 150 bis über 1000 m.

5. Blattengratschichten. Dunkelgraue Mergelschiefer mit Kleinforaminiferen und Nummulitenbänke mit *Nummulina atacica*, LEYM., *N. Murchisoni*, BRUNNER, *Assilina granulosa*, D'ARCH., *Orthophragmina Archiaci*, SCHLUMB. Benennung nach dem Blattengrat bei Elm.

6. Wildflysch. Knorrige, dunkelgraue Mergelschiefer mit mesozoischen Schichtfetzen und Einschlüssen von Sandsteinen, Breccien, Quarzitmassen, exotischen kristallinen Blöcken und zerrissenen Nummulitenbänken mit *Nummulina distans*, DESH., *N. Murchisoni*, BRUNNER, *Assilina granulosa*, D'ARCH. Bis 1500 mächtig. Benennung von KAUFMANN.

Wir hatten diese ganze Schichtfolge anfänglich als eine normale und tektonisch einheitliche betrachtet, da in den südlichen und östlichen Glarneralpen die Schichtgruppen stets in der angegebenen Reihenfolge übereinanderliegen und oft konkordant gefaltet sind. Da nach den Untersuchungen von ARNOLD HEIM die Fauna der Nummulitenbänke der Blattengratschichten und des Wildflysches eine Lutétienfauna ist wie diejenige der Bürgenschichten, so mussten wir zur Ansicht kommen, das gesamte Eogen der Glarneralpen mit Einschluss der Sandsteine und Dachschiefer gehöre zum Eocän, und zwar speziell zum Lutétien. Gegen diese in dem grossen Nummulitenwerke von ARNOLD HEIM (1908, **205**) vertretene Anschauung wurde jedoch von den Tertiärpaläontologen, namentlich von JEAN BOUSSAC (**250**), lebhafte Einsprache erhoben. Sie hielten daran fest, dass die Taveyannazsandsteine und Dachschiefer zum Oligocän gehören. Ferner wurde betont, dass die Hohgantsandsteine, die Cerithienschichten und Lithothamnienkalke der Zentral- und Westschweiz trotz ihrer lithologischen Anklänge an die Bürgenschichten nicht zum Lutétien gehören, sondern nach ihrer Fauna zum oberen Eocän (Auversien und Priabonien) gerechnet werden müssen und dass die Globigerinenmergel ebenfalls ins Obereocän zu stellen sind, da sie im W in gleicher Weise über den Nummulitensandsteinen des Auversien und Priabonien liegen wie in der Ostschweiz über den Bürgenschichten.

Eine weitere Korrektur unserer Anschauungen über die Flyschstratigraphie ergab sich, als wir erkannten, dass der mächtige Wildflysch mit seinen mitteleocänen Nummulitenbänken nicht zur helvetischen Facies gehört, sondern weit aus dem S, aus dem ultrahelvetischen Faciesgebiet über den helvetischen Flysch hinübergeschoben worden ist (vgl. p. 173—175). ARNOLD HEIM hält nun selbst nicht mehr an seiner frühern Einteilung fest, sondern schliesst sich bezüglich der stratigraphischen Gliederung der Darstellung von BOUSSAC an. So folge auch ich der jetzt herrschenden Auffassung, wonach die Eogenmassen der Glarneralpen in folgender Weise einzuteilen sind (vgl. auch die Tabelle in **277**, II. Band, bei p. 336):

Ultrahelvetische Facies	Eocän bis obere Kreide (mit Einschlüssen von Trias, Malm etc.)	Wildflysch
	Mitteleocän (Lutétien ?)	Blattengratschichten

Helvetische Facies	Unteroligocän	Lattorfien	Dachschiefer und Sandsteine, Taveyannazsandstein.
	Obereocän	Priabonien	Globigerinenmergel (Stadschiefer).
	Mitteleocän	Auversien	Pektinitenschiefer.
		Lutétien	Bürgenschichten (Basis-Nummulitenbildung).

Zu dieser Tabelle bemerke ich, dass innerhalb meines Untersuchungsgebietes noch keine zwingenden Beweise für die Richtigkeit der hier gegebenen Abgrenzung von Lutétien, Auversien, Priabonien und Oligocän gefunden worden sind. So ist es wohl möglich, dass die Pektinitenschiefer, die in den Glarneralpen eine nicht scharf begrenzte Übergangsbildung zwischen den Bürgenschichten und den Stadschiefern darstellen, manchenorts ganz oder teilweise noch ins Lutétien hinunterreichen.

Auch die chronologische Stellung der Sandsteine und Dachschiefer ist nicht mit aller Sicherheit festgestellt. Dass sie jünger sind als Mitteleocän darf man aus der Tatsache schliessen, dass das zum Altdorfersandstein gehörende Gruontalkonglomerat bei Altdorf Nummulitenkalkgeschiebe mit Lutétienfauna *(Nummulina complanata, Assilina exponens, Orthophragmina discus)* enthält (vgl. Boussac, **250,** p. 372/373). Boussac (**250,** p. 401) stellt den Taveyannazsandstein aus Analogie mit den Vorkommnissen in den westlichen Alpen ins untere Oligocän, die Dachschiefer des Sernftales mit ihrer Fischfauna aber merkwürdigerweise ins obere Eocän (Priabonien) (**250,** p. 405), obschon sie doch ohne Zweifel hoch über den Taveyannazsandsteinen liegen. Lugeon (**314,** p. 136) fand im Taveyannazsandstein des Creux de Champ in den Waadtländeralpen unbestimmbare Nummuliten, Orthophragminen und Lithothamnien und schliesst daraus, dass der Taveyannazsandstein nicht zum Oligocän, sondern zum Priabonien gehört. Es muss aber auch an die Möglichkeit gedacht werden, dass der Taveyannazsandstein der Ostschweiz nicht genau gleichzeitig mit dem lithologisch nicht völlig gleichen Taveyannazsandstein der Westschweiz entstanden ist.

Auf den grossen Widerspruch, der darin liegt, dass die Blattengratschichten durch allmählichen lithologischen Übergang aus den oligocänen Dachschiefern hervorzugehen scheinen, in ihren Nummulitenbänken aber eine mitteleocäne Fauna einschliessen, werden wir später zu sprechen kommen.

A. Nummuliten- und Flyschbildungen der helvetischen Facies.

1. Bürgenschichten (Lutétien).

a) Spezialprofile.

1. Autochthones Gebiet.

Die nördlichsten Aufschlüsse der autochthonen Bürgenschichten finden wir 2 km südlich von Linthal am Ostfusse des Kammerstocks. Am Südufer der Appengrubruns beobachtet man dort von unten nach oben folgende Schichtreihe (das Liegende und der tiefste Teil der Schichtgruppe sind leider nicht mehr aufgeschlossen):

1. Dunkelgrauer, etwas eisenschüssiger, sehr zäher Sandstein, reich an kleinen und grossen Quarzkörnern, in den untersten 3 m anscheinend ohne Nummuliten; im obern Teil bemerkt man an der Oberfläche vereinzelte kleine Lücken, die wahrscheinlich durch Herauswitterung von Nummuliten entstanden sind. Die obersten $0{,}_5$ m sind etwas schiefrig und stark eisenschüssig. Aufgeschlossene Mächtigkeit 6 m.
2. Etwa 6 m bräunlich anwitternde, innen ziemlich hell bläulichgraue, etwas sandige Mergel von schiefriger Textur, mit ungeheuren Mengen von Nummuliten, vorwiegend *Orthophragminen* und *Nummulinen*, darunter auch *Nummulina complanata*, Lam.

   Das Hangende ist durch Schutt verhüllt; kaum 2 m über den obersten Nummulitenaufschlüssen folgen
3. Weiche dunkel blaugraue, feinglimmerige Globigerinenmergel (Stadschiefer).

Das Profil, das Arnold Heim (**205,** p. 17 und 18) am gleichen Abhang etwa 1 km weiter südlich unterhalb des Weges gegen Altenorenalp aufgenommen hat, stimmt im wesentlichen mit dem vorigen überein, zeigt jedoch eine auffallend geringere Mächtigkeit und ist besonders merkwürdig durch das Auftreten einer 1 m mächtigen Mergelbank, die sich zwischen den Quarzsandstein an der Basis der Nummulitenschichten und den liegenden Öhrlikalk einschiebt.

Diese Mergelbildung scheint eine Eigentümlichkeit der nördlichsten autochthonen Falten im Linthtale zu sein. Besonders bequem lässt sie sich auf der Ostseite des Tales dicht östlich vom Hause Eggli im Bette der von Gutbächialp kommenden Bodenrunse beobachten. Man findet dort über einer Wechsellagerung von grauen, etwas spätigen Kalkbänken mit dunkelgrauen Mergellagen, die wahrscheinlich die Zementsteinschichten repräsentiert:

1. 8—10 m dunkelgraue, weiche, ziemlich ebenflächige und dünnschieferige Mergel mit einzelnen etwas festern, dünnen Kalkmergellagen, infolge Pyritgehalt bisweilen etwas rostig anwitternd, anscheinend ohne Makrofossilien. Scharfe Grenze gegen
2. Nummulitenschichten, eine kleine Steilwand bildend, über die der Bach als Wasserfall stürzt; im untern Teil wie am Kammerstockfuss aus schwach eisenschüssigem Quarzsandstein oder Sandkalk mit anscheinend spärlichen Nummuliten, in den obersten 2—3 m aus blaugrauem schieferigem Nummulinen- und Orthophragminen-Mergelkalk bestehend. Die Mächtigkeit der von mehreren Verwerfungen durchschnittenen Bank schwankt auffallend; während sie am Nordende wohl 15 m beträgt, geht sie beim Wasserfall auf 6—8 m zurück.
3. Dunkelgraue, weiche, gelblich anwitternde Globigerinenmergel (Stadschiefer).

Dieselbe Gliederung ist auch am Furbach südlich von Obbord vorhanden. Etwa 50 m oberhalb der Stelle, wo der Weg Obbord-Tritt-Baumgartenalp den Bach überschreitet, findet man das in Figur 73 dargestellte Profil:

1. Grauer, stark dynamometamorpher Kalk, wahrscheinlich noch zum Malm (Troskalk) gehörend.
2. Dunkelgraue, etwas knorrige, ziemlich grobschiefrige Mergel, mit messerscharfer, meist etwas wellig unebener Transgressionsgrenze auf der Unterlage ruhend. Zwischen Lagen weicher Schiefer sind Knollen und längliche Linsen von etwas härtern Kalkmergeln eingeschaltet. Die Mächtigkeit beträgt im Maximum 5—6 m, im nördlichen Teil des Profils nur 2—3 m. Scharfe, wellig unebene Grenze gegen

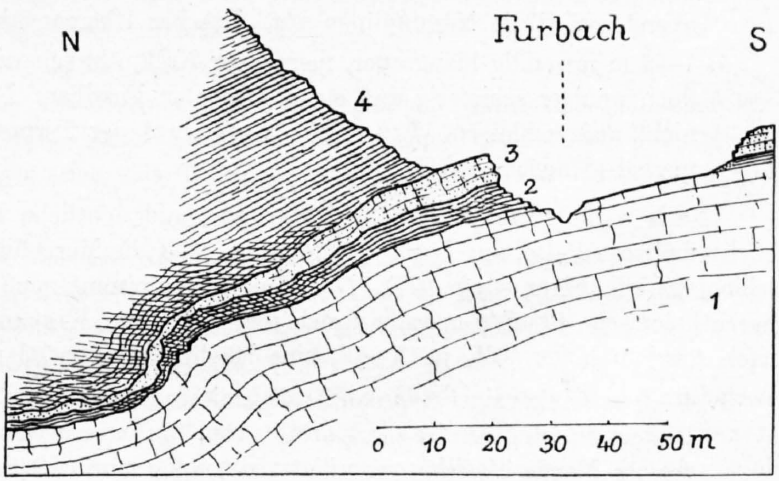


Fig. 73. **Die Bürgenschichten am Furbach am Weg von Obbord nach Baumgartenalp.**

1 = Malm + Öhrlikalk; 2—3 = Bürgenschichten; 4 = Stadschiefer.

3. Nummulitenschichten, identisch mit denjenigen von Eggli, von vielen Klüften und kleinen Verwerfungen durchsetzt, nur etwa 5 m, stellenweise bloss $1{,}_5$—2 m mächtig und hier zum Teil sogar in linsenförmige Blöcke zerrissen.
4. Dunkelgraue weiche Globigerinenmergel.

Die auffallenden Mächtigkeitsschwankungen der Nummulitenschichten wie auch der Mergel in ihrem Liegenden sind wohl grösstenteils durch tektonische Bewegungen bedingt.

Ohne wesentliche Faciesänderungen setzen sich die Nummulitenschichten südwärts bis in den mittleren Teil des am Westabhang des Nüschenstocks aufgeschlossenen Systemes grosser liegender Falten fort. Auf der Terrasse von Ober-Baumgarten findet man nördlich vom Wildwüstibach über 3 m Kieselkalk, womit hier die Kreide abschliesst, folgende Schichtreihe (Tafel 26, Figur 5):

1. 15—20 m stadschieferartige Mergelschiefer, inwendig dunkel blaugrau, gelblichgrau anwitternd, die gebleichten Schieferflächen serizitisch glänzend, meistens reich an dunkeln Körnchen (Foraminiferen?), mit feinsten Glimmerschüppchen, ohne Makrofossilien. Der Kontakt mit der liegenden Kreide und mit den hangenden Nummulitenschichten ist durch Schutt und Vegetation verhüllt.

2. Etwa 10 m grauer, rostig anwitternder Quarzsandstein, sehr reich an Quarzkörnern von meistens $0{,}_2$—$0{,}_5$ mm Durchmesser, stellenweise, besonders in den tieferen Lagen, ziemlich reich an dunkelgrünen Glaukonitkörnchen; oft aber ist das Gestein sozusagen ganz aus Quarzkörnern zusammengesetzt, die Oberfläche mit der kieselliebenden *Lecidaea geographica* überzogen. Die unteren zwei Drittel ziemlich dickbankig, die oberen 2—3 m dünnbankig bis grobplattig. An den angewitterten Flächen sieht man vereinzelte länglich-elliptische Lücken von 2—10 mm Länge, die vielleicht durch Auswitterung von Nummuliten entstanden sind; doch konnte ich keine deutlichen Fossilien beobachten. Allmählicher Übergang in:
3. 3 m plattiger, düster rostigbraun anwitternder, dunkelgrauer Kalk, sehr reich an vorragenden bräunlichen Quarzkörnern und ziemlich reich an *Orthophragminen* und kleinen *Nummulinen*. Die Zahl der Nummuliten nimmt nach oben rasch zu, während gleichzeitig der Quarzgehalt abnimmt. Rascher Übergang in:
4. Etwa 5 m gelblich bis bräunlich anwitternder, dünnplattiger bis schieferiger Mergelkalk, vollkommen erfüllt von Nummuliten. Ziemlich häufig ist *Assilina exponens*, J. DE C. SOW., viel häufiger ihre megasphärische Form *A. mamillata*, D'ARCH. Häufig ist *Nummulina complanata*, LAM., massenhaft ihre megasphärische Form *N. helvetica*, KAUFM. Sehr häufig sind *Orthophragmina discus*, RÜTIM. und *O. Archiaci*, SCHLUMB., seltener *O. Chudeaui*, SCHLUMB. Während im untern und mittleren Teil die Orthophragminen das Gestein fast ganz erfüllen, wiegen im obersten Teil die Nummulinen vor. Rascher Übergang in:
5. 1—2 m inwendig blaugrauer, mergeliger Kalk, ähnlich wie 4 und mit denselben Nummuliten, doch weniger schieferig und etwas ärmer an Fossilien. Der Kontakt mit dem Hangenden ist nicht aufgeschlossen. Etwas höher oben auf der Terrasse folgen dunkelgraue Globigerinenmergel (Stadschiefer).

Nach S hin treten in der Schichtgruppe bald deutliche Faciesänderungen ein. Schon in der nächst höheren Falte, am Torkopf (2060 m), fehlt die Mergelbildung an der Basis der Nummulitenschichten (vgl. Figur 64, p. 277). Die Mächtigkeit nimmt nach S zu, und auch die Gliederung und der lithologische Charakter ändern sich merklich. Am Kistenpass erreichen die Bürgenschichten nach ARNOLD HEIM (**205**, p. 15—17) eine Mächtigkeit von 35 m und zeigen folgende Schichtreihe:

1. 4—5 m feinkörniger Glaukonitkalk, mit messerscharfer Grenze auf Seewerkalk liegend; das Gestein ist stellenweise ganz erfüllt von *Assilina exponens*, J. DE C. SOW., und enthält auch in grosser Menge *Assilina mamillata*, D'ARCH., häufig *Orthophragmina discus*, RÜTIM., weniger häufig *Nummulina complanata*, LAM., *N. helvetica*, KAUFM., *N. uroniensis*, HEIM.
2. 28 m Kalksandstein, mehr oder weniger reich an vorragenden Quarzkörnern, meist etwas glaukonithaltig und daher bräunlich anwitternd, mit den gleichen Nummulitiden wie 1, jedoch arm an *Assilina exponens*; im oberen Teil eine etwa 1 m dicke Bank erfüllt von *Nummulina complanata* und *Nummulina helvetica*.
3. 3 m Grenzsandstein; feinkörniger Quarzsandstein mit Glimmerschüppchen.
4. Zirka 3 m Pektinitenschiefer; feinsandige graue Mergelschiefer mit schlecht erhaltenen Pektiniten, nach oben allmählich in Flyschschiefer übergehend.

ARNOLD HEIM führt aus dem Grenzsandstein (Nr. 3), der nach seiner Angabe (**205**, p. 17) die rundhöckerige Hochfläche zwischen der Muttseehütte und dem Muttensee bildet, keine Petrefakten an. Ich fand auf diesem Plateau als Abschluss der Bürgenschichten einen grünlichbraun anwitternden, an feinen Quarzkörnern reichen Nummulitensandstein, der stellenweise reich ist an kleinen, undeutlich sichtbaren Nummulitiden und in Menge Pecten und Spondylus enthält. Ich sammelte dort: *Pecten (Chlamys) Parisiensis*, DESH., *Pecten (Chlamys) multistriatus*, DESH., *Pecten multicarinatus*, DESH., *Spondylus rarispina*, DESH., *Harpatocarcinus punctulatus*, DESMAR.

Auf der Westseite des Linthtales, in den autochthonen Falten am Ostende der Claridenkette zwischen Altenorenalp und Beckistock konnte ich die Mergelbildung zwischen Mesozoikum und Nummulitenschichten nicht mehr beobachten. Am Nordfusse des Gemsistocks gegenüber Wangen-

stafel-Altenoren erreicht die Nummulitenbildung trotz verkehrter Lagerung eine Mächtigkeit von 25—30 m und gliedert sich wie auf Ober-Baumgarten in einen mehr oder weniger glaukonitischen Quarzsandstein, in welchem der Nummulitenreichtum in dem Masse zunimmt, wie die Quarzkörner an Zahl abnehmen, und in einen ganz von *Orthophragminen* und *Nummulinen* erfüllten Kalkschiefer.

Zu beiden Seiten der Beckilücke, durch die man zwischen Beckistock und Zutreibistock auf die obere Sandalp hinuntersteigen kann, lässt sich folgendes Profil beobachten:

1. 5—6 m rostigbraun anwitternder, glaukonitischer Sandkalk, mit sehr scharfer Transgressionsgrenze auf Öhrlikalk aufruhend, reich an kleinern und grösseren (bis 5 mm) Quarzkörnern, mit eingelagerten 5—40 cm dicken Nestern und Lagen von dunkelbraun anwitterndem, fast ganz aus 1—3 mm grossen Quarzkörnern zusammengesetztem Sandstein, das Gestein nicht sehr reichlich durchschwärmt von kleinern Nummuliten (Durchmesser meistens 5—10 mm).
2. 8—10 m hell rostig anwitternder Quarzsandstein, im ganzen feinkörniger als 1, aber doch auch vereinzelte milchweisse Quarzgerölle von 1—2 cm Durchmesser enthaltend. Die obersten Bänke wittern infolge des starken Quarzgehaltes zum Teil weissgrau an und sind mit *Lecidaea geographica* überzogen. Im ganzen fossilarm; kleine schlecht erhaltene Nummulitenformen. Scharfe Grenze gegen
3. 5—6 m ziemlich stark glaukonitischer, grünlichbraun anwitternder Sandstein, ähnlich wie 1, reich an Quarzkörnern, von denen viele über 1 cm Durchmesser haben, reich an schlecht erhaltenen Nummuliten *(Orthophragminen* und *Nummulinen)*, in den obersten 2 Metern sehr reich an *Pecten*. Rascher Übergang in
4. Etwa 6 m lebhaft gelblichgrau anwitternder, plattig-schieferiger, innen hell bläulichgrauer Kalk, etwas rauh anzufühlen, völlig erfüllt von Nummulitiden, unter denen neben den weitaus vorherrschenden *Orthophragminen* auch viele *Nummulinen* vorkommen. (Das Hangende wurde leider nicht mehr beobachtet.)

Die Assilinengrünsandbank, mit der die Nummulitenschichten am Kistenpass und auf dem Muttseeplateau beginnen, fehlt in dem hier mitgeteilten Profil. Dass sie aber westlich vom Beckistock vorhanden sein muss, beweisen viele in der rechtsseitigen Moräne des Claridenfirns enthaltene, ganz von *Assilina exponens* erfüllte Grünsandtrümmer.

Zu beiden Seiten der Wegspur zwischen der Claridenhütte und der Beckilücke enthalten die untersten 1—2 m des auch hier etwa 20 m mächtigen glaukonithaltigen Quarzsandkalkes neben vielen *Orthophragminen* zahlreiche grosse Turritellen, darunter *Turritella carinifera*, Desh., und *T. imbricataria*, Lam., die bisher noch nirgends in den Nummulitenschichten der östlichen Schweizeralpen gefunden worden sind. Stellenweise ist dort zwischen diese Turritellenschicht und den liegenden Öhrlikalk noch eine $0{,}_3$—$0{,}_6$ m dicke Schicht eines knollig-dünnplattigen, dunkelblauen, schwach glaukonithaltigen Kalkes eingeschaltet, der massenhafte Nummulinen, darunter auch *N. complanata*, Lam., spärlicher *Assilina exponens*, Sow., und *Orthophragminen* enthält. Aus dieser Schicht entwickelt sich südwärts wohl die oben erwähnte Assilinengrünsandbank.

In der Nähe der Claridenhütte enthält die unterste, dort auf Seewerkalk ruhende Nummulitenbank *Nummulina complanata*, Lam., *N. helvetica*, Kaufm., *N. uroniensis*, (de la Harpe) Heim, *N. Rouaulti*, d'Arch. et H., *Assilina mamillata*, d'Arch.

Handstücke vom Altenorenstock und Zutreibistock enthalten *Nummulina complanata*, *N. helvetica*, *Orthophragmina discus*, Rütim. (sehr häufig), *O. Chudeaui*, Schl., *Orthophragmina (Nodocyclina)* cf. *umbilicata*, Deprat.

Die Nummulitenbildung am Ostrande des Claridenfirns gewinnt noch ein besonderes Interesse durch den Umstand, dass stellenweise, besonders in der Lücke zwischen den beiden Gipfeln des Zutreibistocks (östlich von der Beckilücke) auf der Grenze gegen den liegenden Öhrlikalk eine eisenschüssige Breccie auftritt, die an die siderolithischen Bildungen der zentral- und westschweizerischen Alpen erinnert. Sie ist stets an Stellen vorhanden, wo die sonst fast ebenflächige Grenze zwischen Öhrlikalk und Nummulitenschichten etwas unruhig wird, und erreicht eine Mächtigkeit von 30—50 cm. Sie besteht in der Regel aus kleinern eckigen Brocken eines feinkörnigen, hellen, schwach

grünlichgrauen Sandsteins, die in eine dunkel rostfarbige, an Quarzkörnern reiche, eisenschüssige Grundmasse eingebettet sind. Letztere umgibt die Sandsteinbrocken öfters in Form von konzentrischen Schalen. In der ersten Furkel östlich vom westlichen Zutreibistockgipfel macht sich die Breccie in Form von zahlreichen, auf der Grenzzone von Nummulitenschichten und Öhrlikalk lose herumliegenden Trümmern bemerkbar; etwas östlich von dieser Stelle findet man sie als etwa 50 cm dicke Bank anstehend. An einer Stelle fand ich auch unter dem glaukonitischen Nummulitensandstein eine etwa 30 cm dicke unregelmässige Linse, bestehend aus eckigen Öhrlikalkbrocken, die von dünnen Lagen des eisenschüssigen Gesteins umhüllt sind. Man beobachtet hier im Innern des Öhrlikalks noch 1—2 m unter seiner oberen Grenze vereinzelte dünne Adern des dunkel rostfarbigen Gesteins, also eine an die siderolithischen Infiltrationen erinnernde Erscheinung.

Wenn diese Breccie auch nicht identisch ist mit den Bohnerzbildungen, die von Walter Staub in der Windgällenkette (**247,** p. 46) und von Arbenz am Schlossberg (**205,** p. 19/20; **213,** p. 4) entdeckt worden sind, so darf sie doch wohl als eine Bildung der Festlandszeit betrachtet werden, die der Ablagerung des Lutétien vorangegangen ist.

Die autochthonen Bürgenschichten bleiben östlich vom Linthtal auf langer Strecke im Innern der Hausstock- und Vorab-Segneskette verborgen. Erst im Taminatale treten sie auf dem Rücken der Vättiser Aufwölbung wieder zutage.

Als typisch für dieses Gebiet kann das Profil gelten, das sich am Alpweg von Langwies nach Alp Vindels in der Höhe von zirka 1250 m beobachten lässt. Man findet dort von unten nach oben (Figur 74):

A. Inwendig ziemlich dunkel blaugrauer, etwas mergeliger Seewerkalk von schieferig-plattiger Struktur mit serizitisch glänzenden, feinwellig gefältelten Schieferflächen. Sehr scharfe, wellig unebene Grenze gegen

B. Nummulitenschichten:

1. $1{,}_2$—$1{,}_5$ m massiger, dunkelbraun anwitternder Glaukonitsandstein, inwendig dunkelgrün, feinkörnig, sehr reich an Glaukonit und an sehr feinen weisslichen Quarzkörnchen, die aber an der Oberfläche sich kaum bemerkbar machen; anscheinend ohne Nummuliten. Rascher Übergang in

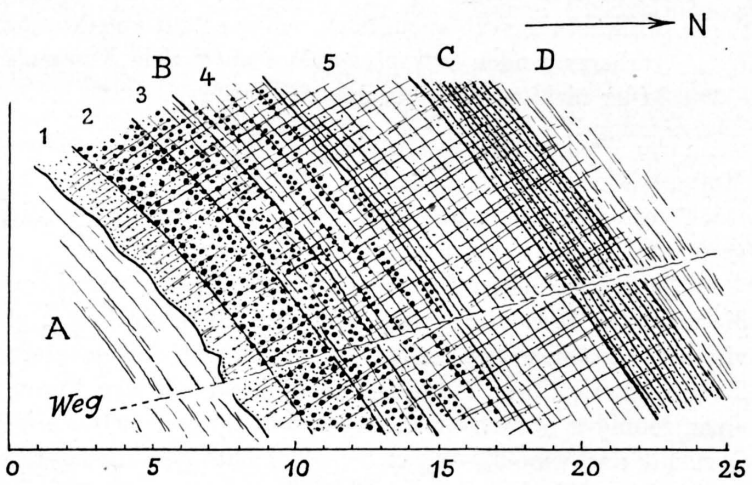


Fig. 74. **Profil durch die Nummulitenschichten am Weg Langwies-Vindels.**

2. Etwa 2 m Glaukonitsandstein wie 1, doch etwas weniger glaukonitreich, dunkel grünlichgrau, mit massenhaften Exemplaren von *Assilina exponens.* Übergang in

3. 1—$1{,}_5$ m inwendig dunkel blaugrauer, schwach glaukonitischer Kalk von unvollkommen schieferiger Textur, mit massenhaften, doch mehr lagen- und nesterweise angeordneten Nummuliten. Neben der vorherrschenden *Assilina exponens,* J. de C. Sow., kommt auch ihre megasphärische Form *Assilina mamillata,* d'Arch., vor. Übergang in

4. 2—3 m bräunlich anwitterndes, inwendig dunkelgraues, schieferiges Gestein mit vielen kleinen weissen Glimmerschüppchen, mit Nestern und Lagen von *Assilina exponens* und *A. mamillata.* Ziemlich scharfe Grenze gegen

5. $3{,}_5$—4 m plattig-schieferiges Gestein wie 4, aber anscheinend ohne Nummuliten. Ziemlich scharfe Grenze gegen

C. 1,5—2 m gelblichgrau oder grünlichgrau anwitternde, ziemlich stark glaukonithaltige, sandige, grobe Schiefer mit Pyritkonkretionen und vereinzelten Exemplaren von *Spondylus* sp. (Pektinitenschiefer). Allmählicher Übergang in

D. Globigerinenmergel (Stadschiefer). Gelblichgrau anwitternde, dunkelgraue oder bräunlichgraue, etwas knollig-plattige Mergel.

Die ganze Nummulitenbildung ist von annähernd rechtwinklig zur Schichtung verlaufendem Clivage durchschnitten.

Die Schichtgruppe C (Pektinitenschiefer) ist hier schlecht aufgeschlossen; dagegen findet man sie tiefer unten am Alpwege Langwies-Vindels im Bette des von Bachberg herkommenden Baches in breiter Fläche aufgeschlossen. Ihre Schichten erscheinen hier als gelblich anwitternde blaugraue oder bräunliche Kalkmergel mit Pyritkonkretionen und enthalten neben vereinzelten *Assilinen* auch *Pecten (P. Parisiensis?)* und ziemlich viele Austernschalen.

Auf der Terrasse «Alpeli» südlich von der obersten Hütte (2021 m) von Panäraalp am Nordabhang der Ringelkette liegen über dunkelgrauen Mergelschiefern, die wahrscheinlich die Amdenerschichten darstellen:

1. 1,5 m massiger glaukonitreicher Kalk, namentlich im mittleren und obern Teil sehr reich an *Assilina exponens.*
2. 0,6 m schwach glaukonithaltiger, innen blaugrauer Kalkschiefer, ganz erfüllt von *Assilina mamillata,* auch mit *Orthophragmina discus.*

Die auffallend geringe Mächtigkeit mag zum Teil eine Folge tektonischer Quetschung sein.

2. Parautochthone Falten.

a) Claridenkette und Hausstockgebiet.

In der Griesstockdecke und den verschürften Kreide- und Eocänmassen am Nordabhang der Claridenkette sind die Bürgenschichten in beträchtlicher, durch Quetschung jedoch häufig reduzierter Mächtigkeit und in ähnlicher Facies ausgebildet wie im autochthonen Teil des Linthgebietes. Am Wege von Gemsfayeralp nach dem Fisetenpass beobachtet man folgendes Profil: Von unten nach oben

1. 2—6 m dunkel blaugrauer oder grüngrauer Glaukonitsandkalk mit massenhaften Exemplaren von *Assilina exponens,* Sow.
2. 4—5 m lebhaft gelbbraun anwitternder, inwendig dunkel blaugrauer Nummulitensandkalk, mit kleinen vorragenden Quarzkörnern und reich an Orthophragminen, namentlich *O. discus,* Rütim., und Nummulinen, worunter auch *N. complanata,* Lam.
3. 5 m gelbbraun bis dunkelbraun anwitternder, dunkel blaugrauer, von dünnen Mergellagen durchzogener Nummulitensandkalk mit vorragenden Quarzkörnern und denselben Nummuliten.
4. 2,5 m bräunlich anwitternder, knorriger, dunkelgrauer, von Mergellagen durchzogener Kalk, ohne deutliche Nummuliten.
5. Dunkelgraue, knorrige Flyschschiefer.

Bemerkenswert ist, dass die Grösse der Quarzkörner im allgemeinen etwas kleiner ist als im autochthonen Gebiet. Während man dort in den nördlichsten Falten, z. B. am Nordfuss des Gemsistocks, oft Körner von 4—6 mm, ja sogar förmliche kleine Quarzgeschiebe von 1 cm Durchmesser beobachtet, übersteigt ihr Durchmesser hier selten 2 mm.

Das Kreidefenster von Jätzalp am Panixerpassweg, das wahrscheinlich die westliche Fortsetzung der Panärafalte der Ringelkette darstellt, wird von mächtigen Bürgenschichten gekrönt. (Vgl. Tafel 25, Figuren 5 und 6). Sie beginnen über dem Seewerkalk mit einer 3—3,2 m mächtigen, dunkel rostbraun anwitternden, glaukonitreichen Grünsandbank, die in den oberen 2,5 m von un-

geheuren Mengen von *Assilina exponens* erfüllt ist, während die untern 70 cm nur vereinzelte Assilinen enthalten. Darüber folgen noch 25—30 m gelblichbraun anwitternde, dunkel bläulichgraue Kalke, mehr oder weniger reich an vorragenden kleinen Quarzkörnern und ziemlich reich an *Nummulinen* und *Orthophragminen*.

Einer höhern, etwas weiter südlich liegenden Falte (Miruttafalte) gehört die Nummulitenbildung an, die auf Alp Meer am Panixerpass sehr bequem studiert werden kann. Unter den blauschwarzen Globigerinenmergeln (Stadschiefern), die am Südwestabhang des Rotstocks in einer Mächtigkeit von über 200 m aufgeschlossen sind, folgen dort von oben nach unten (vgl. Figur 75):

1. Bräunlich anwitternde, schwach glaukonitische, sandige Schiefer (Pektinitenschiefer?), an der im Profil wiedergegebenen Stelle durch Schutt verhüllt, jedoch weiter im W, kurz unterhalb der Stelle, wo der Panixerpassweg zum erstenmal den vom Meergletscher kommenden Bach überschreitet, am Bachufer deutlich zu beobachten; höchstens 2 m mächtig. Rascher Übergang in:
2. 5—6 m lebhaft gelbbraun anwitternder, innen blaugrauer Kalk, die Anwitterungsfläche sehr rauh von zahlreichen vorragenden, bräunlichen eckigen Quarzkörnchen von vorwiegend $0{,}_5$ bis $1{,}_5$ mm Durchmesser, das Gestein ganz erfüllt von ungeheuren Mengen von Nummulinen

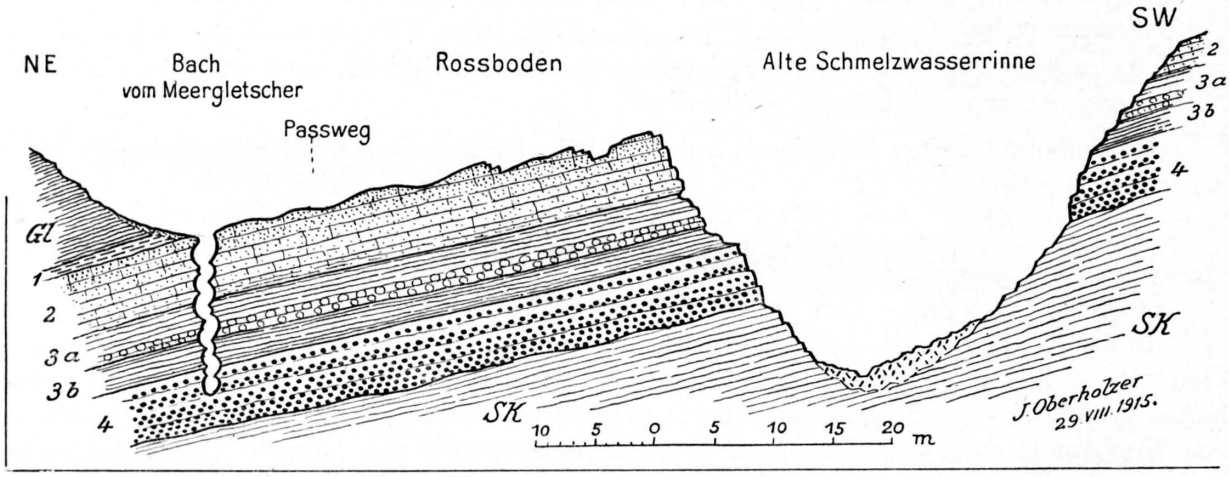


Fig. 75. **Profil der Bürgenschichten auf Alp Meer am Panixerpass.**
Gl = Eocäne Globigerinenmergel; 1—4 = Bürgenschichten; Sk = Seewerkalk.

und Orthophragminen, darunter im obern Teil ziemlich häufig auch *Nummulina complanata*, Lam. In den obersten Schichten beobachtet man hie und da auch Austernschalen. Im mittleren und unteren Teil nimmt der Reichtum an Grossforaminiferen rasch ab, während die Quarzkörner immer noch zahlreich bleiben. Allmählicher Übergang in

3. *a)* 3—4 m gelbbraun anwitternde, grobschieferige, sandige Kalkmergel, inwendig dunkel blaugrau, mit weissen Glimmerschüppchen und einzelnen Pyritkonkretionen, anscheinend ohne Nummuliten, im untern Teil aber mit vielen grossen Seeigeln.
   b) $1{,}_5$—2 m bräunlich anwitternde, inwendig dunkelgraue Mergelschiefer, mit vereinzelten Exemplaren von *Nummulina complanata*, Lam. Ziemlich scharfe Grenze gegen
4. 3—4 m, stellenweise über 5 m Assilinengrünsand; dunkelgrauer bis grünlichgrauer, glaukonitischer Kalksandstein, die rostig dunkelbraun und rissig angewitterte Oberfläche rauh von zahlreichen sehr kleinen (meist weniger als $0{,}_5$ mm) Quarzkörnchen. Ungeheure Mengen von *Assilina exponens* erfüllen den untern und mittleren Teil völlig, während sie in der obersten Schicht mehr lagenweise gehäuft sind. Die unterste Bank ruht mit messerscharfer, ziemlich ebenflächiger Transgressionsgrenze auf blaugrauem, dünnplattigem Seewerkalk.

Eine besondere Eigentümlichkeit dieses Profils bildet neben der Mächtigkeitszunahme des Assilinengrünsandes die Mergelbildung mit Seeigeln und *Nummulina complanata* im mittleren Teil der Schichtgruppe.

b) Wagetenkette.

Am Südostabhang der Wageten ist folgendes Profil aufgeschlossen [1]):

1. $0{,}_4$ m glaukonitreicher, rostig anwitternder Kalk, erfüllt von *Assilina exponens*; mit scharfer Grenze auf Seewerkalk liegend.
2. 10—12 m hell bräunlich anwitternder, innnen dunkel blaugrauer Kalk, in den untern 3—4 m von Nestern und Streifen von glaukonitreichem Sandkalk durchzogen, im mittleren und oberen Teil mit zahlreichen Lagen von dunkel anwitterndem Sandstein mit vorragenden Quarzkörnern; das Gestein oft ganz erfüllt von Nummulitiden, darunter *Nummulina complanata*, Lam., *N. helvetica*, Kaufm., *N. uroniensis*, Heim, *Orthophragmina* sp.
3. 1 m glaukonitreicher Kalk, im untersten Teil noch mit Quarzkörnern, mit *Pecten* und *Spondylus*.
4. Etwa 1 m grünlichgelb anwitternde, unvollkommen schieferige, glaukonitische, sandige Mergel. Nach oben allmählich in die gelblichgrau anwitternden Globigerinenmergel übergehend (Niveau der Pektinitenschiefer).

Die Schicht 3 ist am Südfusse des Köpflers sehr petrefaktenreich. Wahrscheinlich stammt aus ihr die von Burckhardt (**134**, p. 91—95) gefundene reiche Gastropodenfauna. Sie wird dort überlagert von etwa 2 m lebhaft gelbgrau anwitternden Mergeln mit weissen Glimmerblättchen, Glaukonitkörnern und kleinen Pyritknollen (Nr. 4 obigen Profils).

Dass die auffallende Faciesübereinstimmung mit den autochthonen und parautochthonen Bürgenschichten des südlichen Linthgebietes von grosser Bedeutung für die tektonische Stellung der Wagetenkette ist, wurde im tektonischen Teil schon (p. 87/88) hervorgehoben.

c) Segnes-Ringelgruppe.

Aus den Darstellungen Blumenthals (**240**, p. 27—29 und Tafel I—III) möchte man schliessen, die Bürgenschichten treten in den parautochthonen Decken (Orgelnfalte, Panärafalte, Miruttafalte und Flimserstein-Tscheppfalte) der Segnes-Ringelkette in einer von der Facies des autochthonen Gebietes stark abweichenden Facies auf. Während sie im Autochthonen, im Taminatale wie südlich von Sernftal und Linthtal, überall auf dem Mesozoicum transgredieren, soll nach Blumenthal der Seewerkalk der Deckfalten der Ringel-Segnesgruppe nur stellenweise, z. B. südlich von der Trinser Furka am Saxbache (**240**, p. 27 und Tafel I) von einer «Assilinengrünsandbank» bedeckt sein. Dafür tritt in seinen Profilen (**240**, Tafel I—III) innerhalb einer mächtigen, in der Regel unmittelbar auf Seewerkalk ruhenden Globigerinenmergelmasse eine oft unterbrochene Assilinengrünsandbank, stellenweise auch eine Serie solcher Bänke auf. Bald liegen diese Nummulitenbänke tief im Innern der Flyschmergelmasse, bald sind sie nur durch eine relativ dünne Lage von Globigerinenmergeln vom Seewerkalk getrennt. Wo eine Mehrzahl von Assilinenbänken vorhanden ist, wie am Südrande von Segnes sura, hält Blumenthal eine stratigraphische Repetition für wahrscheinlicher als eine Wiederholung infolge Faltung und Zerreissung (**240**, p. 27).

Bei der Begehung der Ringel-Segnesgruppe bin ich im Gegensatz zu Blumenthal zu der Ansicht gekommen, dass hier wie anderwärts die Bürgenschichten eine einheitliche und unmittelbar auf der Kreide sitzende Bank bilden. Die Tatsachen, die meinen abweichenden Standpunkt begründen, lassen sich in drei Gruppen zusammenfassen:

1. Auf der Südabdachung der Segnes-Ringelgruppe fand ich zwischen Segnes sut und Tristelhorn die Bürgenschichten nicht bloss am Saxbach, sondern fast überall, wo die Beobachtung nicht durch Schutt gehindert ist, als eine 5—8 m mächtige, vorwiegend als Assilinengrünsand ausgebildete Bank mit scharfer Transgressionsgrenze unmittelbar auf den Seewerschichten aufruhen, so im verkehrten Schenkel der Vorab-Tscheppfalte westlich und östlich von Segnes sut (Tafel 27, Figuren 7 und 8), am Südrande von Segnes sura, am Bache südlich von Platta martscha (Raschiglius) (Tafel 28, Figur 1), an dem vom Piz Sax gegen Surcruns absteigenden Felssporn. Oft ist das Liegende der Nummuliten-

[1]) Das Profil ist ausführlicher mitgeteilt in Arnold Heim, **205**, p. 65—67.

bank ganz unverkennbarer, typischer Seewerkalk, an manchen Stellen aber, z. B. an der Nordstirn der Flimsersteinfalte am Felsrücken zwischen Segnes sut und Segnes sura, auch südlich von der Alluvialebene von Segnes sura und an den Graten nördlich von Alp Surcruns kann es auf den ersten Blick als Globigerinenmergel (Stadschiefer) angesehen werden, da es aus der Ferne den Eindruck einer ziemlich düstern Schiefermasse macht und auf den angewitterten Gesteinsflächen massenhafte Foraminiferen in Form von dunkeln Körnchen sichtbar sind. Allein bei näherer Beobachtung überzeugt man sich, dass hier echte Seewerschichten vorliegen. Das Gestein wittert nicht gelb- oder bräunlichgrau an wie die eocänen Globigerinenmergel, sondern hell bläulichgrau; es ist auch kein dünnschiefriger Mergel, sondern bildet dünne (meist 1—3 cm dicke) Plättchen von ziemlich dunkelgrauem, dichtem, etwas tonigem Kalk, auf dessen Schichtflächen etwas undeutliche, dunkle Tonhäute liegen. Noch an andern Stellen, namentlich an den vom Tristelhorn und Glaserhorn nach S ziehenden Graten, die das Val Sterls einfassen, sind von Blumenthal mächtige Massen echter dünnplattig gequetschter Seewerschichten mit eocänen Globigerinenmergeln verwechselt worden. Die dünnblättrigen schwarzen Mergelschiefer, die an manchen Stellen, z. B. auf Panäraalp, am Grat des Piz Mirutta, am Südgrat des Tristelhorns, am Grat zwischen Ringelspitz und Tschepp und an der Nordwand des Flimsersteins zwischen die schieferigen Seewerschichten und die Nummulitenbank eingeschaltet sind, können, wie auf p. 389/390 bemerkt wurde, als Senonmergel betrachtet werden.

Während man zu beiden Seiten des Tales von Segnes sut am Kontakt mit den Seewerschichten des verkehrten Stirngewölbeschenkels der Flimserstein-Tscheppfalte nur eine einzige Nummulitenbank beobachtet, ist man überrascht, wenig östlich davon, am Südrand der Geschiebeebene von Segnes sura auf einer etwa 80 m breiten Zone eine Serie von 5 Assilinengrünsandbänken von $0{,}_5$ bis 3 m Mächtigkeit zu finden, die in Form von rundhöckrig abgeriebenen, von WSW nach ENE streichenden Felsrippen über den alten Gletscherboden aufragen. Die südlichste Nummulitenbank fällt, südwärts unter verkehrtliegenden Seewerkalk ein. Während Blumenthal (**240**, p. 27 und Figur 6 auf p. 28) sie als selbständige stratigraphische Repetitionen betrachtet, bin ich eher geneigt, darin die Rücken aneinandergeschobener, nordwärts geneigter Falten ein und derselben Nummulitenbank zu sehen. Zugunsten dieser Anschauung sprechen die glaukonitischen, glimmerhaltigen Schiefer vom Charakter der Pektinitenschiefer, die alle Nummulitenbänke begleiten, ferner die Tatsache, dass im E die ganze Bankserie samt den Pektinitenschiefern am Abhang des Felsrückens nördlich von P. 2679 m unter einen gemeinsamen Mantel von Globigerinenmergeln taucht. Sie erscheint am Ostabhang dieses Felsrückens offenbar wieder in den im tektonischen Teil (p. 27) erwähnten kleinen Falten, in welche das Stirngewölbe der Miruttafalte sich gabelt und wo man deutlich sehen kann, dass die Bürgenschichten aus einer einzigen, auf schwarzen Mergelschiefern (Senonmergel) ruhenden Nummulitenbank bestehen (vgl. Tafel 28, Figur 1).

2. In der Umgebung der Hütte von Raschiglius sura und an den Graten, welche die Tälchen von Culm da Sterls und Lavadignas einfassen, fehlt die Nummulitenbildung über der obern Kreide oft auf weite Strecken. Über den schiefrigen Seewerschichten folgt eine Mergelbildung, die zwar mit den helvetischen Globigerinenmergeln den Reichtum an Kleinforaminiferen gemein hat, aber nach ihren lithologischen Eigentümlichkeiten zum Wildflysch zu rechnen ist. Die Bürgenschichten sind hier durch die Überschiebungsfläche an der Basis der Wildflyschdecke weggeschnitten. Ihr Fehlen in diesen Teilen der Ringelkette ist also keine stratigraphische, sondern eine tektonische Erscheinung.

3. Es ist zuzugeben, dass im Innern der Flyschmergelmassen auf der Südabdachung der Segnes-Ringelgruppe einzelne unbeständige Nummulitenbänke vorkommen, die nach Gesteinscharakter und Fauna auffallend mit der Assilinengrünsandbank übereinstimmen, die in diesem Gebiet unmittelbar auf der obern Kreide sitzt. Allein die Mergelschiefer, in die sie eingebettet sind, unterscheiden sich lithologisch deutlich von den helvetischen Globigerinenmergeln. Sie gehören nach meiner Ansicht zum Wildflysch; daher können jene Nummulitenbänke nicht als stratigraphische Wiederholungen der Bürgenschichten im Sinne Blumenthals betrachtet werden. Dazu gehören z. B. eine dünne unbeständige Nummulitenbank im Flysch von Plaun dils Ails nordwestlich von Raschiglius sura, die zerrissenen Nummulitenfetzen in der Ostwand des Trinserhorns (Tafel 29, Figur 4) und vereinzelte Nummulitenstreifen im Gipfelgrat der Ringelkette.

Unsicher erscheint mir noch die tektonische und stratigraphische Stellung der drei an der Nordwestecke des Flimsersteins am Grat südlich von der Furka 2551 m aufgeschlossenen Assilinengrünsandbänke (Tafel 28, Figur 1). Sie sind 2—5 m mächtig und werden voneinander durch 5—8 m mächtige Zwischenlagen von schwarzen, glänzenden, dünnblätterigen Mergelschiefern getrennt. Sowohl ihr Liegendes wie ihr Hangendes wird durch ähnliche Mergelschiefer gebildet, die jedoch bräunlich anwitternde sandige Kalkplatten einschliessen und daher keine helvetischen Stadschiefer sein können, sondern zum Wildflysch gerechnet werden müssen. Wenn die Mergelschiefer zwischen den Nummulitenbänken als Senonmergel betrachtet werden könnten, so dürfte man an einen Zusammenhang mit der Stirnregion der Mirutta- oder Panärafalte denken; allein ein solcher Zusammenhang lässt sich nicht feststellen, und die drei Nummulitenbänke keilen auf beiden Seiten des Grates nach unten rasch aus. Es erscheint mir darum wahrscheinlicher, dass auch sie zu den im Wildflysch schwimmenden Nummulitenkalkfetzen gehören.

Südlich von Platta martscha (Alp Raschiglius), im Bette des von der Furca herkommenden Baches (Tafel 28, Figur 1), bilden die Bürgenschichten der Panärafalte die Krönung einer 10—15 m hohen Steilstufe. Auf gelblich anwitternden Seewermergeln liegt zunächst eine 3—4 m mächtige Grünsandbank mit *Assilina exponens*; darüber folgen einige dünnere Kalk- und Mergellagen, die zum Teil von ungeheuren Mengen von *Assilina mamillata*, D'Archiac, erfüllt sind.

In der Karnische zwischen Trinserhorn und Piz Sax kann man am Saxbach in der Stirnregion der Panärafalte in der Höhe von etwa 2330 m bequem folgendes Profil feststellen:

1. Plattig-schieferiger, bräunlichgelb anwitternder Seewerkalk, in verkehrter Lagerung etwa 45° steil nach S fallend. Nordwärts folgt nach scharfer Grenze, ebenfalls verkehrtliegend:
2. *a)* 1,2—1,5 m Assilinengrünsand, inwendig dunkel blaugrau, grünlichbraun anwitternd, zunächst etwas plattig-schieferig, dann massiger und hier reich an *Assilina exponens*.
   b) Etwa 4 m dunkel blaugraue, schieferige Mergel mit eingelagerten, etwas glaukonitischen sandigen Kalkplatten von 1—3 cm Dicke, meistens ganz erfüllt von *Assilina mamillata*.
3. Etwa 4 m gelblichgrau anwitternde, dunkelgraue, etwas knorrige Kalkschiefer von Seewerkalktypus, wahrscheinlich ein kleines sekundäres Seewerkalkgewölbchen darstellend.
4. Etwa 3 m Schuttbedeckung.
5. 1,5—2 m Assilinengrünsand mit dünnen, mergeligen Einlagerungen, die grünsandigen Teile ganz erfüllt von *Assilina exponens*, die mergeligen reich an *Assilina mamillata*.
6. Etwa 3 m grünlichgrau anwitternde, innen dunkelgraue, grünsandige Schiefer, reich an grossen, dunkeln Foraminiferenkörnchen, mit vereinzelten Nummuliten und undeutlichen Schalenresten, wahrscheinlich das Äquivalent der Pektinitenschiefer.
7. 10—12 m Schuttbedeckung.
8. Typischer Wildflysch: Schwarze, knorrige Schiefer mit eingelagerten Brocken, Blöcken und unregelmässigen Bänken von glimmerreichem Sandstein.

Nördlich von Alp Surcruns, auf der vom Gipfel 2707 m nach S absteigenden Felsrippe findet man die Bürgenschichten wieder in überkippter Lage mit scharfer Grenze an blaugrauen, dichten, plattigen Seewerkalk anstossen. Das Nummulitenband ist hier etwa 8 m mächtig und besteht im untern und mittleren Teil aus glaukonitreichem Assilinengrünsand, oben aus etwa 1 m blaugrauen Mergelschiefern mit massenhaften Exemplaren von *Assilina mamillata*. Darüber folgen 0,6 m schieferiger Grünsand, ohne oder höchstens mit vereinzelten Nummuliten und mit Pyritknollen, und rasch in 3—4 m lebhaft braun anwitternde, sandig anzufühlende, an feinen weissen Glimmerschüppchen reiche glaukonitische Schiefer mit Pyritknollen übergehend (Pektinitenschiefer). Diese Schiefer sind ziemlich reich an kleinen dunkelgrünen Punkten, die wahrscheinlich Glaukonitausfüllungen von Foraminiferenschälchen darstellen. Der wenige Meter nördlich davon anstehende Flysch enthält Bänke einer groben Echinodermenbreccie mit grossen vorragenden Quarzkörnern und seewerartige knorrige Kalkschiefer und gehört bereits zum Wildflysch.

Am Westabhang des Tschepp (Tafel 28, Figur 6) liegen die Bürgenschichten der Panärafalte mit scharfer Grenze auf schwarzen, glänzenden Mergelschiefern, die wahrscheinlich die Senonmergel darstellen, und bilden eine 2—5 m mächtige Glaukonitkalkbank, reich an *Assilina exponens*, mit ziemlich vielen *Orthophragmina discus* und vereinzelten *Spondylus*. Die sonst in diesem Gebiete den obern Teil der Schichtgruppe bildenden Mergel mit *Assilina mamillata* fehlen hier, wahrscheinlich infolge Verquetschung. Über dem Assilinengrünsand liegen unmittelbar mattgraue Globigerinenmergel.

3. Glarnerdecke.

Am Abhang des Schild im Walde über den Kreidefelsköpfen oberhalb Ennetbühls, zwischen Sööli und Bärentros, beobachtet man folgendes Profil:

1. Mit scharfer, wellig bis zackig unebener Transgressionsgrenze (Figur 76) auf Seewerkalk aufruhend etwa $3{,}_5$ m massiger, fast ungeschichteter, glaukonitreicher Grünsandkalk, dunkel rostbraun anwitternd, inwendig dunkel grüngrau, feinkörnig, reich an sehr feinen weisslichen Quarzkörnchen. Die untersten $0{,}_7$—$0{,}_9$ m enthalten nur vereinzelte *Assilinen*, *Spondylus* und *Pecten*; im mittleren und oberen Teil liegen drei fossilreiche, unscharf begrenzte Grünsandlagen von je 30—60 cm Dicke, getrennt durch 30—50 cm dicke Grünsandlagen mit nur vereinzelt oder gruppenweise eingestreuten Fossilien. Die Fossillagen sind ungeheuer reich an *Assilina exponens*, J. de C. Sow., dazwischen kommt auch *Assilina mamillata*, d'Arch., ziemlich häufig vor, nur vereinzelt findet man *Nummulina complanata*, Lam., und *Orthophragmina discus*, Rütim. Nicht selten sind in den Assilinenlagen wie auch in den fossilärmern Zwischenlagen *Pecten Parisiensis*, d'Orb., *Pecten corneus*, Sow., und *Spondylus*arten. Im Niveau der obersten Assilinenlage stellen sich zahlreiche auffallend grosse (Durchmesser bis $0{,}_5$ mm) dunkel blaugrüne Glaukonitkörner ein. Gleichzeitig wird das Gestein auch reicher an kleinen weissen Glimmerschüppchen und nimmt eine unvollkommen schieferige Textur an. Übergang zu:
2. $3{,}_5$—4 m inwendig dunkelgraues, unvollkommen schieferiges Gestein, reich an ziemlich grossen weissen Glimmerblättchen und an feinen Glaukonitkörnchen, während die grossen Glaukonitkörner rasch verschwinden, mit dicker rostigbrauner Verwitterungsrinde. Petrefakten wurden nicht beobachtet. Rascher Übergang in:
3. 2—3 m gelblich bis bräunlichgrau anwitternde, unebenflächige, sandig anzufühlende Mergelschiefer, inwendig dunkelgrau, reich an feinen, weissen Glimmerblättchen und mit ziemlich vielen kleinen dunkelgrünen oder blaugrünen Glaukonitkörnchen (Schichtgruppe der Pektinitenschiefer). Allmählicher Übergang in:
4. Gelblichgrau anwitternde Mergelschiefer ähnlich Nr. 3, aber anscheinend ohne Glaukonitkörnchen und ziemlich reich an Globigerinen, die auf den gebleichten Oberflächen sich als dunkle Körnchen zeigen (Stadschiefer).

Dieselbe Schichtreihe lässt sich sehr bequem tiefer unten am Schildabhang oberhalb Helgenhüsli am Weg von Ennetbühls nach den Ennetbergen und im sogenannten Katzenwäldli unterhalb Ennetbühls kaum 50 m über dem Linthufer beobachten. Stets gliedert sich hier die Nummulitenbildung in einen 3—4 m mächtigen Assilinengrünsand mit lagenweise angehäuften *Assilinen* und einen 4—8 m mächtigen, ziemlich glimmerreichen, schieferigen, glaukonitischen, sterilen Kalksandstein, der ohne scharfe Grenze in die schwach glaukonitischen Pektinitenschiefer übergeht. Ausser den oben genannten Petrefakten wurde bei Ennetbühls auch *Orthophragmina discus*, Rütim., var. *laevitenuis* gefunden.

Dieselbe glaukonitische Facies mit Vorherrschen von *Assilina exponens* zeigen die Bürgenschichten in allen andern Teilen der Glarnerdecke, so am Ostfusse des Glärnisch vom Stöckli westlich von Glarus bis zum Luchsingertobel, auf Nussbühl bei Linthal und auf dem Saasberg östlich von Rüti.

Am Gipfel des Kammerstocks sind die Bürgenschichten nach P. von Schumacher (**335**, p. 12/13) etwa 7 m mächtig und gliedern sich in 4 m Assilinengrünsand, in den obern 3 m reich an

Assilina exponens und *A. mamillata* und mit spärlichen *Orthophragminen*, $0{,}_3$—$0{,}_4$ m grauen Complanatakalk, reich an *Nummulina helvetica* und mit spärlicheren *N. complanata*, und 2—3 m schwach glaukonitischen sterilen Sandstein.

4. Mürtschendecke.

Die besten Aufschlüsse finden sich südlich vom Dorfe Filzbach zwischen 1050 und 1290 m im Bette des Filzbaches und am Wege nach den Hütten der Alp Habergschwend. In der Umgebung dieser Hütten lässt sich folgendes Profil feststellen:

1. Hell gelblichweiss anwitternde, grobschieferige, mergelige Seewerschichten mit ziemlich vielen *Inoceramen*, seitlich und vertikal in dichten Seewerkalk übergehend. Der Kontakt mit den Nummulitenschichten ist nicht klar aufgeschlossen; doch folgt bei der nördlichsten Hütte kaum 20 cm über dem obersten Seewerkalkaufschluss:
2. Nummulitenschichten:
   a) 4—5 m dunkel rostbraun angewitterter Assilinengrünsand, inwendig dunkelgrün, feinkörnig, sehr reich an Glaukonit und an kleinen weissen Pünktchen. Die sehr zahlreichen Exemplare von *Assilina exponens* sind wie in der Glarnerdecke lagenweise angehäuft. Die Hauptassilinenschicht liegt etwa 50—80 cm über dem Seewerkalk. In weit grösserer Zahl als in der Glarnerdecke sind in das Gestein (auch in die nummulitenärmern Partien) Muscheln eingestreut. Es wurden bestimmt:
   Pecten (Chlamys) Parisiensis, d'Orb.; sehr häufig.
   Pecten (Chlamys) plebejus, Lam.
   Pecten (Entoleum) corneus, Sow.
   Ostrea (Alectryonia) cymbularis, Z. Münst.
   Spondylus bifrons, Z. Münst.
   Spondylus rarispina, Desh.
   Spondylus multistriatus, Desh.
   Spondylus radula, Lam.
   Spondylus limiformis, Bellardi.
   Der Glaukonitkalk geht nach oben rasch über in:

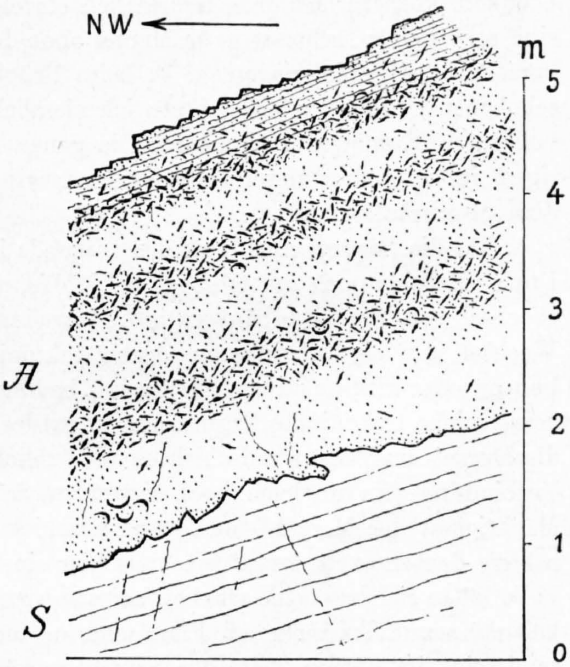


Fig. 76. Transgression von Assilinengrünsand (A) auf Seewerkalk (S) im Walde unterhalb Bärentros am Schild.

   b) 2—3 m grünlich oder gelblichgrau anwitternde, grobschieferige Kalkmergel, inwendig grünlichgrau bis dunkelgrau, ziemlich reich an dunkel blaugrünen Glaukonitkörnern und glänzenden weissen Pünktchen, arm an Nummuliten, aber mit vielen Exemplaren von *Pecten* und *Spondylus*. Rascher Übergang in:
   c) 3—4 m dunkel rostbraun angewitterter Glaukonitsandkalk, stellenweise fast petrefaktenleer, an andern Stellen reich an *Assilina exponens*, *Pecten*- und *Spondylus*arten wie *a*. — Im Bache westlich von den Hütten wird der Assilinengrünsand unmittelbar von den Valangienmergeln der Säntisdecke überlagert.

Da in der Umgebung der Hütten von Habergschwend einige kleine SE—NW streichende Brüche die Schichten zu durchschneiden scheinen, kann man, zumal die Aufschlüsse der Vegetationsdecke wegen etwas unvollkommen sind, im Zweifel sein, ob die Grünsandbank *c* wirklich eine stratigraphisch über den Schiefern *b* liegende selbständige Schicht darstellt oder ob sie identisch ist mit der untern Grünsandbank *a* und bloss durch Verwerfung über das Niveau der letztern emporgehoben worden ist. Ich konnte jedoch an einer Stelle westlich von den Hütten, ebenso im Bachbett oberhalb des in den Karten verzeichneten Öhrlikalks die grüngelb anwitternden Schiefer *b* deutlich unter

Assilinengrünsand untertauchen sehen. Es sind also hier wahrscheinlich mindestens zwei selbständige Assilinengrünsandbänke vorhanden, getrennt durch glaukonithaltige Schiefer mit Muscheln und vereinzelten Assilinen.

Im Zusammenhang damit müssen die auffallenden Erscheinungen betrachtet werden, die man nördlich von Habergschwend oberhalb und unterhalb der Stelle, wo der Alpweg Filzbach-Habergschwend den Filzbach überschreitet, beobachten kann (Tafel 23, Figur 5). Unter dem Öhrlikalk der Säntisdecke, der hier in Form einer etwa 150 m langen und 15 m dicken Linse zwischen den Nummulitenschichten und den Valangienmergeln der Säntisdecke erhalten geblieben ist, findet man im Bachbett ungefähr zwischen 1120 m und 1050 m eine 5—20° nach NW fallende Wechsellagerung von zahlreichen Grünsandbänken mit Mergelschieferlagen. Die Grünsandbänke — ich zählte deren nicht weniger als 19 — stimmen lithologisch mit denjenigen von Habergschwend überein und sind meistens $0{,}_4$—$2{,}_5$ m, ausnahmsweise aber auch 5—6 m dick. Bald treten die *Assilinen* darin nur spärlich, bald nester- oder lagenweise gehäuft auf, vereinzelt beobachtet man auch *Pecten-* und *Spondylus*arten. Meistens sind sie scharf gegen die Mergellagen abgesetzt, hie und da ist ein rascher Übergang in die hangenden Mergel zu bemerken. Die Mergellagen sind meistens nur $0{,}_1$—1 m dick, einige erreichen aber eine Mächtigkeit von 6—8 m. Die meisten sind wie die Mergel zwischen den Grünsandbänken von Habergschwend gelblich anwitternde, innen dunkelgraue Mergelschiefer mit feinen weissen Glimmerschüppchen und mehr oder weniger reich an verhältnismässig grossen dunkelgrünen Glaukonitkörnern; manche, namentlich einzelne der dickern Lagen im untern Teil der Schichtfolge, sind sehr weiche, schwarzgraue Mergel ohne deutlich sichtbare Glaukonitkörner. In einigen der glaukonithaltigen Schieferlagen (z. B. beim Brücklein über den Filzbach und 3—5 m unter dem überschobenen Öhrlikalk) beobachtete ich ziemlich viele Exemplare von *Assilina exponens* mit prachtvoll roten Kammerausfüllungen. Die ganze Schichtfolge endigt unten mit einer etwa 5 m mächtigen, im untersten Meter fast sterilen massigen Grünsandbank, die mit messerscharfer Grenze auf dem Seewerkalk ruht.

Da die Bürgenschichten sonst nirgends in der Mürtschendecke, weder bei Stalden südlich vom Dorfe Filzbach noch auf Obstock bei Mollis, noch am Wiggisfuss bei Näfels, einen derartigen reichen Wechsel von Grünsandbänken und Mergellagen zeigen, muss man sich fragen, ob vielleicht jener Wechsel nur ein scheinbarer, durch tektonische Ursachen (Brüche, schuppenförmige Überschiebungen oder zickzackartige Faltungen) bedingter sei. Ich konnte jedoch trotz aller Aufmerksamkeit keine solche tektonische Erscheinungen entdecken. Man sieht im Bette und an den Ufern des Baches die Mergel- und Grünsandschichten tatsächlich ungestört übereinanderliegen und kann nirgends eine Verbindung von ungleich hoch liegenden Schichten durch Faltung wahrnehmen. Die wechselnde Mächtigkeit der Mergel- und Grünsandschichten und einzelne Änderungen ihres lithologischen Charakters deuten auch darauf hin, dass hier eine echt stratigraphische Schichtreihe vorliegt. In diesem Falle hätte sich also eine starke Faciesänderung gegenüber der Glarnerdecke vollzogen: die Mächtigkeit wäre auf das mehr als Fünffache angewachsen, und an Stelle des sterilen, schieferigen Grünsandsteins im oberen Teile der Schichtgruppe wäre ein vielfacher Wechsel von Assilinengrünsandbänken und Schiefern mit *Assilinen*, *Pecten* und *Spondylus* getreten. Die Erscheinung, dass in den übrigen Teilen der Mürtschendecke die Bürgenschichten nur 8—10 m mächtig sind und nur aus 2—3 durch glaukonithaltige Schiefer getrennten Glaukonitkalkbänken bestehen, liesse sich durch die Annahme erklären, dass dort der obere Teil der Schichtgruppe durch die Überschiebungsfläche der Säntisdecke abgeschnitten ist [1]).

5. Axendecke und Silberndecken.

Am Nordfusse des Deyenstocks, an der Kante zwischen Deyenalp und Blanken (Figur 77) folgen auf den Schrattenkalk des Stirngewölbes der Axendecke zunächst 4—5 m glaukonitreicher,

[1]) Diese Erklärung ist anwendbar für die Nummulitenschichten des Kerenzerberges, der Wiggiskette und von Betlis auf der Nordseite des Walensees, versagt aber für die Gegend von Laubegg und Stäfeli am Südabhang des Leistkamms, wo nach Arnold Heim (**228**, p. 134 und Walenseekarte) über Assilinengrünsand von wenigen Metern Mächtigkeit eine mächtige Folge von Globigerinenmergeln liegt. Vielleicht gehören aber diese Flyschmergel, wie ihre östliche Fortsetzung auf Sälsalp und Walenstadterberg, zur Wildflyschdecke.

sandiger Kalk, die als Gault betrachtet werden müssen, da ich darin trotz langem Suchen keine Spur von Nummuliten, dagegen zwei kleine Belemniten *(Belemnites minimus?)* fand (vgl. p. 365). Nach scharfer tektonischer Grenze folgt dann in überkippter Stellung das Eocän (Figur 77):

1. 2—2,5 m glaukonitreicher Kalk, sehr reich an *Assilina exponens*, Sow., auch mit *Orthophragmina discus*, Rütim.
2. 2—2,5 m gelblich anwitternde, etwas knollige Kalkmergel, in einzelnen Lagen sehr reich an *Assilina exponens*, Sow., darin auch *Spondylus* sp.

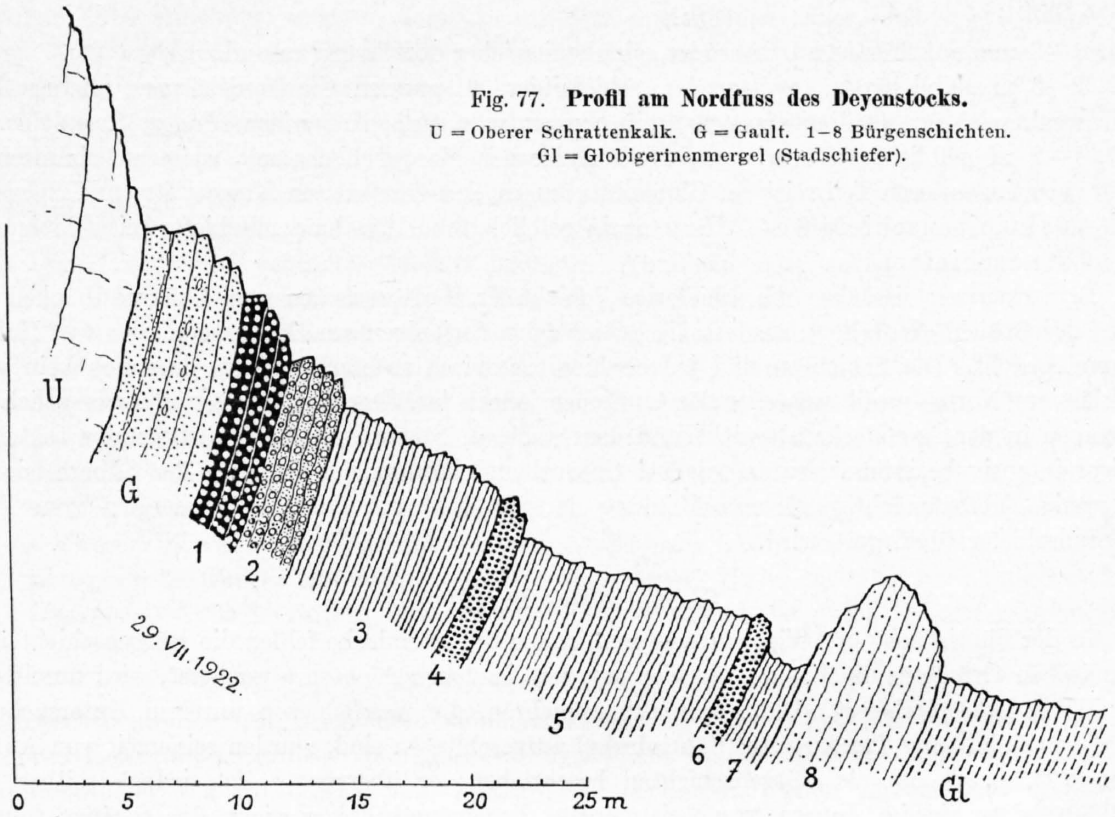


Fig. 77. **Profil am Nordfuss des Deyenstocks.**
U = Oberer Schrattenkalk. G = Gault. 1—8 Bürgenschichten.
Gl = Globigerinenmergel (Stadschiefer).

3. 8—10 m gelblich anwitternde, dunkelgraue schiefrige Mergel, reich an glänzenden Glimmerschüppchen und mit einzelnen Austernschalentrümmern. Rascher Übergang in
4. Etwa 1 m glaukonitreicher, sandiger Kalk mit glänzenden Glimmerschüppchen und feinen Quarzkörnchen, anscheinend ohne Nummuliten; vereinzelte *Pecten*. Übergang in
5. 10—12 m gelblich anwitternde, schwach glaukonithaltige, grobe Mergelschiefer, anscheinend steril.
6. Etwa 1 m glaukonitreicher Kalk, ähnlich Nr. 4.
7. 2,5 m schwach grünsandige, sterile Mergelschiefer.
8. Etwa 6 m dunkelgrauer, schwach glaukonithaltiger, feinsandiger, mergeliger Kalk, eine vorragende Rippe bildend, anscheinend fossilleer. Übergang in
9. Gelblich anwitternde Globigerinenmergel (Stadschiefer), in den ersten 3—5 m noch etwas glaukonithaltig, über 50 m mächtig.

Nahe dem Westende der Deyenkette findet man in einer Runse westlich vom Sulzbach über dem Seewerkalk:

1. Etwa 6 m Assilinengrünsand mit etwa 3 von *Assilina exponens* erfüllten Gesteinslagen.
2. Gelbbraun anwitternde, innen dunkel bräunlichgraue, sandige Mergelschiefer, reich an weissen Glimmerschüppchen, mit vielen dunkel blaugrünen Glaukonitkörnern und vereinzelten Pyritknollen; etwa 10 m mächtig aufgeschlossen. Eine 3—4 m über dem Assilinengrünsand liegende Mergellage ist reich an Glaukonitkörnern und enthält viele Exemplare von *Assilina exponens*

und einzelne Muscheltrümmer. Vereinzelte Nummuliten finden sich auch noch in den obersten Mergellagen. — Darüber folgen verrutschte Valangienmergel der Säntis-Drusbergdecke.

Bei Loch (Unter Längenegg) enthält der Assilinengrünsand neben massenhaften Exemplaren von *Assilina exponens*, Sow., *Pecten Parisiensis*, d'Orb., *Spondylus bifrons*, Z. Münst., *Cardium gigas*, Defr. (= *C. hippopeum*, Desh.), *Inoceramus*, sp. nov., *Conoclypeus conoideus*, Lam., sp.

Am Nordabhang der Silbern, im Tälchen südlich von Schönbühl, zeigen die verkehrt an der Basis der oberen Silberndecke liegenden und offenbar stark gequetschten Bürgenschichten folgendes Profil:

1. 1—2 m dunkelrostig anwitternder, glaukonitreicher Assilinengrünsand.
2. 2—3 m gelblichgrün anwitternder, schieferiger, an grossen Glaukonitkörnern reicher Grünsand, reich an *Assilina exponens*, mit *Nummulinen, Orthophragminen, Pecten, Spondylus*.
3. 1—2 m gelblichgrau anwitternder, dunkelgrauer Mergelschiefer mit weissen Glimmerblättchen, im unteren Teil reich an Glaukonitkörnern, mit vereinzelten *Nummuliten* und *Spondylus* (Pektinitenschiefer). — Übergang in gelblichgraue Flyschmergelschiefer mit Globigerinen (Stadschiefer).

Bemerkenswert ist, dass die schieferige Schicht Nr. 2 oft zwischen zwei Grünsandbänken vom Typus der Schicht Nr. 1 liegt, so dass die Schichtfolge derjenigen am Deyenstock oder von Habergschwend gleicht. Die Schichten sind jedoch hier tektonisch so stark gestört, dass sich kein völlig zuverlässiges Normalprofil aufstellen lässt. Sicher jedoch ist, dass die Facies nicht wesentlich von derjenigen in der Axendecke abweicht und dass auch an Stellen, wo die Schichtgruppe tektonisch weniger intensiv beeinflusst wurde, wie bei Gampel und Horlaui am Nordfuss der Silbern, sie eine nur wenige Meter mächtige Grünsandbildung darstellt und von Globigerinenmergeln vom Typus der Stadschiefer überlagert wird.

6. Säntis-Drusbergdecke.

In der Säntisdecke der Wiggisgruppe und in der Rädertendecke fehlen die Bürgenschichten aus tektonischen Gründen; die Kreide, die hier mit den Amdenerschichten abschliesst, wird unmittelbar vom Wildflysch überlagert. Die Nummulitenschichten, die westlich von unserem Untersuchungsgebiet am Südabhang des Aubrig (Säntisdecke) aufgeschlossen sind, wurden seinerzeit von Arnold Heim (**205,** p. 53—56) als Bürgenschichten beschrieben; er überzeugte sich jedoch seither (**311,** p. 49/50), dass sie im Innern von Leistmergeln liegen und daher nicht die eocänen Bürgenschichten der Säntisdecke sind.

Ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes, im westlichen Teil der Drusbergdecke, erscheint an manchen Orten, z. B. auf Krauternalp im Fronalpstockgebiet (**174,** p. 35/36), bei Illgau und östlich von Iberg in der Drusbergkette über den Wangschichten eine über 20 m mächtige Nummulitenbildung (vgl. Arnold Heim, **205,** p. 56—61). Sie weicht nach Gesteinscharakter und Fauna stark von den bisher besprochenen Bürgenschichten ab und erinnert auffallend an manche Nummulitenkalke des Wildflysches, weshalb Arnold Heim Bedenken trug, sie unter die Bürgenschichten einzureihen. Es ist aber kaum zu bezweifeln, dass sie mit der liegenden Kreide eine tektonisch einheitliche Schichtreihe bildet und das Lutétien darstellt, das mit scharfer Transgressionsgrenze auf den Wangschichten ruht.

In der Geologischen Karte der Glarneralpen habe ich die vor und unter dem Fluhbriggewölbe liegenden Nummulitenkalkmassen als Bestandteile des Wildflysches dargestellt, weil sie nach Gesteinscharakter und Fauna mit denjenigen anderer Wildflyschgebiete übereinstimmen, und weil ich die Mergel in ihrem Liegenden und Hangenden als Wildflysch betrachtete. Wie p. 393 erwähnt wurde, ruhen aber nach den Untersuchungen von A. Ochsner (**302,** p. 75—100), und wie ich mich 1922 selbst überzeugt habe, die Nummulitenriffe der Rotwand, des Mützensteins und des Muttsteins auf Wangschichten wie diejenigen der Drusbergkette bei Iberg und gehören mit diesen und den darunterliegenden Amdenerschichten zur normalen Schichtenfolge der Drusbergdecke. Sie gehören tektonischen Schuppen an, die vom Rücken der Drusbergdecke abgeschürft und nordwärts verschleppt worden sind. Dagegen ist das in gleicher Facies ausgebildete Nummulitenkalkriff, das

am Brehmenrain östlich vom Fluhbrig aus Moräne und Gehängeschutt herausschaut, zum verkehrten Mittelschenkel der Drusbergdecke zu rechnen.

Die massenhaften, zum Teil sehr grossen Nummulitenblöcke, die an den Abhängen des Fluhbrig nördlich von Fläschli und zwischen Alpeli und Au auf dem Wildflysch liegen, betrachtete ich als aus dem Wildflysch herausgewitterte Blöcke und nicht als Sturzmassen, da heute keine anstehenden Nummulitenfelsen zu sehen sind, von denen sie abgestürzt sein könnten. Wenn sie aber nicht zum Wildflysch, sondern, wie Ochsner annimmt, zum Schichtensystem der Drusbergdecke gehören, wird man doch annehmen müssen, dass sie aus dem anstehenden, aber jetzt durch Schutt verhüllten Nummulitenkalk des Fluhbriggewölbes stammen und als Gehängeschutt oder Erratikum an ihren heutigen Standort gelangt sind.

An der Rotwand und am Mützenstein zeigen die Nummulitenschichten nach Ochsner und meinen eigenen Beobachtungen folgende Gliederung:

1. Etwa $0{,}_5$ m sehr glaukonitreicher Kalk (Glaukonitit), mit scharfer Grenze auf den Wangschichten ruhend. In eine dunkelgrüne, grösstenteils aus feinen Glaukonitkörnchen bestehende Grundmasse sind zahlreiche lebhaft blaugrüne, rundliche oder eckige Glaukonitkörner von $0{,}_5$—2 mm Durchmesser eingebettet. Ziemlich viele *Pecten* und *Austern*.
2. Etwa 1—2 m grünlichbraun anwitternder, etwas glaukonithaltiger Kalk, sehr reich an weissen oder gelblichweissen, rundlichen, aus Calcit bestehenden Körnern von $0{,}_5$—1 mm Durchmesser. Neben vielen kleinen Nummuliten enthält das Gestein sehr viele *Pecten* und andere *Bivalven*.
3. Etwa 20 m hell bräunlichgrau anwitternder, ziemlich massiger Kalk, innen bläulich bis bräunlichgrau, fast ganz aus Nummuliten zusammengesetzt, mit Echinodermentrümmern und oft reich an grauen *Lithothamnien*knollen von $0{,}_5$—3 cm Durchmesser, die oft *Nummulinen* einschliessen. Ziemlich häufig ist *Nummulina complanata*, Lam., var. *minor*, Heim, auch *Orthophragminen*, *Assilina granulosa*, d'Arch., var. *minor*, Heim, weitaus am häufigsten kleine *Nummulinen* von 1—5 mm Durchmesser. — Das Hangende ist durch Erosion verschwunden.

b) Facies.

Am Aufbau der Bürgenschichten nehmen Gesteine von verschiedenem Facies charakter teil. Die durch Reichtum an groben Quarzkörnern ausgezeichneten Sandsteine und Sandkalke, die im autochthonen und parautochthonen Linthgebiet überwiegen, dürfen als eine neritische Bildung betrachtet werden. Neben dem klastischen Quarzgehalt sprechen auch die oft reichlich auftretenden dickschaligen Muscheln und die Seeigel für die Ablagerung in einem seichten und nicht allzu weit von der Küste entfernten Meere. Die Quarzkörner können kaum aus dem Aarmassiv stammen, da dieses, wie die Nummulitenschichten auf dem Kistenpass und auf dem Selbsanft beweisen, zur Zeit ihrer Ablagerung ganz vom Meere überflutet war. Arnold Heim (**205,** p. 160/161) vermutet, das Festland, das die Quarzkörner lieferte, sei im NW, im herzynischen Gebiet von Schwarzwald und Vogesen, zu suchen, da die Bürgenschichten der Zentral- und Westschweiz sich durch besonders mächtige Sandkalke auszeichnen und die Korngrösse im allgemeinen gegen E und S abnimmt.

Von etwas grösserer Ablagerungstiefe, aber wahrscheinlich doch eine neritische bis hyponeritische Bildung sind die in den nördlichsten autochthonen Falten des Linthgebietes über den Sandkalken auftretenden mergeligen Nummulinen- und Orthophragminenkalke.

Eine typisch neritische Bildung sind die Nummulinen- und Lithothamnienkalke der Drusbergdecke auf der Westseite des Wäggitales. Sie sind eine fast rein organogene Bildung.

Schwieriger ist die Facies des in den untern und mittleren helvetischen Decken herrschenden Glaukonitkalkes zu beurteilen. Der Glaukonitgehalt beweist, dass er eine echt marine Bildung ist, jedoch nicht im Litoralgebiet und auch nicht in allzu grosser Entfernung von der Küste sich gebildet hat. Arnold Heim (**205,** p. 163—165) betrachtet ihn als eine bathyale Bildung mit einer Ablagerungstiefe von rund 500 m. Das Fehlen grobklastischer Einschwemmungen und die langsamen Faciesänderungen in horizontaler und vertikaler Richtung sprechen zugunsten dieser Anschauung. Die oft zahlreich auftretenden Muscheln und einzelne Seeigel deuten auf die nicht allzu grosse Entfernung der Küste hin.

c) Faciesänderungen.

In den autochthonen Falten zu beiden Seiten des Linthtales sind die Bürgenschichten in der Facies ausgebildet, die Arnold Heim (**205,** p. 144) als Bürgenfacies beschrieben hat. Ihre Hauptmasse besteht aus neritischen Quarzsandsteinen und quarzreichen Sandkalken, deren Mächtigkeit von N nach S von 5 auf 25 m anwächst und deren Reichtum an Nummuliten mit abnehmendem Quarzgehalt von unten nach oben und von N nach S allmählich zunimmt. In den untersten Falten liegt unter diesen Quarzsandkalken als tiefstes eocänes Schichtglied eine 1—20 m mächtige Mergelschiefermasse, deren chronologische Stellung wegen Mangel an Fossilien noch unbestimmt ist. Von der Torkopffalte und der Gegend des Claridenfirns an bleibt jedoch diese Mergelbildung verschwunden. Dafür beginnt hier an der Basis der Sandkalke eine südwärts allmählich auf etwa 3 m Mächtigkeit anwachsende, von *Assilina exponens* erfüllte Bank von Glaukonitkalk sich einzustellen. Von den nördlichsten Aufschlüssen bis zum Muttseeplateau und bis zum Beckistock schliessen die Nummulitenschichten oben mit einer etwa 6 m mächtigen, durch ungeheuren Reichtum an *Orthophragminen* und *Nummulinen* (darunter *N. complanata*) ausgezeichneten Folge von schiefrigen Mergelkalken ab. Der Grenzsandstein, der in der Gegend des Kistenstöcklis über der «Complanatabank» liegt, scheint eine Eigentümlichkeit jenes Gebietes zu sein.

In den parautochthonen Falten des Clariden- und Vorabgebietes tritt die basale Assilinengrünsandbank überall in einer Mächtigkeit von 3—6 m auf. An die Stelle des an Fossilresten nicht sehr reichen Quarzsandsteins im mittleren Teil der Schichtgruppe ist ein an Quarzkörnern reicher Sandkalk getreten, dessen Fauna auch hier vorwiegend aus *Nummulinen* und *Orthophragminen* besteht, an Individuenzahl aber bedeutend zugenommen hat. Auch die Orthophragminenmergel im obersten Teil der autochthonen Bürgenschichten sind hier durch ziemlich quarzreiche Sandkalke ersetzt worden. Innerhalb der Sandkalkgruppe treten stellenweise einzelne mergelige Zwischenlagen auf. Auch in der Wagetenkette gliedert sich die Schichtgruppe in eine basale Assilinengrünsandbank und in ziemlich mächtigen neritischen Sandkalk mit Nummulinen und Orthophragminen; doch treten hier im untern Teil des letztern auch Streifen von Glaukonitsandstein auf. Die Mächtigkeit der Bürgenschichten schwankt in den parautochthonen Falten dieser Gebiete meistens zwischen 15 und 25 m. Sie besitzt ihr Maximum wohl im Fenster der Panärafalte auf Jätzalp mit etwa 30 m und scheint nach S abzunehmen.

Östlich vom Vorab, in der Ringel-Segnesgruppe und im Taminagebiet, erscheinen die Bürgenschichten der autochthonen und parautochthonen Falten in einer stark veränderten Facies. Schon in den autochthonen Falten des Taminatales ist die Mächtigkeit auf 10—12 m gesunken (Langwies-Vindels), und die ganze Schichtgruppe hat sich in einen lithologisch fast einheitlichen, mehr oder weniger glaukonitreichen, sandigen Kalk umgewandelt. *Assilina exponens* ist das herrschende Fossil geworden, und die Nummulinen und Orthophragminen treten an Zahl weit zurück. Die Quarzkörner haben an Zahl und namentlich an Grösse stark abgenommen. An Stelle der neritischen Facies des westlichen Gebietes ist eine mehr bathyale Facies getreten. In den parautochthonen Falten sind die Bürgenschichten nur noch 5—8 m mächtig. Der Gehalt an Quarzkörnern hat noch mehr abgenommen, und die schon im Autochthonen auf der Südseite des Calfeisentales vorhandene Gliederung in einen Glaukonitkalk mit *Assilina exponens* und eine darüberliegende Mergelbank mit massenhaften Exemplaren von *Assilina mamillata* ist auch hier ausgeprägt.

Die durch die Ausbildung als glaukonitreicher Kalk, das Vorherrschen von *Assilina exponens*, die Armut an *Nummulinen* und *Orthophragminen* und im allgemeinen durch geringe Mächtigkeit charakterisierte Mürtschenfacies der Bürgenschichten (vgl. **205,** p. 144) herrscht auch durch die untern und mittleren helvetischen Decken des Linthgebietes. In der Glarnerdecke liegt über einem 3—4 m mächtigen Glaukonitkalk mit lagenweise gehäuften *Assilina exponens* noch ein 4—8 m mächtiger steriler, schiefriger, glaukonitreicher Kalksandstein. In der Mürtschendecke folgt über der Haupt-Assilinen-Grünsandbank eine Wechsellagerung von fossilärmern Glaukonitkalkbänken mit Mergelschieferlagen, die vereinzelte Assilinen und Bivalven enthalten. Dadurch wächst zwischen Filzbach und Habergschwend die Gesamtmächtigkeit auf 30—40 m an.

Auch in der Axendecke und ihren Zweigdecken ist, nach den wenigen Vorkommnissen zu schliessen, der obere Teil der Bürgenschichten in einen Wechsel von fossilarmen Glaukonitkalkbänken und Mergellagen aufgelöst. Im westlichen Teil der Axendecke dagegen, bei Sisikon am Vierwaldstättersee, erscheinen die Bürgenschichten wieder in der neritischen Bürgenfacies ähnlich wie im autochthonen Linthgebiet (vgl. **205,** p. 51—53). An der Nordstirn der Säntisdecke sind sie am Säntis wieder als Assilinengrünsand von meistens nur 3—5 m Mächtigkeit ausgebildet. In Säntis- und Rädertendecke der Glarneralpen, in den Bergen zu beiden Seiten des Oberseetales, fehlen sie aus tektonischen Gründen. In ganz neuer Facies erscheinen sie dann wieder in der Drusbergdecke westlich vom Wäggital und in der Frohnalpstockgruppe als eine 20—30 m mächtige neritische Kalkbildung, die ganz erfüllt ist von *Nummulinen, Orthophragminen* und *Lithothamnien*knollen und an der Basis in einen muschelreichen Glaukonitkalk mit kleinen Nummuliten übergeht (Drusbergfacies).

Besonders auffallend ist die Tatsache, dass die neritische Bürgenfacies im Linthgebiet westlich vom Segnespass durch das ganze Gebiet der autochthonen und parautochthonen Falten, am Vierwaldstättersee sogar bis in die Axendecke hinauf herrscht, während östlich vom Segnespass die bathyale Mürtschenfacies schon im nördlichsten Teil der autochthonen Falten auftritt. Im abgewickelten Deckensystem verläuft also die Grenzzone der beiden Faciesbezirke nicht parallel zum Alpenstreichen, sondern durchschneidet dasselbe schief von NE nach SW.

Die schwach glaukonitischen Mergelschiefer (Pektinitenschiefer) mit spärlichen Bivalven und vereinzelten Nummuliten, die das Bindeglied zwischen den Bürgenschichten und den Globigerinenmergeln bilden, scheinen durch das ganze Gebiet ziemlich gleichförmig ausgebildet zu sein.

d) Landschaftlicher Charakter.

Da sowohl die Glaukonitkalke der Mürtschenfacies als auch die Sandkalke der Bürgenfacies und die zoogenen Kalke der Drusbergfacies sehr widerstandsfähig gegen die Verwitterung sind, so machen sich die Bürgenschichten an den Abhängen in Form einer Steilstufe bemerkbar, die besonders gegen die hangenden, leicht verwitterbaren Globigerinenmergel scharf abgesetzt ist und durch die düstere bis hellbraune Verwitterungsfarbe sich auch deutlich von den liegenden heller gefärbten Seewerschichten abhebt.

e) Die Diskontinuität zwischen Mesozoikum und Eocän.

Die Untereocänzeit war für das helvetische Faciesgebiet eine Festlandsperiode, während welcher die Kreide teilweise wieder abgetragen wurde. Erst im Lutétien tauchte unser Gebiet wieder unter das Meeresniveau. Es fehlen darum marine Ablagerungen des Untereocäns, und die Bürgenschichten transgredieren auf Kreideschichten verschiedenen Alters.

Die stratigraphische Lücke zwischen Mesozoikum und Lutétien ist am grössten in den nördlichsten autochthonen Falten des Linthgebietes, wo die Bürgenschichten auf Öhrlikalk, stellenweise (Eggli-Obbort) vielleicht sogar auf oberem Malm liegen. Gehen wir im abgewickelten Faciesgebiet nach S, so sehen wir die Lücke immer kleiner werden. Es stellen sich in den Falten der Nüschengruppe unter der Transgressionsfläche rasch nacheinander immer jüngere Kreideschichten, am Kistenpass endlich der Seewerkalk ein. Weiter im E, im Taminagebiet, ruhen die Bürgenschichten schon von den nördlichsten autochthonen Falten an auf Seewerkalk oder Seewerschiefer, stellenweise sogar auf Senonmergeln. Durch die parautochthonen Falten des Linthgebietes, durch die Glarner-, Mürtschen- und Axendecke hindurch bis in den Nordrand der Säntisdecke hinein bildet nun stets der Seewerkalk, an einzelnen Stellen auch Seewerschiefer, das Liegende der Bürgenschichten. Am kleinsten ist die Lücke im ursprünglich südlichsten Gebiet, in der Drusbergdecke, wo der Nummulitenkalk auf Wangschichten ruht.

Dass das Fehlen von Kreideschichten in den autochthonen Falten des Linthgebietes nicht durch mangelnde Sedimentation, sondern durch vormitteleocäne Abtragung bedingt ist, beweisen aufs schönste die Erscheinungen am Ostende der Claridenkette, wo sowohl in den tiefsten Falten

am Ostfusse des Kammerstocks wie in der obersten Falte am Zutreibistock die Bürgenschichten auf der untersten Kreide (am letztern Ort mit Resten einer Festlandsbildung) aufruhen, während dazwischen bei der Claridenhütte die Kreide bis in die Drusbergschichten hinaufreicht und an einer Stelle südlich davon sogar noch Gault und Seewerkalk vorhanden sind. Hier muss die Kreide auffallend unregelmässig abgetragen worden sein, während auf der Ostseite des Linthtales die Kreideschichten im abgewickelten Querprofil von der Transgressionsfläche fast geradlinig schief abgeschnitten werden. Auch sonst verläuft diese Fläche im allgemeinen glatt und geradlinig, zeigt aber hie und da wellige bis zackige Unebenheiten. Im einzelnen Aufschluss ist sie im ganzen parallel zu den Schichten des Liegenden; erst beim Überblick über ein grösseres Gebiet wird die Diskordanz der Bürgenschichten zum Mesozoikum auffällig.

Eine interessante Erscheinung zeigt die Transgressionsgrenze zwischen Seewerkalk und Bürgenschichten am obern Rand der Bergsturznische von Blanken am Nordrand der Kreidemasse, die als Rest der Bächistockdecke westlich von Auernalp Mittelstafel erhalten geblieben ist. Der Seewerkalk ist dort in der Grenzzone gegen den Nummulitengrünsand zusammengesetzt aus scharf umrandeten eckigen oder etwas gerundeten Seewerkalktrümmern von einigen Zentimetern Länge, die in eine tonige glaukonitische Grundmasse eingebettet sind. In schönster Weise lässt sich die Erscheinung im östlichen Teil von Blanken an den zahlreichen Seewerkalkblöcken beobachten, die vom obern Rand der Bergsturznische abgestürzt sind. Ein grosser Block dieser Art besteht zur einen Hälfte aus der Seewerkalkbreccie, zur andern Hälfte aus Assilinengrünsand; in der Grenzzone der beiden Bildungen aber schliesst der Grünsand, der die Lücken zwischen den Seewerkalkbrocken ausfüllt, bereits zahlreiche Exemplare von *Assilina exponens* ein. Offenbar wurde während der untereocänen Festlandsperiode der Seewerkalk an der Oberfläche in Trümmer aufgelöst, und bei Beginn der Lutétientransgression füllte der erste sich bildende Assilinengrünsand die Lücken zwischen den Seewerkalktrümmern aus.

Eine Erscheinung ähnlicher Art beobachtet man an einer Stelle auf Obstock bei Mollis, wo der Assilinengrünsand der Mürtschendecke diskordant auf den Seewerschichten sitzt und im untersten Teil kleine Brocken von Seewerkalk einschliesst.

2. Globigerinenmergel (Stadschiefer, untere Flyschmergel). (Priabonien.)

Diese Mergel sind durch das Bindeglied der Pektinitenschiefer, in die sie nach unten ohne scharfe Grenze übergehen, mit den Bürgenschichten zu einer kontinuierlichen Schichtfolge verbunden. Sie sind im ganzen Gebiete ziemlich gleichförmig, ohne auffallende Faciesunterschiede, ausgebildet und lassen auch in vertikaler Richtung keinen wesentlichen Gesteinswechsel erkennen.

Im autochthonen Gebiete erscheinen sie als eine mächtige Folge von dunkelgrauen bis blauschwarzen, gelblichgrau bis bräunlichgrau anwitternden, weichen Mergelschiefern mit sehr feinen weissen Glimmerblättchen. Meistens bilden sie ziemlich feste Bänke oder 2—10 cm dicke Platten, die sich wieder in ziemlich ebenflächige, dünnblätterige Schiefer spalten (z. B. auf Alp Vindels, Ladils und Gelbberg auf der Nordseite des Taminatales), oft aber erscheinen sie als gleichförmig dünnblätterige Schiefer ohne deutliche Sonderung in Bänke (z. B. am Abhang des Monte Luna gegen Vasön, im hinteren Teil des Mühlebachtobels westlich von Valens). Stets sind sie reich an Kleinforaminiferen (Globigeriniden), die auf den gebleichten Schieferflächen meistens in Form von dunkeln Körnchen hervortreten. In Gebieten starker tektonischer Pressung (z. B. bei Langwies und Vasön im Taminagebiet) sind die Schieferflächen oft serizitisch glänzend.

Nach Arnold Heim (**205,** p. 83, und **217,** p. 23 und 26) sind am Gipfel des Kistenstöcklis in die obersten 70 m der Bildung eine Reihe von Sandsteinbänken mit *Assilina mamillata* eingeschaltet. Ich konnte innerhalb meines Untersuchungsgebietes keine ähnliche Beobachtung machen; überall stellt die Schichtgruppe eine einheitliche Mergelmasse ohne jegliche Sandsteineinlagerung dar. Am Panixerpass findet man am Südwestabhang des Rotstocks längs des Weges zwischen der Passhöhe

und der Alp Meer unter den taveyannazartigen Sandsteinen zunächst einige Meter bräunlich anwitternde, etwas harte, nicht sehr glattflächige Kalkschiefer, hierauf die Hauptmasse der weichen, ziemlich ebenflächigen, gelblich anwitternden Globigerinenmergel. Sie sind hier, wie meistens in tektonisch komplizierten Gebieten, sehr reich an Calcitadern; der Abhang ist stellenweise ganz überschüttet mit den herausgewitterten, meistens 1—3 cm dicken, gelblichen Calcitplättchen. Etwa 50° nach SE fallendes Clivage durchkreuzt die ganze Mergelmasse, ohne jedoch ihre ursprüngliche, flach südlich fallende Bankstruktur zu verwischen (vgl. Tafel 26, Figur 4).

Die Mächtigkeit der Globigerinenmergel weist ziemlich starke Schwankungen auf, die zum Teil durch tektonische Quetschung bedingt sein mögen, gewiss aber auch zum Teil auf ursprünglichen Ungleichheiten der Ablagerung beruhen. Am Kistenstöckli erreichen sie nach Arnold Heim (**217,** p. 26) eine Mächtigkeit von 250—300 m; oberhalb Vättnerberg am Südabhang des Monte Luna beträgt sie kaum mehr als 150 m. Am Abhang zwischen der Panixerpasshöhe und Alp Meer ist sie mindestens 200 m, 3 km weiter im N, am Westabhang des Vorab bei Jätzalp Oberstafel, aber nur noch 100—120 m, und in den nördlichsten autochthonen Falten südlich von Linthal sinkt sie auf etwa 80 m herunter.

In der Griesstockdecke mögen die Globigerinenmergel auch 100—200 m mächtig sein; ihre wahre ursprüngliche Mächtigkeit lässt sich jedoch nicht bloss wegen der komplizierten Tektonik, sondern auch deswegen nicht genau angeben, weil die hangenden Flyschschichten fehlen. Häufig sind sie wieder dunkel blaugraue, weiche, dünnblätterige Mergelschiefer; aber in ausgedehnten Gebieten, z. B. auf Orthalden südlich über dem Urnerboden, im Kessel von Fisetenalp, am Abhang südlich von der Klausenpasshöhe, treten sie in Form von etwas knorrigen, bräunlich anwitternden, ziemlich harten Mergeln auf, die auf den ersten Blick stark an Wildflysch erinnern. Von dem im gleichen Gebiete unter dem Malm der Griesstockdecke liegenden echten Wildflysch unterscheiden sie sich jedoch durch das Fehlen von Kieselkalkbrocken, Quarziten, Breccien und andern fremdartigen Einschlüssen.

Ihr Minimum scheinen die untern Flyschmergel in der Wagetenkette zu erreichen. Sie bilden auf dem Südabhang der Wageten unter dem hier noch vorhandenen Taveyannazsandstein eine Schichtfolge von nur etwa 60 m Dicke.

Auch die Globigerinenmergel der Glarnerdecke, der Mürtschendecke und der Axendecke stimmen ihrem petrographischen Charakter nach ziemlich gut mit denjenigen des autochthonen Gebietes überein. Da jedoch ihr oberer Teil stets tektonisch weggeschnitten ist, so lässt sich ihre ursprüngliche Mächtigkeit hier nirgends feststellen, und es bleibt auch ungewiss, ob hier vor der Deckenbildung noch jüngere Flyschbildungen vorhanden waren und welcher Art dieselben waren. In der Glarnerdecke sind die Globigerinenmergel am Ostfusse des Glärnisch, z. B. auf der Terrasse von Leuggelen, unter der Überschiebungsfläche der Mürtschendecke bloss in einer Mächtigkeit von 30 bis 50 m erhalten. Ungefähr ebenso mächtig erscheinen sie östlich von der Eisenbahnstation Netstal unter der verkehrten Kreidescholle zwischen Glarner- und Mürtschendecke. In der Mürtschendecke sind am Kerenzerberg und am Wiggisabhang zwischen Näfels und Wiggisalpeli nur schwache Flyschreste vorhanden, da die Valangienmergel der Säntisdecke oft unmittelbar auf den Nummulitenschichten, am Südrande der Auernalp sogar auf dem Seewerkalk der Mürtschendecke ruhen. Zwischen Axendecke und Säntisdecke sind einzig auf Blanken am Ostende der Deyenkette stärkere Reste von Globigerinenmergeln erhalten geblieben. In den engen Synklinalen zwischen den Silberndecken treten sie auf der Nordabdachung der Silbern bei Alpeli und südlich davon in höchstens 10—20 m Mächtigkeit auf.

Im ganzen Gebiete von Glarner-, Mürtschen- und Axendecke sind die untern Flyschmergel einzig auf den Ennetbergen auf der Nordwestabdachung des Schild in mächtiger Entwicklung zu finden, wo sie eine tiefe Synklinale im Rücken der Glarnerdecke ausfüllen (vgl. Profil 8). Ihre wahre Mächtigkeit ist zwar der tektonischen Verhältnisse wegen schwierig zu ermitteln; doch muss sie mindestens 250 m betragen. In allen Aufschlüssen, sowohl im tieferen Teil in kleinen Runsenzügen östlich von Alpenbrückli (auf der Karte Elggisbrücke) und am Wege von Ennetbühls nach den Ennetbergen wie auch im höchsten Teil in einer grossen Schieferentblössung auf dem Nordwestabhang des Heustöcklis, erscheinen lebhaft gelblich bis bräunlichgrau angewitterte, inwendig dunkelgraue,

ziemlich ebenflächige Mergelschiefer, dünnblättrig spaltbar, aber meistens 5—20 cm dicke, ziemlich feste Platten bildend. Sie sind stets reich an sehr feinen weissen Glimmerschüppchen und enthalten häufig rostig verwitternde Pyritkonkretionen teils in Form von kleinen rundlichen Knollen, teils in Form von länglichen Streifen oder Fasern. An den gebleichten Oberflächen machen sich die Globigerinen wieder in Form von dunkeln Körnchen von meistens $0,_1$—$0,_5$ mm Durchmesser bemerkbar. In manchen Aufschlüssen sieht man neben den glattflächigen Schiefern auch dünne Lagen oder Nester von infolge Fältelung knorrigen Schiefern, die ein wenig an Wildflysch erinnern; allein sie enthalten niemals Kieselkalk- oder Sandsteinbrocken wie der echte Wildflysch, sondern als härtere Partien nur Calcitplatten oder etwas festere, unscharf begrenzte, glimmerige Kalkmergellinsen. Die wirre Textur dieser Schieferlagen ist offenbar eine rein tektonische Erscheinung; darum ist sie besonders häufig in den obersten 50 m unter der marmorisierten Kalkplatte des Heustöckligipfels (Mittelschenkel zwischen Glarner- und Mürtschendecke) zu beobachten.

In der Säntis-Drusbergdecke unseres Untersuchungsgebietes fehlen die Globigerinenmergel aus dem gleichen Grunde wie die Bürgenschichten.

Facies charakter. Die Globigerinenmergel dürfen als eine bathyale Bildung betrachtet werden. Nicht nur ihre Globigerinenfauna und das Fehlen von Makrofossilien, sondern auch die Gleichförmigkeit der mächtigen Ablagerung und die auffallende Konstanz der Facies durch das ganze Gebiet der östlichen Schweizeralpen hindurch sprechen zugunsten dieser Anschauung.

3. Flyschsandstein und Dachschiefer.
(Lattorfien.)
a) Gliederung und Gesteinscharakter.

Diese mächtigste Abteilung des helvetischen Flysches ist in den Glarneralpen auf das autochthone und parautochthone Gebiet beschränkt. In mächtigster Entwicklung tritt sie an den Abhängen des mittleren und hinteren Sernftales und Linthtales auf und setzt sich westlich von unserem Untersuchungsgebiet zu beiden Seiten des Schächentales fort. Als ziemlich mächtige Bildung erscheint sie auch im autochthonen Flysch des Taminatales und dringt von dort noch bis ins Weisstannental vor. Im nördlichen Teil der Glarneralpen nimmt sie einzig am Aufbau der Wagetenkette teil.

Es ist unmöglich, ein Normalprofil dieser Flyschabteilung mit genauen Mächtigkeitsangaben aufzustellen, weil im Sernftal und Linthtal dort, wo ihre oberen Teile in voller Mächtigkeit vorhanden sind, ihr unterer Teil nicht mehr aufgeschlossen ist, namentlich aber, weil der komplizierten und unübersichtlichen Tektonik wegen die einzelnen Schichten sich nicht über ein grösseres Gebiet zusammenhängend verfolgen lassen. Mit Sicherheit lassen sich aber folgende Schichtgruppen unterscheiden:

1. Taveyannazsandstein. Massiger, sehr zäher und harter, feinkörniger, dunkelgrüner Sandstein mit unscharf begrenzten, hellgrünen, rundlichen Flecken von 1—2 cm Durchmesser. Das Gestein ist in $0,_5$—$1,_5$ m dicke, oft rechtwinklig zu den Schichtflächen durchklüftete und rostig anwitternde Bänke abgeteilt, die durch meistens nur wenige Zentimeter, oft auch 10—30 cm dicke Lagen von dunkelgrauen Tonschiefern vom Typus der Dachschiefer getrennt werden. Nicht selten schliesst der Sandstein scharf begrenzte schwarze Tonschiefersplitter ein. Fossilien wurden darin bisher in unserem Gebiet nicht gefunden. Die 100—300 m mächtige Schichtfolge ruht stets mit scharfer Grenze auf den Globigerinenmergeln.

Nach den schon von Baltzer (**89**) und C. Schmidt (**115**) durchgeführten Untersuchungen enthält der Taveyannazsandstein reichlich Fragmente von Plagioklas, auch Orthoklas, Augit in chloritischer Grundmasse, Hornblende, Quarz und Glimmer. Gestützt auf diesen mineralischen Befund bestand schon lange die Ansicht, dass seine Entstehung mit vulkanischen Ergüssen zusammenhange, die in der Tertiärzeit stattfanden. Nach P. Niggli (**306**, p. 169/170) verdankt er seine Ent-

stehung entweder vulkanischen Aschenregen, die ins Flyschmeer fielen, oder Ergussgesteinen und Tuffen, die auf dem Festland abgelagert und als Detritus ins Meer geschwemmt wurden. Da aber tertiäre Eruptiva in den Schweizeralpen und ihrer Nähe ausser dem Bergeller Massiv nicht bekannt sind, kam R. Staub (**383,** p. 23—26) zur Ansicht, es sei das vulkanische Material der Taveyannazsandsteine vom Bergeller Massiv herzuleiten, dessen Intrusion wahrscheinlich im Oligocän begann und bis ins Miocän hinein dauerte. Nach seiner Darstellung muss man sich vorstellen, dass in der Oligocänzeit aus einem tieferen Magmabassin Vulkane gespiesen wurden, welche das in der Bildung begriffene junge Alpengebirge krönten und die jetzt im Taveyannazgestein enthaltenen Tuffe und Ergussgesteine (Diabase und Andesite) lieferten. Die Taveyannazgesteine sind also die Ausbruchsfacies der Bergeller Tonalite und Granite. Diese Ansicht steht in gutem Einklang mit der Tatsache, dass der Chemismus des Taveyannazgesteins mit demjenigen von Tonaliten aus dem Bergeller Massiv übereinstimmt (vgl. auch Albert Heim, **277,** Bd. II, p. 587/588 und 849).

2. Flyschsandstein, Altdorfersandstein. Zäher, fein- bis grobkörniger, düster braun anwitternder, inwendig blaugrauer bis grüngrauer Sandstein, reich an Körnern von weissem Quarz und Feldspat, stets auch mehr oder weniger reich an weissen Glimmerblättchen. Als untergeordnete Bestandteile beobachtet man oft kleine Pyritkriställchen und kleine Körner eines blaugrünen Minerals. Das Gestein braust mit Salzsäure, ist also etwas kalkhaltig. Viel häufiger als der Taveyannazsandstein schliesst der Flyschsandstein kleine Splitter oder grössere wellig unebene Schmitzen von schwarzem Tonschiefer ein. In dem grossen Pflastersteinbruch bei Matt gehen einzelne Sandsteinbänke stellenweise in eine Breccie über, die reich ist an eckigen, $0{,}_5$—2 cm langen Bruchstücken von weissem Quarz und schwarzen Tonschiefersplittern und ziemlich viele gut gerundete kleine Geschiebchen von dunkelgrauem oder gelbem Kalk, auch vereinzelte Geschiebchen eines grünen kristallinen Gesteins enthält. Bei starkem Glimmergehalt ist der Sandstein bisweilen von Clivage durchsetzt. Zwischen die Sandsteinbänke sind in unregelmässiger Weise, bald spärlich, bald reichlich, Lagen von dunkelgrauem Tonschiefer (Dachschiefer) eingeschaltet. Die Sandsteine und Dachschiefer bauen im südlichen Teil von Sernftal und Linthtal, z. B. am Kilchenstock und Saasberg, ganze Bergabhänge von 1000—1500 m Höhe auf.

Die Flyschsandsteine des Linthgebietes sind lithologisch nicht wesentlich verschieden vom Altdorfersandstein des Schächentales, mit dem sie durch die Ortstock-Märenbergkette hindurch in Zusammenhang stehen. Ein Unterschied besteht darin, dass das Gruontalkonglomerat mit exotischen Geröllen, in das der Altdorfersandstein bei Flüelen nach oben übergeht, im Linthgebiet fehlt.

3. Dachschiefer. Schwarzgraue, feste, oft in dünne Blätter spaltbare Tonschiefer, meistens glattflächig, oft mit welligen Rippelmarken, mehr oder weniger reich an sehr feinen weissen Glimmerschüppchen, schwach kalkhaltig. Reiche, aber nur an wenigen Stellen beobachtete Fischfauna.

Die Dachschiefer bilden keine eigene, scharf umgrenzte Schichtgruppe, sondern gehen in Wechsellagerung durch die ganze Abteilung der Sandsteine und Dachschiefer hindurch. Stellenweise kommen aber über 50 m mächtige sandsteinfreie Schiefermassen vor. Im allgemeinen ist der obere Teil der Flyschabteilung reicher an Dachschiefern als der untere.

b) Spezialprofile und Faciesänderungen.

Im Linth- und Sernftalgebiet tritt die Sandstein- und Dachschiefergruppe in zwei auffallend verschiedenen Erscheinungsformen auf. Im südlichsten Teil, wo die autochthonen Falten bis auf das Mesozoikum hinunter aufgeschlossen sind, also in den Falten der Hausstockgruppe, am Erbserstock, auf Jätzalp und am Panixerpass, ferner im östlichen Teil der Claridenkette erscheint die Schichtgruppe fast überall als eine bloss 100—200 m mächtige Folge von echten oder unechten Taveyannazsandsteinen mit dünnen Schieferlagen vom Typus der Dachschiefer, die unmittelbar von Wildflysch bedeckt ist. Am Westabhang des Vorab über Jätzalp besteht die Schichtgruppe z. B. aus einer etwa 120 m mächtigen Folge von dicken Sandsteinbänken, die durch dünne Schieferlagen in ein Dutzend Bankgruppen von 5—10 m Dicke gegliedert ist, von denen jede wieder durch noch schwächere Schieferlagen in 2 bis 4 Bänke geteilt ist.

Die Taveyannazsandsteine stellen keinen scharf begrenzten Gesteinshorizont, sondern mehr nur eine Facies dar. Sie gehen seitlich oft rasch in graugrüne Sandsteine über, die der Sprenkelung entbehren, sonst aber von den echten gefleckten Taveyannazsandsteinen makroskopisch kaum unterschieden werden können. Im allgemeinen sind die echten Taveyannazsandsteine im untern Teil der Schichtgruppe am reichlichsten vorhanden. Mächtig entwickelt sind sie z. B. in den Sandsteinfalten der Felswände, die den Kessel von Hintersulz im Durnachtal einrahmen, auch am Leiterberg und Erbserstock, ferner am Ostfuss des Kammerstocks, am Bocktschingel und Claridenstock; dagegen zeigen die demselben stratigraphischen Niveau angehörenden graugrünen, zähen Sandsteine am Westabhang des Vorab und am Panixerpass nur stellenweise die hellgrüne Sprenkelung der echten Taveyannazsandsteine.

Die unter den Gipfeln des Hausstocks und des Ruchi durchstreichende Sandstein-Dachschiefermasse, die im Nordgrat des Hausstocks mit einem dreiteiligen Gewölbe endigt und den grössten Teil der drei von der Ruchi-Hausstockkette nach S ausstrahlenden Grate aufbaut, zeigt eine wesentlich andere Facies. Sie besteht aus einem ziemlich regelmässigen Wechsel von dicken Dachschieferlagen mit Sandsteinbänken, die mit Ausnahme der untersten keine Taveyannazsandsteine, sondern gewöhnliche graue Flyschsandsteine sind.

Nördlich von der Linie Obbord-Bächikamm-Richetlipass-Erbsalp sind die echten Taveyannazsandsteine mit den autochthonen Falten in die Tiefe getaucht. Dafür erscheint hier die Sandsteingruppe als eine enorm mächtige Folge der gewöhnlichen Flyschsandsteine mit reichlichen Dachschieferlagen von wechselnder Mächtigkeit. Dicht nördlich von der genannten Linie baut sie bereits den ganzen Kilchenstock von der Talsohle (zirka 700 m) bis zum Gipfel (2056 m) auf. In dieser mächtigen Entwicklung finden wir sie an den Abhängen des Durnachtales, des Linthtales zwischen Linthal und Haslen und des mittleren und hinteren Sernftales. Wie mächtig z. B. am Kilchenstock die Schichtreihe ist, lässt sich der komplizierten und unübersichtlichen Faltung wegen nicht genau bestimmen; sie mag 1000 m übersteigen.

Im tektonischen Teil (p. 181—184) ist dargelegt worden, dass die mächtigen Sandsteine und Dachschiefer des Linth- und Sernftales tektonisch nicht direkt mit dem viel schwächern Taveyannazsandstein des südlichen Hausstockgebietes zusammenhangen und vielleicht eine über diesen südlichen Teil des Flyschgebietes hinweggeschobene Schubmasse darstellen. Auf der Westseite des Linthtales kann man leider der Schuttbildungen von Altenorenalp wegen nicht sicher erkennen, ob der autochthone Taveyannazsandstein der Claridenkette, dessen östlichste Ausläufer zwischen dem Claridenfirn und Altstafel-Altenoren aufgeschlossen sind, direkt mit den mächtigen Sandstein-Dachschiefermassen der Westseite des Linthtales zusammenhangen. Auf Altenorenalp beginnen letztere, ähnlich wie im südlichen Teil der Hausstockgruppe mit etwa 150 m Taveyannazsandstein, die oben durch den Wildflysch tektonisch abgeschnitten werden; aber schon am Kammerstock stellen sich darüber nordwärts immer mächtiger werdende gewöhnliche Flyschsandsteine und Dachschiefer ein, und in dieser mächtigeren Facies setzt sich die Flyschmasse nordwärts im Sockel der Ortstock-Glärnischkette fort und erscheint hier als die westliche Fortsetzung der auf der Ostseite des Linthtales anstehenden mächtigen Sandstein-Dachschiefermasse.

Zwischen der vorwiegend nur aus Taveyannazsandstein bestehenden wenig mächtigen Flyschsandsteinbildung des Gebietes südlich von der Linie Richetlipass-Bächikamm-Altenorenalp und den mächtigen Sandstein-Dachschiefermassen des Linth- und Sernftalgebietes besteht offenbar keine wesentliche primäre Faciesdifferenz. Ihre Verschiedenheit erklärt sich durch die Annahme, im südlichsten Teil der Glarneralpen sei von der Sandstein-Dachschiefergruppe bloss der tiefste, vorwiegend aus Taveyannazsandsteinen bestehende Teil erhalten geblieben, der ursprünglich auch dort vorhandene mächtige Komplex der gewöhnlichen Flyschsandsteine jedoch sei durch die Wildflyschdecke weggeschnitten worden oder vielleicht schon vor der Deckenüberschiebung infolge Denudation verschwunden.

Die beiden Faciesgebiete sind auch in der Claridenkette und im Schächentalgebiet zu unterscheiden. Entsprechend den Erscheinungen in der Hausstockgruppe ist auch in der Claridenkette in der Synklinale zwischen dem Autochthonen und dem Deckengebirge von der Sandstein-

Dachschiefergruppe bloss ihr unterer Teil, die Taveyannazsandsteinstufe, vorhanden. Sie erreicht hier, z. B. am Claridenstock, Scheerhorn und Klein Ruchen, mit wohl 300 m das Maximum ihrer Entwicklung. Erst weiter im N, gegen das Schächental hin, stellen sich darüber die mächtigen Altdorfersandsteine mit Dachschieferlagen ein. Sie stimmen, wenigstens im östlichen Teil des Schächentales, nach meinen Beobachtungen völlig mit den Sandsteinen und Dachschiefern des Linthgebietes überein; im Westen dagegen, nördlich von Altdorf, gehen sie oben in das Gruontalkonglomerat über, das im Linthgebiet fehlt.

In der Wagetenkette ist die Sandsteingruppe wie im südlichsten Teil der Glarneralpen nur durch ihren untern, durch das Auftreten von Taveyannazsandsteinen charakterisierten Teil vertreten. Westlich vom Elektrizitätswerk Oberurnen findet man über den eocänen Globigerinenschiefern zunächst einige Meter schwarzgraue, ziemlich ebenflächige, harte Dachschiefer mit feinsten weissen Glimmerschüppchen, darüber im Bachbett und am Südufer der Ofenrunse eine etwa 20 m mächtige Wechsellagerung von solchen Dachschiefern mit zähen, feinkörnigen, grünlichgrauen, an feinen weissen Glimmerschüppchen ziemlich reichen $0{,}_3$—2 m dicken Sandsteinbänken, die jedoch die Sprenkelung der echten Taveyannazsandsteine nicht zeigen. Die Sandsteinbänke sind parallelepipedisch durchklüftet, die Dachschiefer von annähernd senkrechtstehendem Clivage durchsetzt und zerfallen daher oft griffelförmig. Etwas weiter im W, im Walde zwischen Ofenrunse und Tschingel, erreicht die Sandsteinzone eine Breite von wohl 150 m bei einer wahren Mächtigkeit von wahrscheinlich kaum 100 m und besteht im untern Teil aus etwa 25 m grünen, deutlich gefleckten, feinkörnigen Taveyannazsandsteinen, im mittleren und oberen Teil aus nicht gefleckten, grünlichgrauen, im ganzen ziemlich feinkörnigen, glimmerhaltigen Sandsteinen. Annähernd in derselben Mächtigkeit ist die Sandsteingruppe auch bei Ober-Lochegg am Südabhang der Wageten vorhanden und besteht, nach den mangelhaften Aufschlüssen zu schliessen, an der Basis wie im obersten Teil aus nicht gefleckten, graugrünen, fein- bis grobkörnigen Flyschsandsteinen, die oft schwarze Tonschieferstückchen enthalten, im mittleren Teil aber aus echtem gefleckten Taveyannazsandstein. Dachschieferlagen scheinen sehr spärlich vorzukommen. Westlich von Winteregg keilt die Sandsteinzone völlig aus.

Im Gebiete des Weisstannentales bleibt die mächtige Sandstein- und Dachschiefermasse des Sernftales infolge des östlichen Axialgefälles fast ganz im Innern des Gebirges verborgen. Einzig in drei kleinen Fenstern taucht hier ihr oberer Teil unter den Blattengratschiefern hervor. Bei Badöni im Tal von Lavtina ist es eine etwa 100 m mächtige, in kleine Falten zusammengeschobene Folge von graugrünen Sandsteinen mit dünnen Dachschieferlagen. An den Sässliköpfen am rechten Seezufer bauen schwarze, ebenflächige Dachschiefer mit spärlichen grünlichgrauen Sandsteinbänken eine etwa 100 m hohe Wand auf. In der Ausmündung des Gafarratobels erscheinen in einem kleinen Fenster im Bachbett und an seinen Ufern graue oder grünliche, ziemlich grobkörnige, glimmerhaltige Sandsteine und feste schwarze Dachschieferplatten.

Wie schon im tektonischen Teil hervorgehoben wurde, fehlt im Taminagebiet über dem westlichen Teil der «Vättiser Aufwölbung» die Sandstein-Dachschiefergruppe gänzlich, da sie durch die Wildflyschdecke weggeschnitten oder vielleicht schon vor der Deckenbildung abgetragen worden ist. Im nördlichen Teil des Taminagebietes aber bildet sie auf beiden Talseiten zwischen den Globigerinenschiefern und dem Wildflysch eine langgestreckte Linse, die an den Ostabhängen des Monteluna und des Vasanekopfs auf etwa 600 m Mächtigkeit anschwillt und sich gegen S, W und N rasch ausspitzt. An jenen Abhängen stellt sie eine unregelmässige Wechsellagerung von Sandsteinen und Dachschiefern dar, in der bald die Sandsteine, bald die Schiefer vorherrschen. Die Gesteine stimmen nach ihrem petrographischen Charakter genau mit denjenigen des Sernf- und Linthtales überein. Es fehlt jedoch die dachschieferarme Taveyannazbildung, mit der die Schichtgruppe im Linthgebiet und in der Claridenkette beginnt. Schon in ihrem untersten Teil treten reichliche Dachschieferlagen auf, und die dazwischenliegenden Sandsteine sind zwar oft grüngrau und zähe, meistens aber gewöhnliche dunkelgraue, glimmerreiche Flyschsandsteine und niemals gefleckt wie die echten Taveyannazsandsteine. Es scheint also hier nur der mittlere und obere Teil der Schichtgruppe vorhanden zu sein.

Für diese Anschauung sprechen auch die Erscheinungen auf der rechten Seite des Taminatales. Zwischen Vadura und Ragol, im Gebiet der Schieferbrüche, besteht die ganze Schichtgruppe

bis auf die Globigerinenmergel hinunter aus einer wohl 200 m mächtigen Dachschiefermasse, in der in weiten Abständen bloss etwa drei je 5—10 m mächtige Bankgruppen von grauen oder grünlichen, feinkörnigen Sandsteinen auftreten. Nördlich von Ragol stellt sich unter den Schiefern eine auf etwa 120 m anschwellende Serie von Sandsteinbänken mit dünnen Schieferlagen ein, während die hangende Dachschiefermasse nordwärts unter dem Wildflysch rasch auskeilt. Die Sandsteine sind gewöhnliche dunkel blaugraue, bisweilen nach Art der Taveyannazsandsteine etwas fleckig anwitternde Sandsteine, reich an weissen bis gelblichbraunen Quarzkörnchen von meistens weniger als 1 mm, bisweilen 3 mm Durchmesser und ziemlich reich an kleinen schwarzen Tonschiefersplittern.

c) Die Oligocän-Transgression.

Zwischen den eocänen Globigerinenschiefern und den hangenden Flyschsandsteinen ist nirgends ein allmählicher Übergang zu beobachten. Überall werden die beiden Bildungen durch eine messerscharfe Grenze getrennt, die auf das Vorhandensein einer stratigraphischen Lücke hindeutet. Da nach W. Staub (**362**) nördlich von der Windgälle die Flyschsandsteine unmittelbar auf den Nummulitenschichten, bei Schattdorf sogar auf dem Malm aufruhen, da sie ferner nach Arnold Heim (**295,** p. 349) in der Westschweiz auf den verschiedensten Schichten zwischen Eocän und Trias transgredieren, so wird man auch in unserem Untersuchungsgebiet die scharfe Grenze an der Basis der Sandsteinbildung als eine echte Transgressionsgrenze deuten müssen.

In unserem Gebiete scheint der Ablagerung der Sandsteine keine starke Denudation vorangegangen zu sein, da ihr Liegendes überall durch die eocänen Globigerinenschiefer gebildet wird. Im Taminagebiet, wo die Schichtgruppe über der Transgressionsgrenze erst mit ihren mittleren oder obern Schichten einsetzt, scheint die Transgression viel später eingetreten zu sein als im Hausstock- und Claridengebiet, wo die Schichtgruppe überall mit den Taveyannazsandsteinen beginnt.

d) Die Fauna der Dachschiefer.

Während die Sandsteine bisher keine Petrefakten geliefert haben, sind die Dachschiefer von Engi im Sernftal seit alter Zeit durch ihre reiche Fischfauna berühmt. Alexander Wettstein (**112**) kam bei einer Revision der in den Sammlungen deponierten Fischplatten zum Ergebnis, dass manche Formunterschiede, auf welche Agassiz (**9**) und die andern ältern Forscher ihre Artenunterscheidung gestützt hatten, lediglich auf Veränderungen beruhen, welche die Skelette bei der Gebirgsfaltung infolge der Gesteinsdeformation erlitten haben. Er reduzierte daher die 44 Arten, die Agassiz und andere Autoren beschrieben hatten, auf 23 und fügte noch 4 neue Arten hinzu. Er führt folgende Arten auf:

Lepidopus glaronensis, (Bl.) Wettst.
Lepidopus brevicauda, (v. R.) Wettst.
Thyrsitocephalus alpinus, v. R.
Palaeorhynchus glaronensis, Bl.
Hemirhynchus Colei, (Ag.) Wettst.
Echeneis glaronensis, Wettst.
Archaeus glaronensis, Ag.
Archaeoides longus, Wettst.
Archaeoides longicostatus, v. R.
Archaeoides macrurus, Wettst.
Palimphyes glaronensis, Wettst.
Isurus macrurus, Ag.
Cyttoides glaronensis, Wettst.
Fistularia Koenigi, Ag.
Archaeoteuthis glaronensis, Wettst.
Acanus longispina, Wettst.
Acanus Regley, Ag.
Acanus gracilis, v. R.
Podocys minutus, Ag.
Nemopterix Troscheli, (v. R.) Wettst.
Scopeloides glaronensis, (Ag.) Wettst.
Clupea brevis, Ag.
Clupea megaptera, Bl.
Clupea dubia, Wettst.
Meletta Scheuchzeri, (Bl.) Wettst.
Acanthopleurus serratus, Ag.
Acanthoderma spinosum, Ag.

Ausser diesen Fischen wurden in den Schieferbrüchen von Engi noch zwei Schildkröten, *Chelonia ovata*, Heer, und *Chelonia Knorri*, Gray Myr., und schlecht erhaltene Reste zweier Vögel, *Protornis glaronensis*, Myr., und *Protornis Blumeri*, Heer, gefunden; ferner rätselhafte Gebilde in

Form von Reihen von hufeisenförmigen Eindrücken, wahrscheinlich Fussspuren eines unbekannten Tieres. Endlich enthält die Glarner Sammlung einige Platten mit Einschlüssen, die pflanzlichen Ursprungs zu sein scheinen. Fucoiden sind in den Dachschiefern bisher nicht beobachtet worden.

Einige der oben genannten Fische sind auch in jetzt verlassenen Schieferbrüchen bei Diesbach und ausserhalb unseres Gebietes bei Attinghausen im Reusstal und auf der Fürrenalp bei Engelberg gefunden worden.

Von den angeführten Fischen ist *Lepidopus glaronensis* weitaus am zahlreichsten, vielleicht häufiger als alle andern Arten zusammen, gefunden worden. Ziemlich häufig sind auch der Schnabelfisch *Palaeorhynchus glaronensis*, *Palimphyes glaronensis* und *Meletta Scheuchzeri*. Von einzelnen Arten, z. B. *Acanthoderma spinosum* und *Echeneis glaronensis*, sind bis jetzt nur wenige Exemplare bekannt geworden.

Obschon die Sammlungen eine verhältnismässig grosse Zahl von Fischplatten aufweisen, müssen die Fischversteinerungen doch als recht selten bezeichnet werden. Deshalb sind sie bisher auch bloss in den Schieferbrüchen gefunden worden. Deshalb, und weil es der unübersichtlichen Tektonik wegen nicht möglich ist, eine bestimmte Schichtgruppe durch ein grösseres Gebiet zusammenhängend zu verfolgen, bleibt es unsicher, ob die Fische der Dachschiefer einem einzigen stratigraphischen Horizont angehören, oder ob sie in verschiedenen Schieferlagen von ungleichem Alter vorkommen. Bei Engi haben ausser dem Landesplattenberg auch die jetzt verlassenen Schieferbrüche am Schwarzkopf und «in den Böden» Fischversteinerungen geliefert. Nun ist das Schieferlager des Landesplattenberges von demjenigen des auf der gleichen Talseite liegenden Schwarzkopfes durch eine wohl 150 m mächtige Folge von Schiefern (mit einer Gruppe von Sandsteinbänken) getrennt. Allein es ist wohl möglich, dass die beiden jetzt übereinanderliegenden Schieferlager demselben stratigraphischen Niveau angehören und durch Faltung miteinander zusammenhangen. Ebenso unsicher ist, ob das Schieferlager «in den Böden» auf der rechten Talseite die Fortsetzung desjenigen des Landesplattenberges ist. Der unklaren Tektonik wegen lässt sich auch nicht mit Sicherheit feststellen, ob die Fischschiefer von Engi im jüngsten Teil der Sandstein-Dachschiefergruppe liegen und durch Faltung in das Innere des mächtigen Schichtkomplexes geraten sind, oder ob ihre Überlagerung durch die Sandsteine und Schiefermassen, die bei Matt beide Talseiten aufbauen, eine stratigraphische ist. Die Schiefer, die bei Elm und bei Vadura im Taminatal gebrochen werden, gehören zweifellos dem jüngsten Teil der Schichtgruppe an. Daraus kann aber nicht sicher geschlossen werden, dass dies auch für die Schiefer von Engi gilt, da die Gleichaltrigkeit der Schieferlager nicht feststeht.

e) Faciescharakter.

Der reiche Wechsel von Sand- und Tonschlammlagen, das Vorkommen von Geröllen im Sandstein, das Gruontalkonglomerat, das vulkanische Material im Taveyannazsandstein und die Fischfauna der Dachschiefer beweisen, dass die Schichtgruppe keine Tiefmeerbildung ist, sondern in nicht allzu grosser Entfernung vom Festland abgelagert worden sein muss. Eine küstennahe Bildung aber kann sie nicht sein, da, abgesehen vom Gruontalkonglomerat, Geröllbänke und andere grobklastische Bildungen und ebenso die für Küstennähe charakteristische Fauna fehlen. Die Sandsteine und Dachschiefer müssen eine bathyale bis hyponeritische Bildung sein. Aus ihrer gewaltigen Mächtigkeit darf man vielleicht schliessen, dass der Meeresgrund während ihrer Ablagerung in langsamer Senkung begriffen war.

f) Technische Verwendung.

1. Pflastersteinbrüche.

Die zähen quarzreichen Flyschsandsteine eignen sich vorzüglich zur Herstellung von Pflastersteinen und Hartschotter, sind aber in unserem Gebiet erst in neuerer Zeit hierfür verwendet worden. Sie werden für den genannten Zweck seit 1912 auf der rechten Seite des Sernftales in der «Bitzi» nördlich vom Dorfe Matt in grossem Massstabe gebrochen. Im Jahr 1931 ist am gleichen Abhang südlich von Engi Hinterdorf noch ein zweiter Pflastersteinbruch eröffnet worden.

2. Die Dachschieferbrüche.

Die Schiefer des Sernftales sind schon seit Jahrhunderten, wahrscheinlich schon zur Römerzeit, für Bauzwecke und für die Herstellung von Tischplatten und Schreibtafeln benutzt worden. Aus Urkunden geht hervor, dass sie in letzterer Form schon um die Mitte des 17. Jahrhunderts bis nach Holland, England und Schweden ausgeführt wurden (vgl. Oswald Heer, **20,** p. 441—445). Das Land Glarus erklärte im Jahr 1833 die Schieferausbeutung als Landesregal und übernahm den Betrieb der auf der linken Talseite gegenüber Engi Hinterdorf liegenden Hauptausbeutungsstelle vom 1. Januar 1834 an auf eigene Rechnung. Da vom Jahr 1909 an der Betrieb dieses Landesplattenberges mit wachsenden Defiziten verbunden war, wurde das Bergwerk im Jahre 1921 an einen privaten Unternehmer verpachtet. Das in früherer Zeit als Tagbau, von 1850 an als Stollenbau betriebene Bergwerk verursachte 1926 einen grossen Felssturz, durch den die nördlichen und mittleren Stollen zerstört wurden. Der Betrieb wird seither im südlichen Teil des Schieferbruches fortgesetzt. Im Jahre 1857 wurde von einer Privatgesellschaft auf der rechten Talseite «in den Böden», gegenüber dem Landesplattenberg, ein neuer Schieferbruch eröffnet, und 1874 kam dazu am «Schwarzkopf», etwa 300 m südlich vom Landesplattenberg, ein dritter Schieferbruch. Seit 1890 ist in diesen beiden Brüchen der Betrieb eingestellt. Die Schiefer von Engi werden vor allem als Dachplatten verwendet, in Form von geschliffenen Platten auch für Wandverkleidung, Bodenbelag, Fenstergesimse, Tischplatten, sanitäre Anlagen usw.

Die Dachschiefer der Brüche bei Engi sind keine Clivageschiefer, sondern echte Schichten mit einer härtern kieselreichern und einer weicheren tonreichern Seite («Härte» und «Linde» der Schieferarbeiter). Ihre Spaltbarkeit ist daher nicht unbegrenzt, sondern durch den Schichtwechsel bedingt. Das nutzbare Schieferlager des Landesplattenberges ist etwa 15—20 m mächtig. Seine Schieferplatten fallen im ehemaligen nördlichen Teil des Bruches etwa 25—30°, am Südende 40° steil gegen SSE. Darüber und darunter folgen in beträchtlicher Mächtigkeit Schiefer von gleicher petrographischer Beschaffenheit, die aber nicht abbauwürdig sind, weil ihre Schieferung weniger vollkommen und ihre Spaltbarkeit daher geringer ist («wilde Schiefer»). Sandsteinbänke fehlen innerhalb der Schiefermasse; zwischen das Schieferlager des Landesplattenberges und dasjenige am südlich davon liegenden Schwarzkopf ist jedoch eine etwa 15 m mächtige Sandsteinserie eingeschaltet. Schon längst ist den Schieferarbeitern aufgefallen, dass im nutzbaren Schieferlager die «Härte» jeder Schieferplatte oben, die «Linde» unten liegt, während dies bei den «wilden» Schiefern sowohl im Hangenden wie im Liegenden umgekehrt ist. Vor dem Bergsturz von 1926 konnte man deutlich sehen, dass die «wilden» Schiefer im Hangenden des Bergwerks dicht über den Stolleneingängen durch eine scharfe, nach N gewendete knieförmige Umbiegung in die Schiefer des nutzbaren Lagers übergingen. Die nutzbaren Schiefer liegen also genau im verkehrten Schenkel einer nordwärts überliegenden Falte. Wahrscheinlich ist ihre grössere Spaltbarkeit durch die intensive Auswalzung bedingt, die sie infolge dieser tektonischen Lage erlitten haben (vgl. **270,** p. 262).

Die Schieferbrüche von Elm liegen in etwa 1250—1300 m Höhe auf einer $1{,}_2$ km langen Linie am Tschingelberg auf der Nordwestabdachung der Vorabkette. Die Ausbeutung des Schieferlagers wurde im Tschingelwald um die Mitte der 60er Jahre des vorigen Jahrhunderts begonnen. Die seit 1868 in offenem Tagbau sehr energisch betriebene Schieferausbeute veranlasste den grossen Bergsturz von Elm vom Jahre 1881, durch den auch das Bergwerk zerstört wurde (vgl. **82,** p. 130 bis 141). Im Jahre 1895 wurde von einer Aktiengesellschaft ein neuer Schieferbruch im «Boden» eröffnet. Dazu kam 1908 ein weiterer Schieferbruch im «Gstöck», und 1911 wurde im Tschingelboden ungefähr an der Stelle des ersten Bergwerks die Schieferausbeute wieder aufgenommen. Seit 1928 ist wegen Erschöpfung des guten Schieferlagers der Betrieb in diesen Schieferbrüchen eingestellt.

Die Elmer Schieferbrüche liegen im obersten Teil der Sandstein-Dachschiefergruppe. Das nutzbare Schieferlager ist meistens nur 5—10 m mächtig und liegt innerhalb einer 30—50 m mächtigen sandsteinfreien Schiefermasse. Darunter folgt eine Wechsellagerung von Dachschiefern mit dünnen Sandsteinbänken. Aber auch über den Schieferbrüchen tritt nochmals eine Serie von meist grünlichgrauen zähen Sandsteinbänken auf. Bald nachher folgen darüber die Blattengratschiefer.

Die Elmer Schiefer sind keine Schichtplatten wie die Dachschiefer von Engi, sondern sehr fein spaltbare Clivageschiefer. Die Schieferung fällt durchschnittlich 30—40° gegen SE und durchkreuzt die flacher südfallende Schichtung. Sie sind auch weniger hart als die Schiefer von Engi und eignen sich daher nicht gut als Dachschiefer. Sie wurden fast ausschliesslich zur Herstellung von Schreibtafeln verwendet. Fischversteinerungen sind darin bisher nicht gefunden worden, nach bisheriger Annahme des Clivages wegen, vielleicht aber auch, weil sie wahrscheinlich jünger sind als die Schiefer von Engi (vgl. **270,** p. 261).

Die Schiefer, die bei Vadura im Taminatal gebrochen werden, liegen wie diejenigen von Elm im obern Teil der Sandstein-Dachschiefergruppe. Die Ausbeutungsstellen liegen aber nicht wie diejenigen von Elm im gleichen stratigraphischen Horizont, sondern verteilen sich auf die ganze etwa 200 m umfassende Mächtigkeit der Schiefermasse. Die Schiefer sind Clivageschiefer wie diejenigen von Elm und stimmen mit letztern auch petrographisch fast völlig überein, abgesehen davon, dass sie oft etwas härter sind und sich darum auch als Dachschiefer verwenden lassen. Die Schieferung fällt 60—68° nach SE, während die vereinzelten Sandsteinbänke 5—15° nach E oder NE fallen. Die Schiefer werden seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts in mehreren kleinen Brüchen in Tagebau ausgebeutet und zur Herstellung von Dachplatten, Schulwandtafeln, Tischplatten, Wandverkleidungen usw. verwendet (vgl. **270,** p. 263).

B. Nummuliten- und Flyschbildungen der ultrahelvetischen Facies.

I. Blattengratschichten.

1. Verbreitung und Gesteinsbeschreibung.

Im Hangenden der Dachschiefer tritt im Gebiete des Sernftales und des Weisstannentales eine mächtige Mergelbildung auf, die petrographisch zwar so starke Anklänge an die untern Flyschmergel (Stadschiefer) zeigt, dass Handstücke der beiden Gesteine meistens kaum voneinander unterschieden werden können, jedoch durch ihre Stellung im Schichtenverbande und durch die in die Mergelschiefer eingeschlossenen Nummulitenbänke sich als eine selbständige Flyschabteilung erwiesen hat. Wir bezeichnen sie mit dem Namen Blattengratschichten, da sie am Blattengrat bei Elm und auf seiner gegen das Ramintal abfallenden Südabdachung besonders schön und mächtig entwickelt ist. Wir finden sie dort in einer Mächtigkeit von 500—600 m aufgeschlossen. In der Tschingelschlucht am Nordfuss der Sardonagruppe sind sie noch 300—350 m mächtig. An den Abhängen des Weisstannentales zwischen der Alp Siez und dem Dorfe Weisstannen erreichen sie eine Mächtigkeit von wohl 500 m und südlich von Weisstannen, im Tal von Lavtina unter der Talstufe von Valtüsch, eine solche von etwa 300 m.

Während die Blattengratschichten auf der Ostseite des südlichen Sernftales und im Weisstannental überall in mächtiger Entwicklung die Sandsteine und Dachschiefer bedecken, wird nach N und W ihre Mächtigkeit geringer und ihre Verbreitung lückenhaft. Nördlich vom Krauchtal finden wir sie am Südende der Terrasse von Weissenberge noch in einer Mächtigkeit von etwa 80 m; aber schon $1{,}_5$ km nördlich davon, bei Altmannberg, keilen sie zwischen der Sandsteingruppe und dem Wildflysch aus. Auf der Westseite des Sernftales sind sie an den Abhängen des Nägelistockes zwischen der Benzigerruns und dem Berglibach am mächtigsten entwickelt und schliessen dort eine Serie von Nummulitenbänken ein; nordwärts aber keilen sie unterhalb Riedboden-Berglialp aus, und südlich von der Benzigerruns fehlen sie ganz; dagegen treten sie auf der Bischofalp nochmals als ziemlich mächtiger Schieferkomplex auf. An den Abhängen des Linthtales vermissen wir sie ganz; einzig über der Hütte von Altstafel-Altenoren schiebt sich zwischen die Sandsteingruppe und den Wildflysch ein Keil von Mergelschiefern ein, die Ähnlichkeit mit den Blattengratschichten haben.

Die Hauptmasse der Blattengratschichten besteht aus dunkelgrauen bis blauschwarzen, meistens ziemlich weichen, im allgemeinen ziemlich glattflächigen und dünnblätterigen Mergelschiefern. Sie enthalten meistens zahlreiche sehr kleine, oft erst mit der Lupe sichtbare weisse Glimmerblättchen, häufig auch viele Pyriteinschlüsse in Form von perlschnurartig zerbrochenen Stäbchen oder

rundlichen Knollen und schliessen in der Regel in Menge kleine Foraminiferen ein, die auf den gelblich angewitterten Schieferflächen in Form von dunkeln Körnchen auffallen. An der Felswand am Abhang des Grünenspitz gegen den Hintergrund des Ramintales, ebenso am Hemmli zwischen Ober- und Unter-Fooalp erscheint das Gestein in Form von mehr kalkigen Mergelschieferplatten, die durch ihre lebhaft gelbe Anwitterungsfarbe an den seewerartigen Kalk im Wildflysch erinnern. Sie sind sehr reich an Pyriteinschlüssen und von einer Menge dunkelgrauer länglicher Flecken und Streifen von $0,_5$—2 cm Breite durchzogen, die ein wenig an Algen erinnern, aber wahrscheinlich nicht organischer Natur sind.

Ihr besonderes Gepräge erhalten die Blattengratschichten durch die in ihren mittleren und oberen Teil eingeschalteten Nummulitenbänke. An einzelnen Stellen, z. B. an der gegen das Krauchtal abfallenden Nordwand des Blattengrates, an der Felswand unter der Alp Scheibs westlich von Weisstannen, sieht man einzelne Nummulitenbänder durch Gewölbe- oder Muldenumbiegungen miteinander zusammenhangen. Man kann jedoch unmöglich das Auftreten ganzer Serien von Nummulitenbändern am gleichen Abhang, wie man es an den Abhängen des Blattengrates, in der Tschingelschlucht, auf Geisstalalp südwestlich von Matt und an manchen Stellen im Weisstannental beobachtet, durch Faltung allein erklären; die Nummulitenbänke müssen ohne Zweifel schon primär in mehrfacher Wiederholung vorhanden gewesen sein.

Beim Aufstieg von Elm nach dem Fahnenstock (2168 m) trifft man am Westrande der Alp Camperdun 7—8 verschiedene Nummulitenbänke an, die durch Schieferlagen von wechselnder Mächtigkeit getrennt sind. Die tiefste Nummulitenbank liegt dort etwa 150 m über den obersten Dachschiefern. Sie zeigt westlich von Camperdun Unterstafel von unten nach oben folgende Schichtreihe:

1. 1 m dunkel rostbraun anwitternder, dunkelgrauer bis grünlichgrauer, körniger, glaukonitreicher Kalk mit vielen weissen Körnchen, auf Kluftflächen viele wasserklare Quarzkriställchen. Zu unterst fossilleer, im obern Teil einzeln oder gruppenweise eingestreute *Orthophragminen* und kleine *Nummulinen*; an einer weiter östlich liegenden Stelle auch reich an *Pecten*, *Spondylus* und mit vereinzelten *Seeigeln*. Übergang in
2. $1,_1$ m dunkelgrauer, glaukonithaltiger, körniger Kalk mit rostbrauner und ockerfleckiger Anwitterungsfläche, reich an feinen Glimmerschüppchen, ganz erfüllt von vorwiegend kleinen *Nummulinen* und *Orthophragminen*; einzelne *Spondylus*. Auf Querklüften viele wasserklare Quarzkriställchen. Übergang in
3. $0,_{15}$ m dunkelbraun anwitternde, dunkelgraue grobe Mergelschiefer mit weissen Glimmerschüppchen und sehr reich an kleinen *Nummulinen*. Übergang in
4. Etwa 1 m braun und ockerfleckig anwitternder, glaukonitreicher Kalk wie Nr. 2, reich an kleinen *Nummulinen*, auch mit *Pecten* und *Spondylus*. Übergang in
5. $0,_{15}$ m grobe Mergelschiefer wie Nr. 3, ganz erfüllt von kleinen *Nummulinen*. Übergang in
6. $1,_5$ m bräunlich anwitternder, dunkel blaugrauer, feinkörniger, etwas glimmerhaltiger Kalk, sehr reich an *Nummulinen* und *Orthophragminen*, auch mit *Pecten*. Übergang in
7. $0,_1$—$0,_2$ m grobe Mergelschiefer wie 3 und 5. Übergang in
8. Etwa 6—8 m bräunlich anwitternder, massiger, blaugrauer Kalk, schwach glaukonithaltig, reich an *Nummulinen* und *Orthophragminen*, in den obern 2 m reich an feinen, an der Oberfläche vorragenden Quarzkörnchen und durchsetzt von einem Netzwerk von intensiv rotem Gestein. Oberster Teil nicht aufgeschlossen. Einige Meter höher sind dunkelgraue Blattengratschiefer aufgeschlossen.

Das dritte am Alpweg aufgeschlossene Nummulitenband ist 8—10 m mächtig, im untern Teil wieder glaukonitreich, im mittleren und oberen Teil nur schwach glaukonithaltig, innen blaugrau, körnig, mit feinsten Glimmerschüppchen und ziemlich reich an kleinen und grösseren wasserklaren Quarzkörnern und reich an *Nummulinen* und *Orthophragminen*. Im mittleren Teil enthält es auch einige grobschieferige Zwischenlagen.

Die unter der Weidefläche von Mittel-Camperdun durchstreichende fünfte Nummulitenbank ist 18—20 m mächtig und besteht aus etwa 6 m braun anwitterndem glaukonitischem Nummulinenkalk, wechsellagernd mit grobschieferigen Zwischenlagen, und 12—15 m massigem, hellbräunlich anwitterndem Nummulinenkalk ohne Schieferlagen.

Etwa 250 m höher oben folgt am Gipfel des Fahnenstocks nochmals eine über 50 m mächtige, durch eine Mergellage in zwei Bankserien geteilte Nummulitenkalkmasse. Sie zeigt folgendes Profil:

1. Untere Nummulitenbank:
   a) Einige Bänke von glaukonitreichem, fossilarmem Kalk.
   b) Glaukonithaltiger Kalk, arm an Nummuliten, aber reich an *Pecten*, *Spondylus*, *Serpula* (?).
   c) Hell bräunlich anwitternder, blaugrauer Kalk, meistens ganz erfüllt von Nummuliten.
2. Mehrere Meter dunkel blaugraue, weiche Blattengratmergel.
3. Obere Nummulitenbank:
   a) Einige Meter glaukonitreicher, dunkelbraun anwitternder, anscheinend fast fossilleerer Kalk.
   b) Mehrere Meter glaukonitreicher Kalk, sehr reich an Muscheln wie 1 *b*.
   c) Etwa 20 m hell rötlichgelb anwitternder, massiger, blaugrauer Nummulinenkalk wie 1 *c*.
4. Dunkelgraue Blattengratmergelschiefer, den Gipfelgrat bildend.

Es ergibt sich hieraus, dass alle Nummulitenbänder von Camperdun unten mit glaukonitreichem Kalk beginnen, der relativ arm an Nummuliten, dagegen reich an Muscheln ist, auch Seeigel und Spongien enthält, während der obere Teil ein massiger, glaukonitarmer, zoogener, grösstenteils aus Nummuliten aufgebauter Kalk ist. Auch die Nummulitenbänder des Weisstannentales, z. B. die mächtige Nummulitenmasse des Hemmli auf Fooalp, zeigen diesen Aufbau.

Einzelne Nummulitenbänder lassen sich an den Schieferhängen oft auf weite Strecken verfolgen; allein stets zeigen sie auffallende Mächtigkeitsschwankungen, und oft keilen sie inmitten der Mergelschiefer plötzlich aus. Das oberste, im allgemeinen mächtigste Nummulitenband verläuft vom Fahnenstock aus mehrere Kilometer weit zusammenhängend nordwärts unter dem Kamme des Blattengrates bis ins Bützi am Westabhang des Foostocks und südwärts durch die Alp Camperdun bis in den Raminerwald, wo es auszukeilen scheint. Es taucht auf der Ostseite des Foostocks wieder als mächtiges rotgelbes Kalkband auf, umsäumt, oberhalb Ober-Wallenbütz auf kurze Strecke durch Verquetschung unterbrochen und am Nordostgrat des Foostocks durch Faltung zerrissen, den ganzen Talhintergrund des Weisstannentales zwischen Unter-Siez, Ober-Siez und Fooalp und keilt dann in der Schieferwand südlich von Unter-Siez aus. Wahrscheinlich darf man in dem zum Teil schön gefalteten, stellenweise auch wieder auskeilenden Nummulitenbande, das an der Südwand des Tales zwischen Unter-Siez und dem Dorf Weisstannen im obern Teil der Blattengratschiefer liegt, seine Fortsetzung betrachten. Derselben Nummulitenbank gehören wohl auch die Nummulitenkalkmassen auf Ober-Fooalp und im Muttental an. Letztere ist im mittleren Teil 20—50 m mächtig, keilt im W rasch zwischen den Mergeln aus und erscheint dann wieder in der bis über 50 m mächtigen Nummulitenmasse des Hemmli auf Ober-Fooalp.

Auch die tieferen Nummulitenbänke zeigen viele Mächtigkeitsschwankungen und keilen oft plötzlich aus; so die drei Nummulitenbänke am Nordfusse der Sardona unterhalb Stäfeli-Falzüber und diejenigen der Tschingelschlucht. An letzterm Orte sieht man auf der linken Schluchtwand über der obersten, 12—15 m mächtigen, etwa 20 m über der Schluchtsohle spitz auskeilenden Nummulitenbank eine etwa 30 m lange und 6—8 m dicke isolierte Nummulitenkalkmasse eckig abgerissen in den Mergelschiefern stecken. Auch neben dem Alpweg zwischen Unter- und Mittel-Camperdun sitzt ein grosser eckiger Nummulitenblock in den Blattengratmergeln.

Die Unbeständigkeit der Nummulitenbänke mag zum Teil eine primäre stratigraphische Erscheinung sein; manche Unregelmässigkeiten sind aber wohl durch tektonische Bewegungen bedingt.

2. Fossilien.

Aus den Blattengratschichten des Sernftales und des Weisstannentales sind von Herrn Dr. Arnold Heim folgende Nummulitiden bestimmt worden (vgl. **205,** p. 74—76):

Nummulina gallensis, Heim, megasphärische Generation; sehr häufig z. B. im obersten Nummulitenband auf Alp Falzüber bei Elm.
Nummulina atacica, Leym. (= Biarritzensis); häufig.
Nummulina atacica, Leym., var. *crassissima*, Arnold Heim, Klosteralp bei Weisstannen.
Nummulina atacica var. *globulus*, Leym, Alp Trosgi bei Matt.
Nummulina Guettardi, d'Arch. et H., oft in ungeheuren Mengen das Gestein erfüllend.
Nummulina Murchisoni, Brunn. var. *major*, de la H., nicht häufig, z. B. auf Alp Trosgi.
Nummulina complanata, Lam., nicht besonders häufig, z. B. auf Hagelegg-Jätzalp.
Assilina granulosa, d'Arch., oft massenhaft.
Assilina Leymeriei, d'Arch. et H., sehr häufig.
Orthophragmina Archiaci, Schlumb., häufig.
Orthophragmina Archiaci var. *major*, Arn. Heim.

Von den übrigen von mir in den Nummulitenbänken der Blattengratschichten gesammelten Petrefakten konnten von L. Rollier bestimmt werden:

Operculina Escheri, Mayer. Fahnenstock bei Elm.
Pecten (Chlamys) Parisiensis, d'Orb. Alp Camperdun bei Elm.
Pecten (Chlamys) Kaufmanni, Mayer. Camperdun.
Pecten (Chlamys) multistriatus, Desh. Camperdun.
Spondylus rarispina, Desh. Camperdun.
Ostrea (Exogyra), sp. Camperdun.
Euspatangus elongatus (?). Camperdun.

In Blöcken, die von dem mächtigen Nummulitenband unter der Terrasse von Heubützli (Alp Scheibs südlich von Weisstannen) heruntergefallen sind, ebenso am Hemmli auf Ober-Fooalp fand ich viele *Lithothamnien*knollen. Wahrscheinlich wird man sie auch in den Nummulitenbänken des Sernftales, wo ich bisher umsonst darnach suchte, noch finden. — Die Fauna beweist, dass die Blattengratschichten zum Eocän, und zwar zum Lutétien, gehören.

Ein Dünnschliff durch die auf p. 424 erwähnten kalkigen Blattengratschiefer im Hintergrund des Ramintales zeigt zahlreiche Mikro-Foraminiferen, die alle zur Gattung *Globigerina* gehören, sich jedoch spezifisch nicht genauer bestimmen lassen.

3. Stratigraphische und tektonische Stellung der Blattengratschichten.

Der Widerspruch, der darin liegt, dass die Blattengratschichten nach ihrer Fauna mitteleocänen Alters sind, jedoch stets über den Sandsteinen und Dachschiefern liegen, die zum Oligocän gerechnet werden, macht eine genauere Prüfung des Kontaktes der beiden Flyschabteilungen notwendig.

Ein zusammenhängendes Profil durch beide Schichtgruppen lässt sich am Westabhange des Fahnenstocks beim Aufstieg durch die Sulzruns nach der Gufelialp beobachten. Wir finden dort folgende Schichtreihe:

1. Grüngraue Flyschsandsteine mit weissen Glimmerschüppchen und schwarzen Tonschieferpartikelchen; die oft über ein Meter dicken Bänke sind getrennt durch dünne Lagen von dunkelgrauen, glimmerhaltigen, ebenflächigen Tonschiefern. Etwa 120 m über dem Fusse des Abhanges beginnen die Tonschieferlagen zahlreicher und mächtiger und die Sandsteinbänke im allgemeinen dünner zu werden.

2. Von der Stelle an, wo der Alpweg vom südlichen auf das nördliche Ufer der Runse übertritt, bei zirka 1210 m, etwa 150 m über dem Fusse des Abhangs, werden die vorwiegend dunkelgrauen und grobglimmerigen, zum Teil auch grünlichen und quarzreichen Sandsteinbänke rasch seltener. Es überwiegen von dieser Stelle an die dunkelgrauen, feinglimmerigen, ebenflächigen Dachschiefer.

3. Im Niveau von etwa 1260 m, am unteren Rande der auf der Karte auf dem Nordufer des Baches gezeichneten grossen Schieferfläche, verschwinden die Sandsteinbänke völlig, und es beginnt die Stufe der Blattengratschichten. Die mächtige Mergelschiefermasse hat in ihrem unteren Teile mit den liegenden Dachschiefern die dunkelgraue Färbung und den ziemlich reichen Gehalt an feinen weissen Glimmerschüppchen gemeinsam, unterscheidet sich von ihnen jedoch durch die lebhafter gelbliche Verwitterungsfarbe, den Reichtum an kleinen Foraminiferen und die geringere Härte.

Es scheint also ein sehr allmählicher Übergang zwischen der Sandsteinabteilung und den Dachschiefern und ein zwar rascher, aber doch nicht plötzlicher Übergang zwischen letztern und den Blattengratschichten vorhanden zu sein. Von einer Überschiebungsfläche zwischen den beiden Schichtgruppen konnte ich keine Andeutung bemerken. Auch an andern Stellen, wo die Grenzzone zwischen den Dachschiefern und den Blattengratschichten aufgeschlossen ist, z. B. über den Schieferbrüchen von Elm, östlich von Vadura im Taminatal, hatte ich stets den Eindruck, die beiden Schichtreihen seien durch einen allmählichen petrographischen Übergang miteinander verbunden. Die Beobachtungen in meinem Untersuchungsgebiet scheinen also dafür zu sprechen, dass die Blattengratschichten das normale Hangende der Dachschiefer sind und dass daher letztere samt der Sandsteingruppe auch noch zum Mitteleocän gehören. Nun aber halten, wie schon betont wurde, die Schweizer Geologen mit den Tertiärpaläontologen daran fest, dass die Sandstein-Dachschiefergruppe ins Oligocän gestellt werden müsse oder zum mindesten jünger sei als Lutétien. Die Frage nach der gegenseitigen Beziehung der beiden Flyschgruppen stellt sich damit als das schwierigste der noch ungelösten Probleme des Glarnerflysches heraus.

Abgesehen von den paläontologischen Gründen, die für das oligocäne Alter der Taveyannazsandsteine und Dachschiefer geltend gemacht werden, muss es in der Tat unwahrscheinlich erscheinen, dass die ganze gewaltige, stellenweise über 2000 m mächtige Schichtreihe von den Bürgenschichten bis und mit den Blattengratschichten eine einzige Eocänstufe, das Lutétien, darstellt. Dass das Rätsel nicht durch die Annahme gelöst werden kann, die Blattengratschichten seien verkehrt auf den Dachschiefern liegendes Eocän, ist schon im tektonischen Teil (p. 180) dargetan worden. Wenn man am oligocänen Alter der Sandsteine und Dachschiefer festhält, wird man also gezwungen sein, anzunehmen, die Blattengratschichten seien wie der Wildflysch weit aus dem S über das helvetische Oligocän hinübergeschoben und dann bei der Deckenbildung mit dem Wildflysch zwischen das Autochthone und die helvetischen Decken eingewickelt worden.

Mit dieser Hypothese steht die Facies der Nummulitenbänke der Blattengratschichten in gutem Einklang. Sie stimmen nach Gesteinscharakter und Fauna auffallend mit dem Nummulitenkalk der Drusbergdecke (vgl. p. 411) überein, und ganz ähnliche neritische Nummulitenkalkmassen mit fast derselben Fauna treffen wir wieder im Wildflysch an, so dass der Gedanke sich aufdrängen muss, dass auch die Blattengratschichten aus dem südlichsten Teil des helvetischen oder aus dem ultrahelvetischen Faciesgebiet stammen. Sie sind vielleicht die Bürgenschichten und Stadschiefer in ultrahelvetischer Facies.

Vielleicht ist die Überschiebungsfläche zwischen den Dachschiefern und den Blattengratschichten nur deshalb nicht zu bemerken, weil keine auffällige Rutschfläche entsteht, wenn zwei Mergelmassen übereinandergleiten, und weil sie überdies durch das allgemein herrschende Clivage verwischt worden ist.

II. Der Wildflysch (und seine Einschlüsse).

a) Historisches, lithologischer Charakter und Verbreitung.

Der Name Wildflysch ist zuerst von Kaufmann für eine zwischen Thunersee und Vierwaldstättersee weit verbreitete Flyschfacies verwendet worden. Er bezeichnete damit (**110**, p. 533) «dunkelgraue bis schwarze, weiche, glänzende, krummschalige und oft von gestreiften Reibungsspiegeln durchzogene Schiefer, welche mit macignoartigem Sandstein, zuweilen auch mit Konglomerat wechseln und in welche auch Stadschiefer, Fukoidenschiefer, leimernartige Schiefer, grünsandige Nummu-

litenbänke und Granitbreccien eingelagert sind. Die Schichten sind häufig und in merkwürdiger Weise gefaltet, geknickt und zerrissen, die Sandsteine quer gespalten, die Stücke auseinandergezerrt, gerieben und mehr oder weniger vom Schiefer umwickelt». Es muss hervorgehoben werden, dass KAUFMANN unter dem so charakterisierten Wildflysch nicht eine scharf abgegrenzte Flyschstufe von bestimmtem stratigraphischem Niveau, sondern lediglich eine eigenartige Ausbildungsweise des Flysches versteht, die sowohl in der subalpinen Flyschzone als auch in der Flyschmulde Habkern-Sarnen innerhalb seines «untern Flysches» (Rigischichten) auftritt und bald nur an einzelne Lagen gebunden ist, bald über grosse Komplexe sich ausdehnt.

In neuerer Zeit ist dem Begriffe Wildflysch allmählich eine umfassendere Bedeutung gegeben worden. Während KAUFMANN entsprechend den zu seiner Zeit herrschenden Anschauungen über die Tektonik der Alpen den gesamten Flysch als tektonisch einheitlich und daher auch als eine kontinuierliche Schichtfolge aufgefasst hatte, führte P. BECK (**203** und **239**) in den Gebirgen nördlich von Interlaken zum erstenmal eine Gliederung des Flysches in helvetischen Flysch und «Klippenflysch» durch. Im Sinne KAUFMANNS bezeichnet er zwar im allgemeinen mit Wildflysch nur die Mergelschiefer des «Klippenflysches», soweit sie durch wirre Struktur und Reichtum an eingeschlossenen kristallinen und sedimentären exotischen Blöcken ausgezeichnet sind (**239,** p. 51); aber bisweilen überträgt er den Namen Wildflysch auch auf den gesamten Flysch seiner «Niesen-Habkerndecke».

In der Geologischen Karte der Gebirge am Walensee (**359**) hat ARNOLD HEIM im Sinne KAUFMANNS nur diejenigen Teile des Flysches der Amdenermulde als Wildflysch ausgeschieden, die aus zerknitterten dunkeln Mergeln mit exotischen Blöcken und zerrissenen Sandsteinbänken bestehen, daneben aber noch eine Reihe anderer Flyschabteilungen unterschieden. In seinem Werke über die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen (**205**) dagegen wie auch in seiner Monographie der Churfirsten-Mattstockgruppe (**228**) fasst er den gesamten Flysch des Säntis-Churfirstengebietes mit Ausnahme der Stadschiefer und der Flyschsandsteine des Kapfenberges bei Weesen unter dem Namen Wildflysch zusammen. Er bezeichnet ferner mit diesem Namen in der subalpinen Flyschzone und im Deckengebiet der zentralen Schweizeralpen den über den stadschieferartigen Globigerinenmergeln und unter den «Obwaldner Schichten» liegenden Flysch, im Gebiete der südlichen Glarneralpen in Übereinstimmung mit mir den über den Blattengratschichten oder über der Sandstein- und Dachschiefergruppe liegenden Flysch (vgl. **205,** p. 123—125, Tabelle bei p. 140, p. 180 bis 187; **228,** p. 36/37, 66, 128). Dabei ist zu bemerken, dass ARNOLD HEIM in diesen beiden Werken den gesamten Flysch als eine einheitliche Schichtfolge auffasste, den Wildflysch somit als ein Glied des helvetischen Flysches betrachtete. Er kam jedoch schon 1911 von dieser Ansicht ab (**243**) und betrachtet jetzt den Wildflysch, vielleicht mit Ausnahme mancher Wildflyschpartien der Säntis-Churfirstengruppe, als einen aus dem ultrahelvetischen Faciesgebiet nordwärts geschobenen Flyschkomplex (vgl. **295,** p. 323, 349—361).

Mit dem Namen Wildflysch bezeichne ich diejenigen Flyschmassen der Glarneralpen, die über den Blattengratschichten oder, wo diese fehlen, über der Sandstein- und Dachschiefergruppe oder über noch ältern Abteilungen der helvetischen Eogenbildungen liegen. Sie stellen zugleich das Gesteinsmaterial einer Decke dar, die im tektonischen Teil (p. 170—181) als Wildflyschdecke besprochen worden ist. Im Gegensatz zu meiner frühern Auffassung vom Jahre 1908 betrachte ich den Wildflysch also nicht als obern Teil des helvetischen Flysches, sondern als eine Sedimentbildung, die zu einem grossen Teil mitteleocänen Alters ist, aber nicht aus dem helvetischen Faciesgebiet stammt, sondern in dem südlich davon liegenden ultrahelvetischen Gebiete zur Ablagerung kam und vor dem helvetischen Faltenschub über das Gebiet der helvetischen Facies hinübergeschoben wurde.

Für den grössten Teil unseres Wildflysches ist die seinerzeit von KAUFMANN gegebene Charakteristik zutreffend. Allein damit stehen manchenorts Flyschmassen in Verbindung, die der wirren Struktur des typischen Wildflysches entbehren und an helvetischen Flysch, z. B. an Stadschiefer oder Partien der Sandstein- und Dachschiefergruppe, erinnern. Da sie jedoch mit typischem Wildflysch durch Übergänge untrennbar verbunden sind oder einzelne Lagen von echtem Wildflysch enthalten und so mit der Hauptmasse des Wildflysches eine lithologische und tektonische Einheit bilden, scheint es mir gerechtfertigt, sie ebenfalls in die Bezeichnung Wildflysch einzuschliessen.

Wo der Wildflysch der Glarneralpen typisch ausgebildet ist, zeigt er wie derjenige der Zentral- und Westschweiz als auffälligstes Faciesmerkmal die Erscheinung, dass in eine vorwiegend aus zerknitterten dunkeln Mergelschiefern bestehende Grundmasse eine grosse Mannigfaltigkeit anderer Gesteine teils in Form von Bänken, teils in Form von Blöcken oder Breccien eingelagert ist. Die Kalk- und Sandsteinbänke zeichnen sich durch auffallende Unbeständigkeit aus. Sie keilen häufig schon nach wenigen Metern Länge aus, oft lassen sie sich 10—100 m weit, nur selten über 1 km weit verfolgen, niemals aber dehnen sie sich über ein grösseres Gebiet zusammenhängend aus, wie dies bei normalen Sedimenten der Fall ist. Es lässt sich auch keine gesetzmässige Anordnung der einzelnen Sedimentbänke oder Gesteinsgruppen innerhalb der Wildflyschmasse erkennen. Die Gemengteile der Breccien und Konglomerate und viele Blöcke sind ohne Zweifel als bereits verfestigte Gesteine in die Mergelschiefer eingelagert worden, die wir uns als eine marine, teils in der Eocänzeit, teilweise schon zur Zeit der oberen Kreide entstandene Ablagerung denken dürfen; sie sind also älter als die Bildung des Wildflysches selbst, und dasselbe gilt wohl auch von einzelnen der in die Schiefermasse eingebetteten grösseren Felsmassen. Der Wildflysch stellt also zum Teil eine Trümmerbildung dar, ein in eine Mergelmasse eingebettetes Gemenge von Gesteinen verschiedenen Alters. Aus diesem Grunde, und weil innerhalb der mächtigen Bildung kein gesetzmässiger Gesteinswechsel zu erkennen ist, lässt sich keine genaue chronologische Gliederung derselben durchführen. Wir müssen uns auf eine Besprechung der Gesteinstypen, die an der Zusammensetzung des Wildflysches teilnehmen, beschränken.

Das Verbreitungsgebiet des Wildflysches fällt im allgemeinen zusammen mit demjenigen der Wildflyschdecke und zerfällt innerhalb unseres Untersuchungsgebietes geographisch und tektonisch in zwei Teile. Im N bedeckt er zu beiden Seiten des hintern Wäggitales eine breite Zone vor den Stirngewölben der Drusbergdecke und der Rädertendecke und dringt von dort aus in die Synklinalen zwischen Drusbergdecke, Rädertendecke, Säntisdecke, Wagetenkette und Nagelfluh ein. In auffallender Mächtigkeit und viel grösserer horizontaler Ausdehnung tritt er im südlichen Teil der Glarner- und St. Galleralpen zutage, wo er zwischen die autochthonen Falten und das System der helvetischen Decken eingewickelt ist (vgl. p. 175—177).

b) Gesteinsarten.

Die nachfolgende Beschreibung kann nicht Anspruch darauf machen, die grosse Mannigfaltigkeit der Gesteinstypen des Wildflysches auch nur annähernd vollständig zu schildern. Die Zahl der Gesteinsarten und namentlich der Übergänge zwischen den verschiedenen mergeligen, kalkigen und sandigen Gesteinstypen ist so gross, dass eine scharfe Abgrenzung und genaue Charakteristik der einzelnen Varietäten ohne mikroskopische Untersuchung kaum möglich ist. Bei der Mannigfaltigkeit der Erscheinungen ist es auch wahrscheinlich, dass mir das eine und andere wichtige Gestein entgangen ist. Die scharfe Unterscheidung der Gesteinsarten wird auch dadurch erschwert dass sie nicht mehr in ihrem ursprünglichen Schichtverbande stehen, sondern oft bunt durcheinandergemengt sind. Manche Gesteine von verschiedenem Aussehen gehörten vielleicht ursprünglich derselben Schichtgruppe an, während Gesteine von ähnlicher Beschaffenheit vielleicht aus sehr ungleich alten Schichtgruppen stammen.

1. Dunkelgraue Mergelschiefer.

Die Grundmasse des Wildflysches wird fast überall durch dunkelgraue Mergelschiefer gebildet. Sie treten jedoch in mancherlei, durch kleine lithologische Unterschiede bedingten Erscheinungsformen auf, die unter sich wieder durch Übergänge verbunden sind und sich daher nicht sehr scharf gegeneinander abgrenzen lassen.

a) Zerknitterte schwarze Wildflyschmergel.

Wo der Wildflysch durch Reichtum an zerrissenen Bänken, Blöcken und Brocken von Sandstein, Kieselkalk, Breccien und Konglomeraten oder exotischen kristallinen Blöcken ausgezeichnet

ist, wo also der typische Wildflysch im engern Sinne des Wortes vorliegt, erscheint seine Grundmasse stets als schwarzgrauer, blauschwarzer oder kohlig-schwarzer Mergel- oder Tonschiefer von düsterer, bräunlichschwarzer oder dunkelgrauer Verwitterungsfarbe. Die Schiefer sind unebenflächig, meistens wirr gefältelt oder zerknittert und daher von knorrigem, wildem Aussehen, und die Schieferflächen sind in der Regel durch lebhaften Glanz ausgezeichnet, der oft durch gestreifte Rutschspiegel, noch häufiger aber durch feine Serizitüberzüge bedingt ist. Sie sind mehr oder weniger reich an Muskovitglimmerschüppchen, die in der Regel so fein sind, dass sie erst mit der Lupe deutlich bemerkt werden; bisweilen sind einzelne Schieferflächen, besonders in der Nähe von sandigen Einlagerungen, reichlich mit groben weissen Glimmerblättchen bedeckt. Häufig sind die schwarzen Schiefer von dünnen verbogenen Streifen oder unregelmässigen Nestern von feinsandigem, eisenschüssigem, rostig verwitterndem Gestein durchsetzt, so dass sie ein wenig an die Opalinusschiefer oder knorrigen Eisensandsteine des Doggers erinnern. Oft sind sie ziemlich zähe, häufig aber weich, stengelig oder bröckelig zerfallend, zwischen den Fingern zerreiblich und bei Wasserzutritt in einen schwarzen Brei sich verwandelnd. Mit der offenbar durch tektonische Vorgänge bedingten knorrigen Struktur der Wildflyschschiefer hängt es zusammen, dass sie in der Regel auch reichlich von unregelmässig verzweigten, gelblichen Calcitadern durchsetzt sind, die oft zu förmlichen Platten oder unregelmässigen Nestern anschwellen. Wo die schwarzen Mergel keine Blöcke oder Breccien einschliessen, lässt sich ihre Zugehörigkeit zum Wildflysch wenigstens daran erkennen, dass sie in reichlicher Menge dünne (meist nur $0{,}_5$—2 cm dicke), rasch sich ausspitzende Lagen oder nuss- bis faustgrosse Linsen eines dunkelgrauen, feinsandigen, oft auch feine Glimmerblättchen enthaltenden tonigen Kalkes enthalten, der ohne scharfe Grenze in die schwarze Schieferhülle übergeht.

b) Ebenflächige Mergelschiefer.

Wenn die Blockeinlagerungen spärlicher werden oder ganz verschwinden, wird auch die Struktur der schieferigen Grundmasse ruhiger. Der Wildflysch verliert seinen wilden Charakter und wird zu einem mehr oder weniger ebenflächigen Mergel- oder Tonschiefer. Dieser Typus ist besonders im tieferen Teil der Wildflyschmasse auf der Ostseite der Grauen Hörner weit verbreitet, z. B. im Badtobel westlich von Ragaz, bei Pfäfers, Wangs und Vilters.

Im östlichen Teil des Badtobels sind es schwarzgraue oder blauschwarze, im allgemeinen ziemlich weiche Mergelschiefer, oft ziemlich reich an sehr feinen, erst mit der Lupe deutlich erkennbaren weissen Glimmerblättchen, mit Pyritkonkretionen, ruhig gelagert, nicht wildflyschartig zerknittert, aber doch nicht so ebenflächig wie die Dachschiefer. Sie wittern meistens düster bräunlichgrau, oft auch gelblichgrau an und sind oft sehr reich an Globigerinen, die auf den angewitterten Schieferflächen sich in Form von kleinen dunkeln Punkten und Körnchen bemerkbar machen. Die Mergel erinnern oft stark an die Blattengratschiefer, schliessen aber einzelne graue Sandsteinbänke ein und gehen seitlich in echten Wildflysch mit zerrissenen Lagen von Glimmersandstein und Kieselkalk über. Von den Blattengratschiefern und den helvetischen Globigerinenmergeln unterscheiden sie sich auch dadurch, dass sie häufig etwas sandig sind, konsistentere Platten bilden und oft von glänzenden schwarzen Flächen durchzogen sind. An andern Stellen, z. B. an der Strasse zwischen Ragaz und Valens, findet man in Schiefern vom gleichen Typus auch einzelne Lagen von knorrigen, glänzenden, schwarzen Wildflyschschiefern und häufig unscharf gegen die Schiefermasse abgegrenzte kleine Linsen und dünne Lagen von feinglimmerigem Sandstein.

Nicht selten fallen innerhalb dieses Schiefertypus ziemlich ebenflächige, dunkelgraue, glimmerhaltige, harte Schiefer mit intensiv rostigen, metallisch oder perlmutterartig glänzenden, violettroten oder gelbroten Schieferflächen auf. Ich beobachtete solche z. B. an der Strasse Ragaz-Valens, im Valtüsch östlich vom Heidelpass (Graue Hörner), auf der Südseite des Muttentalergrates, am Schröterkopf auf Ober-Valeis (südwestlich von Vilters), am Nordabhang des Kalkhorns auf Jätzalp, zwischen Ruch Wichlenberg und Panixerpasshöhe. Ähnliche metallisch glänzende, rostige Schiefer beobachtete ich da und dort auch innerhalb des Schiefertypus *a*, niemals aber in den helvetischen Flyschschiefern.

c) Globigerinenmergel mit knorrigen Kalkmergelplatten.

Diesem Mergeltypus gehören grosse Massen des Wildflysches in der Sardona- und Ringelspitzkette, im Gebiete der Muldenkerne der autochthonen und parautochthonen Falten an. Wir finden z. B. auf Alp Raschiglius nördlich vom Flimserstein den ganzen Abhang unterhalb der Terrasse Plaun dils ails aufgebaut aus dunkelgrauen, weichen, ziemlich glattflächigen, aber etwas wellig verbogenen Mergelschiefern, deren serizitisch glänzenden, gelblichgrau angewitterten Schieferflächen ganz übersät sind mit dunkeln Foraminiferen. Die Schiefer sind oft sehr dünnblätterig und werden nach oben dunkler, wildflyschartig schwarzglänzend. Immer sind in diese weiche schieferige Grundmasse eine Menge 1—3 cm dicke, rasch auskeilende, härtere Platten eingelagert, die teils aus dunkelgrauem, feinspätigem oder glimmerhaltigem, mergeligem Kalk, teils aus unregelmässigen gelben Calcitlagen bestehen. Die aus der schiefrigen Grundmasse herausgewitterten, massenhaft herumliegenden Platten fallen durch ihre sandig anzufühlende, heller oder dunkler bräunlichgrau und rissig angewitterte, knorrige Oberfläche auf.

Dieselbe Mergelbildung bildet den Gratrücken zwischen Raschiglius und Segnes sura südlich von der Furca 2551 m; ebenso herrscht sie am Rücken westlich von Segnes sura und am Abhang gegen Segnes sut vor. Die Mergel sind hier vorwiegend dünnblätterig, schwarzglänzend und anscheinend arm an Globigerinen. Ganz ähnliche Mergel mit denselben rissig angewitterten Kalkmergel- oder Calcitplatten beobachtet man auch zu beiden Seiten der Segnespasshöhe, auf der Terrasse Martinsmad auf der Nordseite des Vorab und an den Steilstufen oberhalb und unterhalb dieser Terrasse. Diese harten Einlagerungen entsprechen wohl den bei der Besprechung der knorrigen Wildflyschschiefer (Typus *a*) erwähnten dünnen Lagen und Linsen tonigen Kalkes, die unscharf gegen die schiefrige Umhüllung abgegrenzt sind.

Andere Einlagerungen treten in diesen Mergelmassen nur vereinzelt auf (Nummulinenkalk- und Assilinengrünsandbänke zwischen Martinsmad und Piz Grisch, zerrissene Assilinengrünsandbänke südlich Furca nördlich vom Flimserstein, grünliche Quarzitsandsteine und rote Mergel westlich von Raschiglius sura). Diese Einlagerungen und der seitliche Übergang in echten blockreichen Wildflysch beweisen jedoch, dass die Mergelbildung zum Wildflysch und nicht zur Stufe der helvetischen Globigerinenmergel gehört, mit denen sie leicht verwechselt werden kann.

d) Stadschieferartige Globigerinenmergel.

Bald nur in vereinzelten, zwischen schwarze zerknitterte Wildflyschschiefer eingeschalteten Lagen, bald in Form von ausgedehnten Massen treten Mergel auf, die im Handstück kaum von den Globigerinenmergeln des untersten helvetischen Flysches unterschieden werden können, oft auch den Blattengratschiefern gleichen. Ein breiter Zug solcher Mergel verläuft z. B. im nördlichen Teil der Calandakette von Matonalp quer durch das Tälchen von St. Margretenberg bis nach Mastrils am Rhein. Östlich und nördlich von der Hütte von Matonalp sind sie in einer Mächtigkeit von 80 bis 100 m aufgeschlossen. Es sind inwendig dunkel blaugraue, dünnblätterige Globigerinenmergel mit lebhaft hellgelb anwitternden, serizitisch glänzenden Schieferflächen, mehr oder weniger reich an äusserst feinen weissen Glimmerschüppchen und mit vereinzelten Pyritkonkretionen. Ziemlich genau denselben Charakter zeigen die Mergel in den Aufschlüssen in der Umgebung von Mastrils, z. B. an der Strasse zwischen dem untern und dem obern Teile des Dorfes und am Fusswege nördlich von Tretsch. Stets sind es dunkelgraue, meistens lebhaft gelblichgrau anwitternde und serizitisch glänzende, oft auch bräunlich anwitternde, an Globigerinen und feinen weissen Glimmerschüppchen reiche Mergelschiefer, oft bröckelig und dünnblätterig, oft auch etwas konsistentere Platten bildend. Blockeinschlüsse fehlen völlig; doch beobachtet man in dieser Gegend öfters einen Übergang der Mergelmasse in etwas härtere, von unregelmässigen Calcitadern durchzogene tonige Lagen, wie sie allen Mergelschiefertypen des Wildflysches eigen sind. Die Mergelmasse ist häufig von flaserig verzweigten, sandigen Tonschlieren durchzogen, die auf den gebleichten, glänzenden Schieferflächen als unregelmässige, dunkelbräunliche Streifen und Flecken erscheinen. (Vgl. Figur 82, p. 446.)

Ein Zug von dünnen, durch Mergellagen getrennten Assilinengrünsandbänken lässt sich innerhalb dieser Mergelmasse von Matonalp bis ins Dorf Mastrils verfolgen. In der Gegend von Tretsch

sind in der Nähe des Nummulitenbandes eine Strecke weit einige Bänke eines graugrünen, feinkörnigen, glimmerreichen Sandsteins in die Schiefer eingeschaltet, und am Strässchen zwischen den Häusern des oberen Teiles von Mastrils beobachtet man zwischen den dunkeln Schiefern Brocken eines harten glimmerhaltigen Sandkalkes. Nordwärts geht die Mergelmasse rasch in typischen schwarzen Wildflysch über, und im S wird sie auf langer Linie von Dachschiefern und Sandsteinen der helvetischen Facies begrenzt. Die Mergel von Matonalp-Mastrils sind vielleicht ultrahelvetische Senonmergel; doch können dafür noch keine sichern Beweise gegeben werden.

Eine 30—50 m mächtige Folge von stadartigen Schiefern fiel mir im tiefsten Teile des Wildflysches am Südabhang des Monte Luna (Graue Hörner) in der Gegend von Rossböden oberhalb Tritt und am Südostende des von der Vogelegg ausgehenden Felsgrates auf. Die lebhaft gelblich oder bräunlichgelb anwitternden, etwas sandig anzufühlenden Schiefer sind inwendig dunkelgrau, reich an feinen weissen Glimmerblättchen und enthalten viele faserförmige Pyriteinschlüsse und eine Menge Globigerinen. Sie bilden ziemlich feste, etwas unebenflächige Platten. Nordwestlich von Rossböden werden sie von typischen knorrigen Wildflyschschiefern mit quarzitischen Einlagerungen unterteuft und schliessen hier wie auch südlich von der Vogelegg auch einzelne zerknitterte Wildflyschlagen ein, so dass an ihrer Zugehörigkeit zum Wildflysch nicht gezweifelt werden kann.

2. Dachschieferartige Tonschiefer.

In der Gruppe der Grauen Hörner beobachtete ich an einigen Stellen auffallend dachschieferartige, dunkelgraue, an feinen weissen Glimmerschüppchen mehr oder weniger reiche Tonschiefer in Form von ziemlich harten, ebenflächigen, dünnen Platten. Sie treten jedoch nirgends in grösseren Massen auf wie die helvetischen Dachschiefer, sondern stets nur in Form von vereinzelten Lagen und Linsen, die zwischen zerknitterte Wildflyschmergel oder Sandsteinbänke eingeschaltet sind. Solche Schiefer findet man da und dort innerhalb der Sandsteinmassen, die sich von Vilters auf der rechten Seite des Seebachtobels bis nach Ober-Valeis verfolgen lassen, z. B. längs des Alpweges am Abhang zwischen Unter- und Ober-Valeis und in einem verlassenen kleinen Steinbruch bei Grestis östlich von Vilters. Da auch die Sandsteinbänke, zwischen welche die dachschieferartigen, mergeligen Tonschiefer in Form von dünnen Lagen eingeschaltet sind, auffallend denjenigen der helvetischen Sandstein- und Dachschiefergruppe gleichen, ist es begreiflich, wenn Tolwinski (**236,** p. 34) die ganze Gesteinsmasse der letztern Flyschabteilung zugewiesen hat. Da jedoch die Schieferlagen nur hie und da dachschieferartiges Aussehen haben, viel häufiger aber wildflyschartig zerknittert sind, sandige Linsen und Brocken einschliessen und die ganze Bildung seitlich in echten Wildflysch mit Breccien und exotischen Blöcken übergeht, gehört sie wahrscheinlich selbst zum Wildflysch.

3. Fucoidenschiefer.

Mergelschiefer mit Fucoiden kommen sowohl im nördlichen wie im südlichen Teil des Wildflyschgebietes ziemlich häufig vor. Sie bilden jedoch nirgends grössere Gesteinsmassen, sondern treten bloss in vereinzelten Lagen oder Bankgruppen auf, zwischen welche andere Gesteine, namentlich häufig Sandsteine oder Quarzite, eingelagert sind. Sie nehmen kein bestimmtes Niveau ein und auch in bezug auf die sie begleitenden Gesteine lässt sich kein strenges Gesetz erkennen. Sie scheinen in manchen Gebieten ganz zu fehlen oder doch sehr spärlich vorzukommen, z. B. im Linthtal und Schächental, bei Ragaz, während sie in andern Gegenden häufig getroffen werden.

Im südöstlichen Teil der Glarneralpen, in der Sardonagruppe, sind es dunkelgraue bis bräunlichgraue, ebenflächige, meistens ziemlich weiche Mergelschiefer, auf deren lebhaft gelblich anwitternden Schieferflächen die dunkelgrauen oder schwarzen Fucoidenreste hübsche Zeichnungen erzeugen. Unter den Fucoiden ist am häufigsten *Chondrites intricatus,* Brong., häufig auch *Chondrites Targionii,* Brong., *Chondrites affinis,* Sternb.

In der Sardonagruppe fand ich Fucoidenschiefer z. B. auf der Werralp am Südabhang des Gipfels 2445 m, eingeschlossen zwischen glänzende rostigbraune Schiefer, die mit hellbräunlichen Quarzitbänken in Verbindung stehen; am Foopass am Grate zwischen den beiden Passlücken 2222 m

und 2229 m, wo die glattflächigen gelben Fucoidenschiefer durch dünne rostig angewitterte Sandkalklagen getrennt sind; am Grünenspitz in Gesellschaft von Glimmersandkalk und Quarziten; auf der Alp Falzüber am Steilhang zwischen Stäfeli und Horn, begleitet von dünnen Lagen von rostigen, zum Teil metallisch glänzenden Schiefern und eisenschüssigen Quarzitbänken; am Sattel zwischen dem Muttental und dem Heubützli (südlich vom Weisstannental); östlich von den Alphütten von Scheibs im Bette eines kleinen ostwärts fliessenden Baches, wo fucoidenreiche gelbe Schiefer mit Kieselkalkplatten wechsellagern; im Zirkus von Obergamsli südlich von Valtnovalp an manchen Stellen; im Valtüsch und am Muttentalergrat an vielen Stellen. In den Grauen Hörnern und im Taminagebiet scheinen sie viel spärlicher vorzukommen.

Die mächtigste Fucoidenschieferbildung traf ich im unteren Teile des Schlierenbachtobels nordwestlich von Hinterwäggital. Auf dem rechten Bachufer ist dort eine mächtige Wechsellagerung von 40° steil nach SSW fallenden Sandsteinbänken und Mergellagen aufgeschlossen. Die Mergel sind dunkelgrau, nicht so ausgesprochen gelblich anwitternd wie in der Sardonagruppe, sehr weich, dünnschiefrig, glattflächig und ausserordentlich reich an sehr schön erhaltenen Fucoiden, unter denen wieder *Chondrites intricatus* weitaus am häufigsten ist.

Bisher sind nirgends im helvetischen Flysch der östlichen Schweizeralpen, weder in den Globigerinenmergeln (Stadschiefer) noch in den Dachschiefern, Fucoiden gefunden worden. Auch den Blattengratschichten scheinen sie ganz zu fehlen. Wo wir in unserem Gebiete Flysch mit Fucoiden antreffen, dürfen wir ihn mit Sicherheit dem ultrahelvetischen Wildflysch beizählen.

4. Fucoidenkalk.

Fucoiden kommen nicht nur in Mergelschiefern, sondern auch in einem mergeligen Kalke von sehr charakteristischem Aussehen vor. Am Westende des Niederurnertales, am Feldrederligrat nördlich von der Passhöhe 1432 m, liegen im Wildflysch zahlreiche dünne Bänke eines lebhaft hellgelb anwitternden, inwendig hell bläulich- oder gelblichgrauen, dichten Kalkes von feinstem Korn. Das sehr spröde Gestein bricht beim Anschlagen mit sehr scharfen Kanten teils vollkommen ebenflächig nach feinen Kluftflächen, teils ausgezeichnet muschelig und schliesst in ziemlicher Menge, doch im allgemeinen viel weniger reichlich als die Fucoidenschiefer, schwarze Fucoiden ein, von denen die meisten zu *Chondrites intricatus* gehören. Bisweilen ist das Gestein auch von vereinzelten dünnen schwarzen Häuten durchsetzt, ähnlich wie der Seewerkalk.

Am Bergrücken zwischen Trebsental und Hinterwäggital, beim Anstieg von Schwarzenegg gegen den Brüschstock, trifft man zahlreiche 20—35 cm dicke Bänke desselben Kalkes, wechsellagernd mit Fucoidenschiefern. Trümmer des Gesteins sind auch in den Lokalmoränen des Niederurnertales sehr häufig. Der gelbe dichte Fucoidenkalk scheint überhaupt in der «subalpinen Flyschzone» ein weit verbreitetes Gestein zu sein. Die Beschreibung, die Kaufmann (**59,** p. 26, 175) von einer im Flysch auf dem Südabhang der Rigi-Hochfluh liegenden Kalkbank gibt und die er mit dem italienischen Alberese vergleicht, passt vollkommen auf den Fucoidenkalk des Wäggitales und Niederurnertales. Auch die dichten Kalke und Kalkschiefer, die Arnold Heim (**228,** p. 72—74) aus der Amdenermulde und der Gegend von Wildhaus beschreibt, scheinen mit unserem Fucoidenkalk ziemlich identisch zu sein.

Vereinzelte Bänke oder Bankgruppen des gelblich anwitternden dichten Kalkes mit im allgemeinen spärlichen Fucoiden fand ich auch in der Sardonagruppe und im Gebiete der Grauen Hörner. Ziemlich häufig sind sie auf den Alpen Valtnov und Scheibs südlich vom Weisstannental; ferner beobachtete ich einige Lagen des Gesteins zwischen Glimmersandsteinbänken und schwarzen Wildflyschschiefern an einem Fusswege, der von Halde südöstlich von Vilters in das Sartobel hineinführt; ferner eine Bank in Gesellschaft von Sandkalklagen dicht über der Talsohle unterhalb Brentschenkenberg zwischen Vilters und Ragaz, vereinzelte Trümmer auf Walenplangg auf dem Ostabhang des Lauistocks nördlich vom Weisstannental; eine Bank eines völlig identischen Gesteins, doch ohne deutliche Fucoiden, am Strässchen im Krinnentobel östlich von Halde (Vilters); ebenso einige solche Lagen östlich von der Taminaschlucht am Wege von Ragol nach Zeris. Am Foopass beobachtet man dicht nördlich von der südlichen Passlücke (2222 m) zwischen Breccienbänken und rostigen Sandkalken

dünne Lagen eines bläulichgrau anwitternden, innen ziemlich dunkelgrauen, dichten bis feinspätigen Kalkes mit spärlichen, aber sehr deutlichen Fucoiden.

5. Helminthoidenschiefer.

Auf der Südseite des Muttentalergrates, östlich vom Gipfel 2640 m, fand ich ziemlich häufig Platten eines bräunlichgelb anwitternden, inwendig dunkelblauen, feinspätigen Kalkmergelschiefers mit den gewundenen Figuren der rätselhaften *Helminthoidea labyrinthica*, Heer, die Albert Heim (**277**, Bd. II, p. 327) als Frassspur betrachtet.

Nach Oswald Heer (**47**, p. 246) sind die Helminthoiden im Flysch (offenbar nur im ultrahelvetischen Flysch) allgemein verbreitet. Ich selbst habe sie nur an der erwähnten Stelle und am Piz Sax beobachtet. Wenn ich sie auch an manchen andern Orten übersehen haben mag, kommen sie doch in unserem Untersuchungsgebiet wahrscheinlich ziemlich spärlich vor.

6. Rote Mergel.

Während im Wildflysch der Churfirsten-Mattstockgruppe und des Säntisgebietes, namentlich in der Amdenermulde, rote oder grüne Mergel nach Arnold Heim (**228**, p. 69—71) und eigener Beobachtung an vielen Orten vorkommen, traf ich in meinem Gebiete nur an zwei Stellen dünne Lagen von bunten Mergeln, die mit denjenigen von Amden verglichen werden können. Auf dem rechten Ufer des Niederurnerbaches, ungefähr auf Kurve 720 m, ist nahe über dem Kontakt des Wildflyschs mit der oligocänen Nagelfluh der Hirzlikette eine Lage von gelblichgrauen, grünlichen und bräunlichroten, bröckelig zerfallenden Mergeln auf etwa 2 m Mächtigkeit aufgeschlossen (Figur 47, p. 176). Während hier vielleicht eingewendet werden könnte, die bunten Mergel gehören noch zu der benachbarten Molasse, liegt das andere Vorkommnis ganz im Innern des Wildflyschs. Auf Alp Raschiglius am Südabhang des Trinserhorns trifft man westlich von der Alphütte 2180 m längs eines Fusspfades auf etwa 100 m Länge ein oft nur 20 cm dickes, oft auf einige Meter Mächtigkeit anschwellendes Band von düster rotbraunen Mergeln, eingeschaltet zwischen blaugraue globigerinenreiche Mergel und glänzend schwarze, zerknitterte Wildflyschschiefer.

7. Sandsteine.

a) Sandsteine vom Typus der autochthonen Flyschsandsteine.

Am Abhang zwischen dem Dorfe Vilters und Vilterseralp tritt in der Gegend von Buchhölzer und Vilterserberg in allen Aufschlüssen ein Sandstein zutage, der petrographisch kaum vom autochthonen Flyschsandstein des Sernf- und Linthtales unterschieden werden kann. Er wittert grünlichgrau bis dunkelbraun an, ist besonders in den untern Lagen meistens parallelepipedisch durchklüftet, innen grünlichgrau, sehr zähe, in den oberen Lagen mehr bläulich bis bräunlichgrau, reich an kleinen Quarzkörnern von meistens kaum $0{,}_5$ mm Durchmesser und feinen weissen Glimmerschüppchen. Hie und da sieht man darin, wie in den Glarner Flyschsandsteinen, kleine schwarze Tonschiefersplitterchen. Ton- oder Mergelschieferlagen sind im untern Teil nur spärlich, im obern Teil reichlicher zwischen die Sandsteinbänke eingelagert. Tolwinski (**236**, p. 34) hat diese Sandsteine als echte Taveyannazsandsteine betrachtet. Ich konnte jedoch die Sprenkelung auf frischen Bruchflächen nirgends beobachten; dagegen sind die Anwitterungsflächen in der Tat oft hellrostig gefleckt, wie dies bei den echten und unechten Taveyannazsandsteinen meistens der Fall ist. Wollte man diese Sandsteine zum helvetischen Flysch rechnen, so müsste man annehmen, es tauche hier eine autochthone Falte aus dem Wildflysch empor. Ich zweifle jedoch, dass dies der Fall ist, und glaube eher, die Sandsteine von Vilters gehören zur Wildflyschdecke. Die Gründe dafür sind folgende:

1. Die Bankung des Gesteins ist lange nicht so regelmässig, wie dies bei den helvetischen Flyschsandsteinen der Fall zu sein pflegt. Die im allgemeinen dicken Bänke ändern ihre Mächtigkeit rasch und spitzen sich oft plötzlich aus.

2. Die zwischen den Sandsteinbänken liegenden Mergelschiefer sind zwar oft dachschieferartig ebenflächig; aber viel häufiger sind es wildflyschartige, gewulstete, bröckelige Mergel, oft mit glänzenden Rutschspiegeln, häufig auch weiche, dünnblätterige schwarze Mergelschiefer.

3. Die mächtigen Mergelschiefer, die im Tobel des Vilterser Baches die Unterlage der Sandsteinmasse bilden, sind verschieden von den helvetischen Globigerinenmergeln, die sonst das Liegende der Flyschsandsteine bilden. Sie müssen zum Wildflysch gehören (vgl. p. 430).

4. Die Sandsteinmasse keilt auf den beiden Wänden des Vilterser Bachtobels gegen S aus und wird dort umhüllt von Mergeln mit Glimmersandsteinbrocken, die zum Wildflysch gehören. Auf der rechten Seite des Tobels folgt in höherem Niveau über diesen Wildflyschmergeln nochmals eine mächtige Folge von Flyschsandsteinbänken mit dachschiefer- oder wildflyschartigen Zwischenlagen, die sich bis in den Hintergrund des Bachtobels nach Ober-Valeis ausdehnt und dort westwärts wieder in Wildflysch auskeilt.

Wahrscheinlich handelt es sich hier um zwei grosse Massen von Flyschsandsteinen, die aus dem südlichsten Teil des helvetischen oder dem nördlichen Teil des ultrahelvetischen Gebietes stammen und beim Vorschub der Wildflyschdecke in den Wildflysch eingewickelt worden sind.

Zwischen Fluppe und Malver (östlich Pfäfers) schliessen die Wildflyschmergel einen grösseren Komplex von grünlichgrauen Sandsteinen ein, die kaum von helvetischen Flyschsandsteinen zu unterscheiden sind.

Auf Niemerstafel westlich vom Klausenpass treten im obersten Teil des Wildflysches nahe unter dem Malm der Griesstockdecke einzelne bis 1 m dicke, rasch auskeilende Bänke eines feinkörnigen, grüngrauen Sandsteins mit vereinzelten schwarzen Tonschieferpartikeln auf.

In der Umgebung der Hütte von Flühalp im Niederurnertal beobachtet man grünlichgraue, feinkörnige Sandsteine, reich an teils lebhaft weissen, teils fettglänzenden eckigen Quarzkörnchen von $0{,}_5$—1 mm Durchmesser und ziemlich reich an feinen weissen Glimmerschüppchen. Sie scheinen keine durchgehenden Bänke, sondern mehr nur Brocken und zerrissene Lagen zu bilden, die durch dunkelgraue weiche Wildflyschmergel getrennt sind.

Grünliche, feinkörnige, mehr oder weniger glimmerreiche Sandsteine in Form von Blöcken und unbeständigen Bänken findet man noch an manchen Stellen im Wildflysch, z. B. in der Nordwand des Flimsersteins, auf Alp Raschiglius.

b) Ragazer Sandstein.

Deutlich verschieden vom helvetischen Flyschsandstein ist der Sandstein, der westlich von Ragaz den steil aus dem Walde herausragenden Guschakopf bildet und in seiner Umgebung, im Gebiet zwischen Tamina und Saschielbach weit verbreitet ist. Der sehr dickbankige, oft grosse ungeschichtete Massen bildende Sandstein wittert dunkelbraun an und ist inwendig dunkelgrau bis bräunlichgrau, niemals grünlich, sehr reich an im allgemeinen grossen, eckigen, weissen, auf frischem Bruch fettglänzenden Quarzkörnern. Letztere sind im allgemeinen ziemlich gleichmässig durch das Gestein zerstreut und 1—5 mm dick, oft aber sind sie schlieren- und nesterweise gehäuft und erreichen an solchen Stellen oft einen Durchmesser von 1—5 cm, so dass das Gestein das Aussehen einer Breccie annimmt. Das Gestein enthält auch viele feine weisse Glimmerschüppchen, häufig auch schwarze Tonschiefersplitterchen wie die helvetischen Flyschsandsteine. Zwischen die Sandsteine sind, oft unscharf gegen sie abgegrenzt, bräunlich anwitternde, dunkelgraue, glimmerhaltige, im allgemeinen ziemlich ebenflächige, blätterige, oft perlmutterglänzende Mergel eingelagert.

c) Glimmersandstein.

In manchen Wildflyschgebieten nimmt ein Sandstein, der als Glimmersandstein bezeichnet werden kann, grossen Anteil am Aufbau des Wildflysches. Es ist ein düster braun anwitternder, meistens feinkörniger, oft auch ziemlich grobkörniger, innen dunkelgrauer bis bräunlichgrauer Sandstein, reich an feinen Quarzkörnchen und besonders durch grossen Reichtum an meistens grossen, lebhaft glänzenden Muskovitglimmerschüppchen ausgezeichnet. Das frische Gestein braust mit Salzsäure ziemlich stark. Bei sehr grossem Glimmergehalt nimmt es etwas schiefrige Textur an und geht

oft ohne scharfe Grenze in glimmerreiche Mergelschiefer über. Oft sind die Glimmerblättchen auf den Schichtflächen gehäuft. Das Gestein ist durch dünne dunkle Mergelschieferlagen in meistens dicke, oft auch nur 10—20 cm mächtige Bänke geteilt. Oft zeigen die mit schwarzen Mergelkrusten überzogenen Schichtflächen fingerbreite rinnenförmige Eindrücke. Auf der Nordseite des Muttentalergrates sah ich auch Glimmersandsteine mit vielen eingestreuten gelben Kalksplitterchen.

Die Bänke lassen sich meistens nicht auf grössere Strecken zusammenhängend verfolgen. Sie brechen oft plötzlich eckig ab oder spitzen sich zwischen den Mergellagen aus; oft sind sie völlig in kleinere, durch Mergel getrennte eckige Splitter und Brocken zerbrochen.

Diese Glimmersandsteine sind besonders in den Grauen Hörnern häufig. Oberhalb und unterhalb Vermol im Gafarratobel bilden sie eine mächtige Wechsellagerung mit dunkeln Mergelschiefern. Reichlich finden sie sich auch an den Zanayhörnern, in den Graten, welche die Täler von Tersol und Piltschina einrahmen, auch südlich von Gaffia und im Badtobel südlich von Ragaz, ziemlich häufig auch auf Alp Valtnov, am Muttentalergrat und nördlich vom Weisstannental. Auch an der Sardona, im Krauchtal und westlich vom Sernftal findet man sie häufig, doch meist nur in Form von zerrissenen Bänken und Brocken, die regellos in den Wildflysch eingelagert sind.

Etwas verschieden von dem Glimmersandstein der südlichen Glarner- und St. Galleralpen ist ein Gestein, das im Tobel des Schlierenbaches westlich von Hinter-Wäggital in bedeutender Mächtigkeit aufgeschlossen ist. Es ist ein braun anwitternder, innen grauer, feinkörniger, an vorwiegend kleinen Muskovitglimmerschüppchen reicher Sandstein, der Bänke von meistens 30—50 cm Dicke bildet und mit dunkelgrauen, weichen, dünnschieferigen Mergeln wechselt, die meistens sehr reich an Fucoiden sind (vgl. p. 433). Die Schichtflächen sind oft ganz mit grossen weissen Glimmerblättchen bedeckt und zeigen bisweilen merkwürdige Wülste und Höcker. Manche Sandsteinlagen sind infolge starken Glimmergehaltes schiefrig und leiten zu Mergelschiefern über. Das 30—35° nach S fallende Schichtensystem ist im Gegensatz zum übrigen Wildflysch auffallend ruhig gelagert.

d) Glaukonithaltige Sandsteine.

Auf Blossenalp (westlich von Niederurnen) liegen in den Wildflyschmergeln viele Bruchstücke eines hell bräunlichgrauen Sandsteins, in dessen feinkörnige quarzitische Grundmasse viele kleine dunkelgrüne Glaukonitkörner eingebettet sind. Auf dem Grate nördlich von der Passhöhe westlich von Blossenalp findet man Bruchstücke eines hellgrünen feinkörnigen Sandsteins mit massenhaften feinen dunkeln Körnchen, die wahrscheinlich auch Glaukonitkörner sind.

8. Kieselkalk und Sandkalk.

Allen Gebieten echten Wildflysches ist ein Gestein gemein, das stark an den Hauterivien-Kieselkalk erinnert. Es ist ein dunkelbraun anwitternder, dunkelgrauer, feinkörniger, zäher, kiesliger Kalk, der meistens nur 5—20 cm, bisweilen auch 30—80 cm dicke Bänke bildet. Die Schichtflächen sind häufig etwas wellig uneben, mit schwarzen, oft glänzenden Mergelkrusten überzogen, die oft mit grossen glänzenden Glimmerblättchen bestreut sind und fingerbreite, rinnenförmige Eindrücke zeigen. Die Bänke sind wie diejenigen der Glimmersandsteine stets stark zerbrochen. Man findet das Gestein daher meistens in Form von kurzen, eckig abgebrochenen, durch schwarze Mergel getrennten Stücken, die oft noch reihenweise angeordnet sind, oft aber fast regellos in die Mergel eingebettet sind. Häufig enthält es auch weisse Glimmerschüppchen und feine Quarzkörnchen. Durch Zunahme des Quarz- und Glimmergehaltes entstehen alle möglichen Übergänge zwischen Kieselkalk, Sandkalk und Glimmersandstein. Neben den Mergelschiefern bilden diese Kieselkalke und Sandkalke wohl die Hauptmasse des Wildflysches (Figur 78).

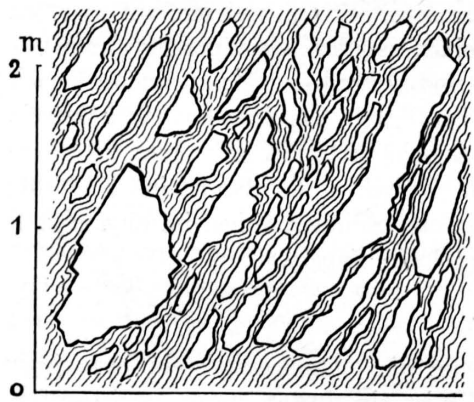


Fig. 78. **Strukturtypus des Wildflyschs.**
Runse bei Sandigen am Westabhang des Gulderstocks.

Dicht südlich von der Foopasshöhe sind Bänke eines rostig anwitternden, dunkel blaugrauen, feinkörnigen, etwas glimmerhaltigen Sandkalkes anstehend, die auf der rauhen Anwitterungsfläche merkwürdige, unabhängig von den Schichtflächen verlaufende, komplizierte Kleinfaltung erkennen lassen. Solche «Faltensandsteine» sah ich noch an vielen andern Stellen, z. B. am Nordabhang des Piz Sax, nördlich von Garschlu bei Wangs, im nördlichen Teil von Alp Zanay. Arnold Heim (**228**, p. 130) beobachtete sie auch am Fliegenspitz bei Amden und im Bärlauibach am Aubrig. Ochsner (**302**, p. 72) erwähnt sie aus dem Wildflyschgebiet zwischen Aubrig und Fluhbrig und erklärt ihre Entstehung durch Subsolifluktion während der Ablagerung des Gesteins.

9. Quarzite.

a) Sardonaquarzit.

Charakteristisch für den Wildflysch der südöstlichen Glarner- und St. Galleralpen ist ein dickbankiger, hellgrau bis hell rostbraun anwitternder, innen hell bräunlichgrauer, sehr zäher Quarzit. Die meistens 1—2 m, oft aber über 5 m dicken Bänke bestehen fast ganz aus kristallinischem, durch schwachen Eisengehalt hell bräunlich gefärbtem Quarz und enthalten daneben noch weisse Glimmerschüppchen. Die Schicht- und Kluftflächen sind meistens dicht besetzt mit kleinen, in der Sonne funkelnden Quarzkriställchen. Nach dem Urteil des Herrn Dr. F. de Quervain in Zürich, der die Freundlichkeit hatte, das Gestein zu untersuchen, handelt es sich eigentlich um einen quarzitischen Sandstein mit quarzigem Bindemittel, da die einzelnen Quarzkörner und Glimmerschüppchen noch gut erkennbar sind. Auf der Oberfläche siedelt sich die kieselliebende *Lecidaea geographica* an, deren gelbgrüne Farbe die Quarzitmassen schon aus der Ferne erkennen lässt (z. B. Gipfel des Fährispitz auf Raminalp). Oft ist der Quarzit in Form von Brocken und Blöcken in die Wildflyschmergel eingebacken; weitaus am häufigsten aber tritt er in 10—50 m dicken, oft wellig verbogenen oder gefalteten Schichtmassen auf, die sich oft nur 20 bis 50 m, häufig aber einige hundert Meter weit erstrecken und dann plötzlich eckig abbrechen. Die Quarzitbänke sind meistens durch 10—50 cm dicke schwarze, glänzende, oft sandige und rostige, an die Opalinusschiefer des Doggers erinnernde Mergellagen getrennt. Da das Gestein an der Sardona und in ihrer Umgebung in grossen Massen vorkommt, soll es kurz Sardonaquarzit genannt werden. Als Gestein von scharf ausgeprägtem Charakter, das meistens schon aus der Ferne leicht zu erkennen ist, ist es in den beiden Spezialkarten Nrn. 50 und 63 durch Farbzeichen ausgeschieden worden.

Besonders mächtige und ausgedehnte Sardonaquarzitmassen finden sich östlich von Mittel-Ramin an den Abhängen der Werralp und der Scheibe, am Mörderhorn, südlich von Ober-Fooalp (Heidel), am Nordabhang des Piz Sax, auf Tristelalp am Nordfuss des Tristelhorns, zwischen Sardonaalp und Muttentalergrat, beim Heidelpass, auf Brändlisbergalp, auf den Laufböden südlich von Vilterseralp. Westlich vom Sernftal ist das Gestein nicht mehr so häufig wie in der Sardonagruppe; doch trifft man auch hier noch viele kleinere Quarzitmassen. Der Gipfel des Schabell (Kärpfgruppe) besteht aus einer über 100 m mächtigen Sardonaquarzitmasse. In den Wildflysch von Altenoren (Ostende der Claridenkette) sind vereinzelte Blöcke und Bankgruppen des Gesteins eingebacken. Aus einer unter der Ostecke des Rotstocks liegenden Quarzitmasse sind mehrere 10—30 m^3 grosse Blöcke gegen die Hütte von Burg (Altenoren) abgestürzt.

Am Gipfel 2615 m des Muttentalergrates kommen Quarzitmassen vor, die sich durch intensiv rotbraune Färbung auszeichnen, sonst aber mit dem Sardonaquarzit übereinstimmen. An der Roten Platte nördlich von Brändlisbergalp sind auf weite Ausdehnung die Schicht- und Kluftflächen des Sardonaquarzits durch eine Eisenverbindung intensiv rot gefärbt.

b) Grüne Quarzite, Ölquarzit.

In allen Gebieten echten Wildflysches, sowohl in der «subalpinen Flyschzone» im Niederurnertal und bei Hinterwäggital wie auch in den südöstlichen Glarner- und St. Galleralpen, findet man dunkelgrüne oder graugrüne, bisweilen auch gelblichgrüne, feinkörnige, sehr zähe Quarzite. Manche mögen identisch sein mit dem Ölquarzit, der nach Arnold Heim im Wildflysch der Zone

Amden-Wildhaus häufig ist; im ganzen scheinen jedoch die echten fettglänzenden Ölquarzite in unserem Gebiete nur spärlich vorzukommen. Die grünen Quarzite zeigen sich meistens als kleine in den Wildflysch eingebackene Brocken und Blöcke; doch kommen auch Bänke grünen Quarzites vor. So bestehen in den grossen Sardonaquarzitmassen südlich von Alp Sardona (Nordfuss des Piz Sax) einzelne Bänke aus einem graugrünen, feinkörnigen bis dichten Quarzit mit etwas durchscheinenden Kanten, wieder andere aus einem mehr grobkörnigen grünlichgrauen Quarzit mit schwarzgrünen Glaukonitkörnchen, zahlreichen weisslichen Quarzkörnchen und vielen gelbglänzenden Pyritkriställchen.

10. Breccien und Konglomerate.

Wo der Wildflysch Sandsteine und Quarzite enthält, fehlen in der Regel auch Breccien nicht. Sie bestehen meistens aus eckigen weissen Quarzkörnern und Feldspattrümmern, weissen Glimmerblättchen und gelben Kalk- oder Dolomitsplittern. Oft enthalten sie auch dunkelgraue oder glänzend schwarze Mergelschieferbrocken, oft sind die Quarz-, Glimmer- und Kalksplitter in eine dunkle Mergelgrundmasse eingebettet. Meistens sind die Komponenten der Breccie kleine Splitterchen von nur $0{,}_5$—3 mm Durchmesser, so dass sie einem grobkörnigen Sandstein gleicht; aber oft kommen darin sehr grobe Quarzkörner, Glimmerschieferbruchstücke von mehreren Zentimetern Länge und gelbe Kalkbrocken von Nuss- bis Faustgrösse vor. Zwischen feinen und groben Breccien beobachtet man alle Übergänge.

Am häufigsten findet man die Breccien als Blöcke und kleine Trümmer im Verwitterungsschutt des Wildflysches; nicht selten trifft man sie aber auch in anstehenden Bänken, die aber nie auf grössere Länge sich erstrecken. So sieht man dicht südlich von der Foopasshöhe eine Wechsellagerung von Sandsteinen und Sandkalken mit bis 1 m mächtigen Breccienbänken. Ein bei den Hütten von Matt-Ramin liegender, aus jener Gegend abgestürzter Block zeigt einen mehrfachen Wechsel von Sandstein- und Breccienlagen; die Breccie greift oft ohne scharfe Grenze in die Sandsteinlagen hinein und enthält neben vielen kleinen und grossen gelben Kalksplittern, schwarzen Tonschieferbrocken und grossen Glimmerschieferstücken auch bis 20 cm lange eckige oder schlecht gerundete Trümmer von Glimmersandstein und Sandkalk. Dünne Lagen und dicke Bänke von Breccie, meistens im Wechsel mit Sandsteinen und Sandkalken, sah ich auch auf Ober-Valeis und am Schröterkopf südlich von Vilters, am Muttentalergrat südöstlich P. 2640 m, am Schlösslikopf auf Lasaalp, am Lauistock nördlich vom Weisstannental. Ebesnso sind am Ostufer des Wäggitaler Stausees durch den Strassenbau Bänke von polygener Breccie entblösst worden.

Im Hintergrund des Ramintales liegen im Winkel zwischen den von der Werralp und der Grossen Scheibe kommenden Bächen mehrere vom Abhang der Scheibe gestürzte 50—200 m^3 grosse Blöcke eines merkwürdigen Konglomerates. In seine aus typischem Sardonaquarzit mit schwarzen und rostigen Mergeleinlagen bestehenden Grundmasse sind massenhafte, grösstenteils gut gerundete, meistens faust- bis kopfgrosse Geschiebe, zum Teil auch eckige, bis 1 m lange Trümmer von exotischen Graniten und Glimmerschiefern eingebettet. Etwas südlich von der Stelle, wo der zur Sardona-Clubhütte führende Weg den vom Trinserhorn kommenden Bach überschreitet, liegt auf dem rechten Bachufer ein grosser Konglomeratblock, bestehend aus zahllosen teils eckigen, teils ziemlich gut gerundeten Geschieben von Kieselkalk, bräunlichen und grünen Quarziten und exotischen Gneissen, Graniten und Glimmerschiefern. Die Geschiebe sind in schwarze Wildflyschmergel eingelagert und meistens nuss- bis faustgross, manche 30—50 cm lang; ein Granitstück misst sogar $120 \times 60 \times 50$ cm.

An einigen Stellen beobachtete ich auch anstehende Konglomerate, z. B. am Muttentalergrat südlich vom Gipfel 2568 m, wo ich viele meistens runde, zum Teil auch eckige kristallinische Geschiebe in schwarze Schiefer oder auch in breccienartigen Sandstein eingebettet sah, der ohne scharfe Grenze in Sardonaquarzit übergeht. Die grösste anstehende Konglomeratmasse sah ich im Sartobel beim Bauernhof Loch (südöstlich Vilters). Die mehrere Meter mächtige Konglomeratbank kann auf dem rechten Bachufer etwa 100 m weit verfolgt werden und

besteht aus schwarzen Mergeln, in welche eine Menge Brocken und Geschiebe anderer Gesteine, darunter viele bis faustgrosse exotische Granite und Gneisse und grosse eckige Quarztrümmer eingebettet sind.

Die Wechsellagerung der Breccien mit Sandsteinen und Sandkalken, die allmählichen Übergänge zwischen Sandsteinen, Breccien und Konglomeraten und die Einbettung von Konglomeraten in geschichteten Sardonaquarzit beweisen, dass die Breccien und Konglomerate nicht etwa tektonisch entstanden, sondern Sedimente sind, die gleichzeitig mit den Schiefern, Sandsteinen und Quarziten sich gebildet haben.

11. Exotische kristalline Blöcke.

Blöcke und Geschiebe aus kristallinischen Silikatgesteinen, die im Aar- und Gotthardmassiv nirgends anstehend gefunden werden, waren schon seit langer Zeit aus den Flyschzonen der nördlichen Kalkalpen, namentlich der West- und Zentralschweiz und des Vorarlbergs, als eine rätselhafte Erscheinung bekannt. Wie Arnold Heim (**197,** p. 420) mitteilt, hatte schon Arnold Escher von der Linth auch im Flysch der südlichen Glarneralpen exotische kristalline Blöcke entdeckt; doch wurde ihrer weder in den damaligen noch in den späteren Arbeiten über die Geologie der Glarneralpen Erwähnung getan. Ich glaubte daher, eine neue Entdeckung gemacht zu haben, als ich im Jahre 1908 im Wildflysch des Sernftales an manchen Orten kristalline Geschiebe und Blöcke antraf.

Die exotischen kristallinen Blöcke im Wildflysch der Glarner- und St. Galleralpen zeigen ungefähr dieselben allgemeinen Erscheinungen, wie sie Arnold Heim (**228,** p. 100—102) für diejenigen des Gebietes Amden-Wildhaus festgestellt hat. Auch in unserem Gebiete gehören die bisher gefundenen kristallinen Blöcke ausschliesslich sauren Silikatgesteinen an. Am häufigsten scheinen glimmerreiche Gneisse und Glimmerschiefer vorzukommen. Unter letztern ist ein braunrotes, kupferfarbiges Gestein besonders häufig. Auch Granite, besonders weissliche Zweiglimmergranite, sind ziemlich häufig. Die im Wildflysch der Westschweiz so häufigen Habkerngranite sind bisher in unserem Gebiete so wenig als in der Flyschzone Amden-Wildhaus gefunden worden. Sie scheinen in der Ostschweiz ganz zu fehlen.

Hier wie anderwärts kommen die kristallinen Gesteine im Wildflysch niemals in Form von eigentlichen Schichtmassen, sondern lediglich als Blöcke und Gerölle vor. Im Gegensatz zu Habkern besitzen sie stets nur kleine Dimensionen. Im ganzen Gebiet sah ich nicht einen einzigen Block, der die Grösse von 1 m^3 erreicht hätte. Sie kommen im ganzen auch nur spärlich vor. In Konglomeraten liegen sie zwar bisweilen zu Hunderten, meistens in Form von kleineren Geschieben, beisammen; allein diese Konglomerate werden nur hie und da angetroffen. Die vereinzelt, in kleinen Nestern oder Gruppen in den Wildflysch eingebackenen kristallinen Trümmer sind meistens eckige Blöcke von 20—60 cm Länge; die grössten erreichen etwa $1{,}_5$ m Länge. Je wilder der Wildflysch ist, je reicher er an Blöcken und zerrissenen Bänken von Sandsteinen, Kieselkalken, Quarziten und Breccien ist, desto eher sind darin auch kristalline Blöcke anzutreffen. Fast immer werden sie von Sardonaquarzit, Glimmersandstein oder polygenen Breccien begleitet. Den reinen Wildflyschmergeln fehlen sie sozusagen ganz.

Ich führe hier die wichtigsten mir bekannt gewordenen Vorkommnisse an und verweise im übrigen auf die geologischen Karten. Die ersten kristallinen Blöcke traf ich auf den Weissenbergen bei Matt, am Ostufer der Runse, die den Ostrand der Heuwiesen bildet. Es liegen dort namentlich zwischen 1300 und 1400 m im Verwitterungsschutte zahlreiche kleine Blöcke von meistens nur 20 bis 50 cm Durchmesser von Glimmergneissen und Glimmerschiefern. In der Gegend von Sulzweid bei zirka 1600 m traf ich noch einen etwa 50 cm langen Glimmerschieferblock.

Auf dem Mittelstafel von Raminalp stecken dicht östlich von der Brücke über den Raminbach eine grössere Zahl von kristallinen Blöcken (kupferfarbige Glimmerschiefer, auch Gneisse und Zweiglimmergranite) über einer Bank von Sardonaquarzit in schwarzen, wulstigen Wildflyschschiefern. Der grösste Block, ein granitartiges Gestein, ist 80 cm lang und 50 cm breit.

Am Westabhang der Grossen Scheibe müssen zahlreiche kristalline Trümmer im Wildflysch sitzen, da im Schutt auf dem Südufer des von dort herkommenden Baches und namentlich auf der blockbestreuten Rippe zwischen diesem Bache und seinem ersten linksseitigen Zuflusse eine Menge kristalline Blöcke liegen, darunter ein 60 cm langer Block eines prachtvollen Granites mit Feldspatzwillingen. In ihrer Nähe fallen mehrere von der Grossen Scheibe abgestürzte mächtige Wildflyschschieferblöcke auf, in welche neben zahlreichen kleinen kristallinen Splittern und runden Geschieben viele eckige bis 60 cm lange kristalline Blöcke eingebacken sind. Nach freundlicher Untersuchung durch Herrn Dr. F. DE QUERVAIN in Zürich sind es weisse oder grauweisse, fein- bis grobkörnige, zum Teil sehr quarzreiche Varietäten eines Zweiglimmergranits und Muskovitglimmerschiefer. Hier liegen auch die p. 438 besprochenen mächtigen Konglomeratblöcke, die sich durch grossen Reichtum an kristallinen Geröllen auszeichnen.

Dicht östlich von der Foopasshöhe liegen am Wege, zwischen anstehende Wildflyschschiefer eingeklemmt, mehrere kristallline Blöcke, namentlich kupferrote Glimmerschiefer, darunter ein Block von $1{,}_5$ m Länge.

Auch am Ostabhang der Sardona scheinen kristalline Trümmer nicht selten zu sein. Am Fusse des Felssporns, der die Sardonahütte trägt, liegt ein herausgewitterter kristalliner Block von 80 cm Länge und 50 cm Breite. In der Nähe liegt der p. 438 besprochene Konglomeratblock mit massenhaften kristallinen Geschieben. Auf der Nordseite des Weisstannentales fand ich einzig bei Oberberg nördlich von Weisstannen einen kleinen grobkörnigen weissen Zweiglimmergranitblock.

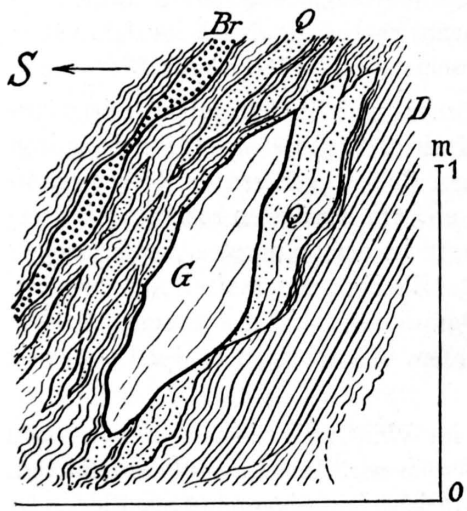


Fig. 79. **Exotischer Gneissblock im Wildflysch am Weg südlich von Muttberg bei Ragaz.**

G = Gneiss. Br = polygene Breccie. Q = Quarzit. D = Schiefer von Dachschiefertypus.

Im Wildflyschgebiet der Grauen Hörner sind kristalline Blöcke nicht sehr häufig. Am Westrande des Karbeckens von Heubützli liegen zwei grössere weisse Granitblöcke, der eine auf der Felsschwelle des Heubützlisees, der andere auf der Westseite der Passhöhe zwischen Heubützli und Muttental. In der Wildflyschwand, die das Karbecken von Obergamsli (nördlich Laritschkopf) begrenzt, müssen viele kristalline Blöcke stecken, da auf der Schutthalde mehrere solche Blöcke von 30—60 cm Länge liegen, darunter auch der wiederholt erwähnte kupferrote Glimmerschiefer, ferner weissliche Granite mit weissen und kupferroten Glimmerblättchen und glimmerreiche Gneisse. Im Valtüsch fand ich im Tälchen gegen den Heidelpass mehrere kleine kristalline Blöcke, teils Glimmerschiefer, teils feinkörnige Zweiglimmergranite. Etwa 20 m unter der Passhöhe liegt am Wege ein 40 cm langes Stück von prachtvoll glänzendem Glimmerschiefer. Auf Ober-Zanay traf ich nordöstlich Sonnental an einer Stelle eine Gruppe von bis 50 cm langen Granit- und Gneissstücken in den anstehenden Wildflysch eingebacken. Im Südgrat des Grossen Zanayhorns stecken vereinzelte kleine Blöcke des kupferfarbigen Glimmerschiefers. Östlich von den Hütten von Lasaalp bemerkt man im Wildflyschschutt mehrere wahrscheinlich vom Schlösslikopf abgestürzte kleine exotische kristalline Blöcke. Bei den Hütten selbst sah ich in einem Steinzaun mehrere kristalline Blöcke, darunter einen weissen Granit von $60 \times 40 \times 30$ cm. Auf der Nordseite des Schlösslikopfgrates, auf den Laufböden, bemerkte ich mehrere kleine, stark verwitterte Gneiss- und Glimmerschieferstücke. An dem (auf der Karte nicht angegebenen) neuen Wege zwischen Muttberg und Sanuz (westlich Ragaz) liegt dicht südlich vom Saschielbach eine $1{,}_1$ m lange und $0{,}_3$ m breite Gneissplatte im anstehenden Wildflysch in Gesellschaft von schwarzen verbogenen Mergelschiefern, rostigen quarzreichen Tonschieferbreccien, Schiefern von Dachschiefertypus und einer Bank von feinkörniger polygener Breccie (Figur 79).

Auf der Westseite des Sernftales fand ich bloss an zwei Stellen exotische kristalline Blöcke, nämlich am Grat des Schabell einige kleine, aus dem Wildflysch herausgewitterte kupfer-

rote Glimmerschieferstücke und einen 50 cm langen Block eines glimmerreichen Gneisses und am Schafgrindspitz einige kristalline Blöcke, darunter einen ziemlich grossen Granitblock, der am Südabhang des Gipfels mitten in anstehendem Sardonaquarzit steckt.

Im Wildflysch zu beiden Seiten des hinteren Linthtales fehlen kristalline Blöcke fast ganz. Einzig am Nordabhang des Malor (nördlich Altenorenalp) fand ich einen kleinen stark verwitterten Block eines grösstenteils aus Quarz und Muskovitglimmer zusammengesetzten Gesteins und auf den Fruttbergen, am Fussweg östlich von der Strassenkehre 992 m, im anstehenden Wildflyschmergel, 6 m unter dem Kontakt mit dem Malm der Griesstockdecke, ein Glimmerschieferstück von 5 cm Durchmesser.

Der Wildflysch im nördlichen Teil der Wiggisgruppe scheint auch sehr arm an kristallinen Trümmern zu sein. Auf dem fast keine Aufschlüsse bietenden Flyschrücken zwischen Oberseetal und Schwändital sieht man in den Steinzäunen hie und da Trümmer mit kleinen Glimmerschieferbrocken. Ein von Herrn Erzieher R. Leuzinger in Mollis im Alpweg bei Hinterschwendi gefundenes kopfgrosses Stück eines muskovitreichen Glimmergneisses ist das einzige bisher im Wildflysch des Schwänditales beobachtete grössere kristalline Gesteinsstück.

12. Nummulitenschichten.

Die in den Wildflysch eingebetteten Nummulitenschichten sind von besonderem Interesse, weil sie fast die einzigen Wildflyschgesteine sind, die Makrofossilien enthalten. Nach Gesteinscharakter und Fossilgehalt können mehrere Facies unterschieden werden.

a) Nummulinen- und Lithothamnienkalk.

Diese Facies kann am besten in der Umgebung von Ragaz studiert werden, wo sie besonders am Abhang zwischen Wartenstein und dem Rheintal in einer Serie von mächtigen Kalkriffen zutage

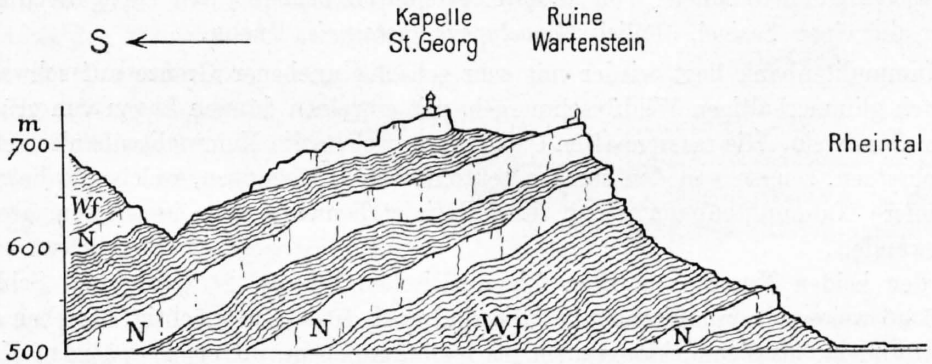


Fig. 80. **Die Nummulitenkalkriffe im Wildflysch südlich von Ragaz.**
N = Nummulitenkalk. Wf = Wildflyschschiefer.

tritt (Figur 80). Die beiden tiefsten dieser Bänke, die bei Loch an der Landstrasse südlich von Ragaz in zwei Steinbrüchen ausgebeutet wurden, sind bereits von Arnold Heim (**205,** p. 70—73) eingehend beschrieben worden. Die tiefere und nördlichere derselben ist etwa 20 m mächtig, massig, durch undeutliche Schichtung in Bänke von etwa 4 m Dicke geteilt, von unten bis oben ein dunkel blaugrauer, etwas körniger Kalk, ausserordentlich reich an Lithothamnienknollen von meistens 2—4 cm Durchmesser. Dazwischen liegen in ungeheurer Zahl vorwiegend kleine *Nummulinen,* auch viele *Orthophragminen* und zahlreiche Exemplare von *Assilina granulosa,* d'Arch. Arnold Heim bestimmte aus dieser Bank:

Lithothamnium nummuliticum, Gümb.
Nummulina irregularis, Desh.
Nummulina irregularis var. cfr. *formosa,* de la H.

Nummulina distans, DESH.
Nummulina cfr. *Tchihatcheffi*, D'ARCH.
Orthophragmina, sp.

Die 50—60° S fallende Kalkbank liegt mit sehr scharfer, wellig unebener Grenze auf schwarzen, weichen, dünnblättrigen Mergelschiefern mit spärlichen feinen Glimmerschüppchen und oft zahlreichen dunkeln Foraminiferenkörnchen.

Über etwa 80 m grösstenteils durch Schutt verhüllten Wildflyschschiefern folgt die zweite Nummulitenbank. Im südlichen der beiden Steinbrüche, wo sie auf das Niveau der Strasse hinuntersteigt, ist sie bis 30 m mächtig. Es ist wieder von unten bis oben ein dunkel blaugrauer, organogener, etwas körniger Kalk. Die untern 5—6 m sind dickbankig, etwas spätig, von dünnen dunkeln Häuten flaserig durchzogen. Der mittlere und obere Teil ist massig, fast ohne Schichtung, etwas heller als der untere Teil, ebenfalls mit Echinodermentrümmern. Das Gestein ist meistens ganz erfüllt von Nummuliten. Auch hier sind es zum weitaus grössten Teil kleine Nummulinen von meistens nur 1—3 mm Durchmesser. Daneben kommen aber auch grössere Formen vor, darunter *Nummulina complanata*, LAM. (= *N. mille-caput*, BOUBÉE), *Assilina granulosa*, D'ARCH., und *Orthophragminen*, namentlich in einem schwach glaukonitischen Gestein im obersten Teil der Bank. ARNOLD HEIM fand hier ausser den bereits genannten Formen:

Nummulina complanata, LAM., var. *Dufrenoyi*.
Nummulina Murchisoni, BRUNN., var. *minor* und var. *major*, DE LA H.
N. Heeri, DE LA H.; *N. atacica*, LEYM.; *N.* cfr. *perforata*.
Assilina granulosa, D'ARCH., var. *minor*; *A. Leymeriei*, D'ARCH. et H.
Orthophragmina Archiaci, SCHL. (?); *O. Pratti*, MICH. (?).

Von dem tieferen Nummulitenriff unterscheidet sich diese Bank namentlich dadurch, dass die Lithothamnien nur spärlich vorkommen. Sie fehlen aber nicht völlig; an mehreren Stellen im nördlichen und mittleren Teil des Steinbruchs sah ich an günstig angewitterten Trümmern die hellgrauen Lithothamnienknollen. Von andern Petrefakten bemerkte ich einzig noch ein Exemplar eines *Pecten* und einen Seeigel, ähnlich *Conoclypeus Ibergensis*, DÉSOR.

Die Nummulitenbank liegt wieder mit sehr scharfer unebener Grenze auf schwarzen, blätterigen, schwach glimmerhaltigen Wildflyschmergeln mit einzelnen dünnen Lagen von grünlichgrauem, feinkörnigem Sandstein. Die massenhaften Calcitadern, welche die Nummulitenbank nach allen Richtungen durchsetzen, zeugen von den starken tektonischen Bewegungen, welche sie betroffen haben. Auch die tiefere Nummulitenbank ist an ihrer Basis stellenweise ganz in weissen, grobkristallinen Calcit umgewandelt.

Über den beiden Nummulitenriffen folgen zwischen Fluppe, St. Georg und Schloss Wartenstein noch 5—6 weitere Nummulitenbänke. Sie sind auch 10—30 m mächtig, bestehen alle aus hellbraun anwitterndem, massigem, blaugrauem bis hellbräunlichem, oft etwas spätigem Kalk und enthalten wieder ungeheure Mengen von Nummuliten, unter denen wieder kleine *Nummulinen* vorwiegen. *Lithothamnien* scheinen nur spärlich vorzukommen. Sie sind alle getrennt durch Wildflyschmergellagen von wechselnder Mächtigkeit; sie fallen 20—30° steil nach SE, zeigen grosse Mächtigkeitsschwankungen und scheinen nach allen Richtungen nach einer Ausdehnung von 100—300 m auszukeilen. Sie reichen nach W nicht über Wartenstein hinaus und überschreiten südwärts, eine Bank ausgenommen, das Bachtobel von Fluppe nicht.

Eine ganze Serie von unbeständigen Nummulinenbänken von gleichem Charakter, jedoch meist nur 5—10 m mächtig, tritt auch an dem steilen Wildflyschabhang südlich vom Bachtobel von Fluppe zutage, ferner auf der Westseite des Tälchens von St. Margretenberg und auf Gratalp. Das an letzterem Orte auf dem Bergkamme aufragende Nummulitenriff enthält neben massenhaften kleinen und mittelgrossen Nummulinen auch zahlreiche Exemplare von *Nummulina complanata*, LAM.

Auch westlich von Ragaz, im Gebiet zwischen dem Badtobel, der Alp Pardiel und der Seewerkalkplatte von Krinne, sind in den Wildflysch zahlreiche Nummulitenkalkriffe eingebettet, die nach Gesteinscharakter und Fauna fast ganz mit denjenigen von Ragaz-Pfäfers übereinstimmen.

Sie treten in dem welligen, stark mit Moräne überdeckten Gelände meistens in Form von langgestreckten Rundhöckern zutage, lassen sich oft 50—300 m weit, bisweilen auch nur 10—20 m weit verfolgen und sind 5—10—40 m mächtig. Wie anderwärts, so sieht man auch hier auf frischem Bruche und auf den alten, von Krustenflechten bedeckten Anwitterungsflächen oft keine Nummuliten; aber auf Bruchflächen, die erst kurze Zeit der Verwitterung ausgesetzt waren, überzeugt man sich, dass das Gestein meistens zum grössten Teil aus Nummuliten zusammengesetzt ist. Ihre Hauptmasse bilden auch hier kleine *Nummulinen* von 1—5 mm Länge. Die meisten Riffe enthalten auch mehr oder weniger zahlreiche *Lithothamnien*knollen (z. B. nördlich von Vadugg, bei Lärchenbuck, Sergeuris, Muttberg, Schalfeegg, südlich von Pardiel Obersäss). Die scharfe, wellig unebene Grenze gegen die Wildflyschschiefer, die zahlreichen Kluftflächen und Calcitadern und die Calcitisierung, namentlich der Aussenfläche, beweisen, dass die Nummulitenriffe starken tektonischen Bewegungen ausgesetzt waren. Sie scheinen fast regellos in den Wildflysch eingestreut zu sein. Bisweilen aber, z. B. zwischen Sanuz und Muttberg und am Nordwestrande des Zanuztobels, sind sie reihenweise angeordnet und scheinen durch tektonische Zerreissung aus einer einst ausgedehnteren Nummulitenbank hervorgegangen zu sein.

Zwischen den Hütten von Pardiel Obersäss und in ihrer Umgebung treten kleine Nummulinenriffe zutage, die sich von den übrigen Vorkommnissen dadurch unterscheiden, dass sie nicht bräunlich, sondern weissgrau oder gelblichweiss anwittern und inwendig nicht dunkelblau, sondern sehr hellgrau und infolge Dislokationsmetamorphose fein kristallinisch sind. Weniger metamorphe Partien des Gesteins sind inwendig hell bläulichgrau und zeigen an der Anwitterungsfläche zahlreiche kleine *Nummulinen*. Aus einem solchen weissgrau anwitternden und auch innen sehr hellgrauen Gestein bestehen auch die Nummulinenriffe, die bei den Häusern von Furggels und nördlich davon in der Sohle des Tälchens von St. Margretenberg (südlich Pfäfers) zutage treten. Neben massenhaften kleinen *Nummulinen* von meistens nur 1—2 mm Länge enthalten sie auch viele *Lithothamnien*knollen von meistens 1—3 cm Durchmesser.

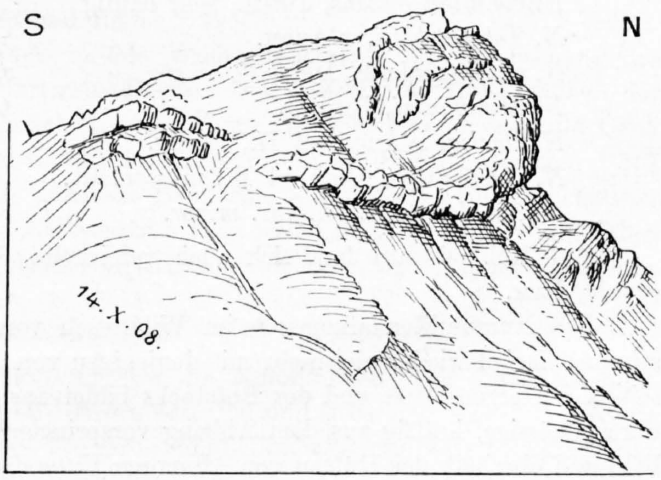


Fig. 81. **Die Nummulitenkalkmassen im Wildflysch am Nägelistock (Kärpfgruppe).**

Es ist sehr auffallend, dass westlich und südlich von Alp Pardiel durch das ganze weite Wildflyschgebiet der Grauen Hörner, des Calfeisen- und des Weisstannentales hindurch die Nummulinenbänke, die in der Umgebung von Ragaz so häufig sind, völlig fehlen. Erst westlich von der Sardona-Foostockkette treten sie wieder auf. Fast genau in derselben Facies wie bei Ragaz erscheint das Gestein am oberen Rande der Riesetenalp (Tafel 27, Figur 1), als ein hellbraun bis rotgelb anwitternder, inwendig blaugrauer, fast ungeschichteter Kalk, der wieder ungeheuer reich ist an vorwiegend kleinen (meistens nur 1—5 mm langen) *Nummulinen* und daneben auch ziemlich viele *Orthophragminen* und spärlichere *Assilinen (A. granulosa)* enthält. Lithothamnien konnte ich keine beobachten. Das scharf gegen die schwarzen, meistens gewulsteten Wildflyschschiefer begrenzte Gestein bildet wenige Meter unter dem überschobenen Verrucano eine Reihe von unregelmässigen Linsen und Klötzen von meistens nur 3—5 m Dicke und 10—20 m Länge. Sie sind wahrscheinlich durch tektonische Zerreissung einer einst zusammenhängenden Nummulitenbank entstanden. Unter dem Ostende der Riesetenhörner schwillt eine solche Linse auf 10—20 m Dicke und etwa 100 m Länge an.

Nummulinenkalk von ähnlicher Facies ist auf der Westseite des Krauchtales, auf Hintereggalp und Vordereggalp in Form von unbeständigen Bänken nahe unter dem Verrucano aufgeschlossen, ferner etwa 150 m tiefer unten südlich von Eggboden und östlich von Ochsenbühl.

Auch auf der Westseite des Sernftales, in dem 100—250 m mächtigen Wildflysch unter dem Verrucano der Kärpfgruppe treffen wir zwischen der Berglialp und dem Tierbodenhorn viele Nummulitenkalkmassen. Sie erscheinen auch hier bloss in Form von Linsen und unregelmässigen Klötzen von mässiger Längenausdehnung. Ihrer Mehrzahl nach sind sie so gruppiert, dass man den Eindruck gewinnt, sie seien tektonisch auseinandergerissene Teile einer einst zusammenhängenden Bank; aber an mehreren Stellen, z. B. am Nägelistock und Schafgrindspitz, kommen 2—3 übereinanderliegende, durch Wildflyschschiefer getrennte, zerrissene Nummulitenbänder vor (Figur 81 und Tafel 24, Figuren 1 und 5). Ihre Mächtigkeit ist, wahrscheinlich auch infolge tektonischer Vorgänge, sehr wechselnd. So ist die Nummulitenbank südöstlich vom Kühbodenseeli wohl 30 m mächtig, wenig südlich davon aber auf wenige Meter reduziert und bald nachher völlig ausgekeilt. Die Facies weicht ein wenig von derjenigen der Ragazer Nummulitenbänke ab. Das Gestein ist zwar auch hier grösstenteils ein dunkelgrauer, organogener Kalk von brauner bis rotgelber Verwitterungsfarbe. Aber manche Partien enthalten ziemlich viel Glaukonit, und einzelne Lagen sind zu einem dunkelgrünen Glaukonitsandkalk mit weissen Punkten und geringem Fossilgehalt geworden. Kleine *Nummulinen* bilden auch hier die Hauptmasse der Fossilien; aber im ganzen kommen hier grössere Nummuliten reichlicher vor als bei Ragaz. Aus einigen Handstücken aus den Nummulitenbänken von Kühbodenalp und Bischofalp bestimmte Herr Dr. Arnold Heim (**205**, p. 77/78):

Nummulina distans, Desh., sehr häufig
N. Tchihatcheffi, d'Arch.
N. cfr. *irregularis*, Desh.
N. Murchisoni, Brunn.
N. atacica, d'Arch. et H., häufig.
N. Guettardi, d'Arch. et H., massenhaft.
N. complanata, Lam., var. *minor*.
Assilina granulosa, d'Arch., var. *minor*., häufig.
A. Leymeriei, d'Arch. et H., massenhaft.
Orthophragmina Archiaci, Schlumb., häufig.
O. Archiaci, Schlumb., var. *minor*.

Auf Kühbodenalp fand ich auch vereinzelte Seeigel, Serpularöhren, *Pecten* und *Spondylus radula*, Lam.

Die Nummulitenkalkmassen im Wildflysch von Altenorenalp (Ostende der Claridenkette) stimmen faciell wieder viel mehr mit denjenigen von Ragaz und Riesetenalp überein. Auf der Südseite des Hergensattels und des Rotstocks bildet das Gestein ein nach SW aufsteigendes, in grosse unregelmässige, kräftig aus dem Abhang vorspringende Klötze zerrissenes Band, während es unterhalb und oberhalb der Hütten von Altenoren Unterstafel mehr in unregelmässig gruppierten Klötzen auftritt.

Steigt man von Fisetenalp südwärts zum Grat des Malor (2036 m) empor, so findet man über dem mächtigen Taveyannazsandstein (Tafel 20, Figur 2):

1. Etwa 20 m dunkler knorriger Wildflysch, reich an zerrissenen Bänken und Brocken von Kieselkalk, kleinen Stücken polygener Breccie und einzelnen Blöcken von Sardonaquarzit.
2. Rasch auskeilende, rotgelb angewitterte Nummulitenbank von 4—5 m Dicke.
3. Etwa 10 m Wildflysch mit einigen scharf umgrenzten, zum Teil kaum 1 m langen Blöcken von Nummulitenkalk.
4. Nummulitenbank von etwa 10 m Mächtigkeit, rotgelb anwitternd, innen blaugrau, fast ganz aus Nummuliten zusammengesetzt (vorwiegend kleine und mittelgrosse *Nummulinen* und *Orthophragminen*).
5. Etwa 15 m Wildflysch, unter dem Malm der Griesstockdecke südwärts gegen den Grat des Malor aufsteigend. Etwa 25 m unter dem Grat folgt nochmals:
6. Nummulitenkalk, eine im Maximum 10—12 m mächtige, gegen E und W innerhalb des Wildflysches auskeilende Bank bildend, von gleicher Facies wie 4. Neben den massenhaften kleinen und mittelgrossen *Nummulinen* kommen auch zahlreiche *Assilinen* (vorwiegend *A. granulosa*) und ziemlich viele *Orthophragminen* vor.

Eindrucksvoll ist der grosse Facieskontrast der beiden Nummulitenbildungen, die in diesem Gebiete in wenigen hundert Meter gegenseitigem Abstand auftreten: Auf der Südseite des Wallen-

baches die düstern, an grobem Quarzsand reichen, kontinuierlich auf dem Mesozoikum ruhenden Bürgenschichten der autochthonen Falten des Gemsistocks, auf der Nordseite die rotgelb leuchtenden, quarzfreien, fast rein organogenen Nummulinenklötze des Wildflysches von Altenoren.

Als Fortsetzung der Nummulitenkalke von Altenoren enthält auch der nordwärts allmählich schwächer werdende Wildflysch auf der Westseite des hintern Linthtales Teilstücke einer vielleicht einst zusammenhängenden Nummulitenbank. Sie tritt etwa 20 m über den Hütten von Bärenboden Unterstafel als blaugrauer, düster braun angewitterter Kalk mit massenhaften kleineren *Nummulinen* zutage, erscheint wieder südlich vom untersten Fätschbachfall am Alpweg nach Kammeralp als rotgelb angewitterte dünne Bank und tritt dann erst $2{,}_5$ km weiter im N zwischen Brummbachschlucht und Haslenruns wieder auf. In der Brummbachschlucht erscheint sie über der Vereinigungsstelle der beiden Bachzweige als eine im Maximum 8 m mächtige, wellig bis zackig uneben gegen den Wildflysch begrenzte massige Bank eines dunkelgrauen Kalkes mit unregelmässigen Nestern und Lagen von schwach glaukonitischem, etwas glimmerhaltigem, dunkelbraun anwitterndem Gestein. Die Nummuliten sind meistens kaum sichtbar; aber an einzelnen Stellen überzeugt man sich, dass das Gestein reich ist an *Assilinen* und kleinen *Nummulinen*.

Die Nummulitenkalke, die auf der Nordseite des Schächentales in Form von Blöcken und unregelmässigen Riffen anscheinend regellos in den Wildflysch eingelagert sind, gleichen nach Arnold Heim (**205**, p. 86/87), Walter Staub (**247**, p. 52) und meinen eigenen Beobachtungen nach Gesteinscharakter und Fauna denjenigen von Altenoren und Ragaz.

Einige Nummulinenkalkmassen liegen auch in den Wildflyschmergeln am Westabhang des Glarner Ofens (Vorabkette) oberhalb der Martinsmadhütte. Die Hauptmasse bildet südlich der vom Ofen kommenden Runse eine bis 20 m mächtige unregelmässige, südwärts auskeilende Bank (Tafel 27, Figur 2). Etwa 80 m tiefer unten setzt sie sich auf der Nordseite der Runse unter dem p. 167 erwähnten grossen Lochseitenkalkkeil wieder als zerrissene Bank von 2—8 m Dicke eine Strecke weit fort. Der rotgelb anwitternde, innen blaugraue Kalk enthält viele kleine Pyritwürfelchen und neben massenhaften kleinen und mittelgrossen *Nummulinen* viele *Orthophragminen* und *Assilina granulosa*.

b) Assilinengrünsand.

Die Assilinengrünsandfacies tritt im Wildflysch wie die Nummulinen- und Lithothamnienkalke nur in Form von unbeständigen, zerrissenen Bänken auf. Sie sind stets bloss $0{,}_5$—5 m mächtig und liegen mit wenigen Ausnahmen in sandfreien Mergeln, die an Stadschiefer, Blattengratschichten oder Leistmergel erinnern und daher von Blumenthal und Tolwinski als helvetische Globigerinenmergel angesehen worden sind. Auffallend ist auch, dass die Nummulitenbänke der beiden Facies auf räumlich getrennte Gebiete verteilt sind.

Nach Tolwinski (**236**, p. 34) sollen in den sandfreien Mergelschiefern im Seebachtobel südwestlich Vilters 6—7 Nummulitengrünsandbänke von bis 10 m Mächtigkeit mit *Assilina exponens*, *Nummulina complanata* und *Orthophragminen* vorkommen. Ich konnte dort im linken Ufer des Tobels bloss an drei Stellen, bei zirka 620 m, 750 m und 910 m, je eine 1—2 m mächtige, konkordant in die südostfallenden Mergelschiefer eingelagerte, mehr oder weniger glaukonitreiche, feinkörnige Sandsteinbank finden, sah aber darin keine deutlichen Nummuliten. Da jedoch eine zwischen der zweiten und dritten Bank aus dem Schuttboden herausstechende, nicht sicher anstehende Glaukonitbank viele Exemplare von *Assilina exponens* enthält und lithologisch mit den andern glaukonitischen Bänken übereinstimmt, sind letztere wahrscheinlich auch Nummulitenbänke.

Wo der von Vilters nach Sarboden führende Weg das Sartobel überschreitet (bei zirka 750 m), liegt im Bache zwischen den schwarzen knorrigen Wildflyschschiefern eine 2—3 m mächtige Bank von dunkelgrauem glaukonitreichem Sandkalk mit vielen Exemplaren von *Assilina exponens*, Sow., und reich an weissen Körnchen, wie sie in den glaukonitischen Nummulitenschichten des südhelvetischen und ultrahelvetischen Faciesgebietes häufig vorkommen.

Eine besondere Gruppe bilden die schon von Blumenthal (**251**, p. 36/37) besprochenen Assilinengrünsandbänke im Gebiete zwischen Matonalp und Mastrils. Bei der Hütte von Matonalp beobachtet man am Kamme des Bergrückens folgendes Profil (Figur 82):

1. Hellgrauer Troskalk der Kaminspitzfalte.
2. Etwa 50 m dunkelgraue, ebenflächige, harte Tonschiefer, wechsellagernd mit grünlichgrauen, zähen Flyschsandsteinen (verkehrtliegende Sandstein-Dachschiefergruppe). Nachher Schuttbedeckung.
3. Gelblich anwitternde, dunkelgraue, dünnblätterige, serizitisch glänzende Mergelschiefer mit Pyritkonkretionen, an Stadschiefer oder Blattengratschichten erinnernd, 50—60° nach SE fallend (vgl. p. 431).
4. $0{,}_2$ m rostig anwitternder Glaukonitsandstein, anscheinend steril.
5. $0{,}_4$ m rostig anwitternde dunkelgraue Mergelschiefer.
6. 2—$2{,}_5$ m glaukonitreicher Sandstein, reich an feinen weissen Quarzkörnchen und mit nicht sehr zahlreichen *Assilina exponens*. Vereinzelte *Pecten* und *Spondylus*, sp.
7. 4—6 m bräunlich anwitternde, sandige, plattige, dunkelgraue Schiefer, reich an feinsten Glimmerschüppchen.
8. $0{,}_3$ m Glaukonitsandstein, ohne deutliche Nummuliten; schlecht aufgeschlossen.
9. 5—6 m dunkelgraue Mergelschiefer mit Pyritkonkretionen.

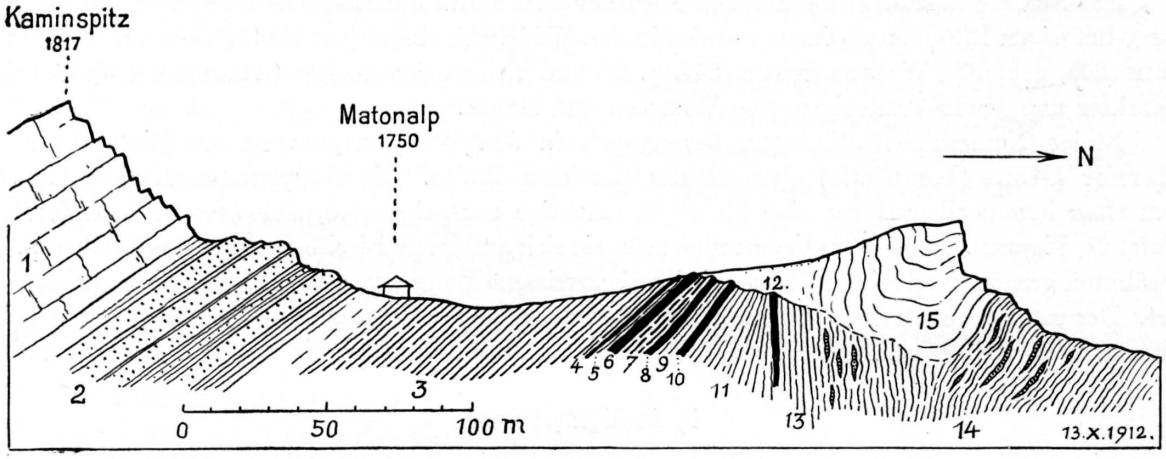


Fig. 82. **Das Profil von Matonalp.**

10. 1 m Glaukonitsandstein mit ziemlich vielen *Assilinen*.
11. Etwa 20 m gelblich anwitternde, blätterige bis bröckelige Mergelschiefer.
12. 1 m glaukonitreiche Sandkalkbank, mit feinen weissen Quarzkörnchen, stellenweise ziemlich reich an *Assilinen*.
13. 6—8 m gelblich anwitternde, plattige Mergelschiefer, innen dunkel blaugrau, mit feinen Glimmerschüppchen und vielen kleinen Foraminiferen.
14. 10 + x m dunkelgraue, rostige, bröckelige Mergel mit rostigen Sandsteinbrocken, wildflyschartig. — Darauf sitzt diskordant:
15. Seewerartiger Kalk, plattig, ziemlich hellgrau, stellenweise ohne scharfe Grenze in dunkle Mergelschiefer übergehend. Stellenweise mit Bruchstücken von *Inoceramus*schalen.

Die Zone der Grünsandbänke lässt sich am Westabhang von Matonalp noch weit hinunter verfolgen, verschwindet aber auf dem Ostabhang rasch. Östlich vom Tälchen von St. Margretenberg, am Abhang gegen Mastrils, treten neuerdings Glaukonitsandbänke auf, die offenbar die Fortsetzung derjenigen von Matonalp sind. Oben am Bergrücken zwischen Grub und Bühl sind es drei in Abständen von 150—200 m nach NE streichende, südostfallende Glaukonitsandsteinbänke von je 2—4 m Mächtigkeit, reich an kleinen Quarzkörnchen und feinen weissen Glimmerschüppchen und mässig reich an *Assilinen*. Am Abhang gegen Mastrils scheint nur noch eine nordoststreichende, wahrscheinlich öfters zerrissene Grünsandbank vorhanden zu sein. Sie tritt namentlich bei Pravisasca und zwischen den Häusern des Bergdörfchens Mastrils zutage. Bei Pravisasca ist sie etwa 2 m mächtig und enthält neben *Assilina exponens* auch *A. mamillata*, D'Arch., kleine *Nummulinen* und vereinzelte

Muscheln. Die angrenzenden Schiefer sind im allgemeinen weiche, dunkelgraue Mergelschiefer mit Kleinforaminiferen, ähnlich wie auf Matonalp, schliessen aber da und dort Lagen oder Brocken von glimmerreichem Sandstein oder Sandkalk ein.

Im mittleren und westlichen Teil der Grauen Hörner scheint der Wildflysch fast ganz frei von Nummulitenbänken zu sein. Einzig am Nordrande von Alp Zanay tritt eine Strecke weit eine etwa 3 m mächtige, schwach glaukonithaltige, sandige Nummulitenbank mit *Assilina exponens*, kleinen *Nummulinen* und *Orthophragminen* zutage.

Am Südabhang des Trinserhorns, bei Plaun dils ails (Raschiglius) liegt in den Wildflyschmergeln ein im N und S abgerissenes Nummulitenband von etwa 3 m Mächtigkeit. Es zeigt folgende Gliederung von unten nach oben:

1. $0{,}_8$ m braun anwitternder, glaukonitischer, sandiger Kalk, ziemlich reich an *Assilina exponens*.
2. Wechsel von 2—3 je 10—20 cm dicken, schwach grünsandigen, schiefrigen Kalkbänken mit *A. exponens* und einzelnen Muscheln mit dünnen Lagen von schwach glaukonithaltigen Mergeln, die ganz erfüllt sind von *A. mamillata*.

Dunkelgraue, etwas knorrige Mergel bilden das Liegende und das Hangende der Nummulitenbank. Von dem auf Seewerschichten ruhenden, helvetischen Assilinengrünsand von Platta martscha wird sie durch echten Wildflysch mit Sandsteinlagen getrennt.

Einige abgerissene, zerknitterte Fetzen von Assilinengrünsand, der nach Gestein und Fauna völlig mit demjenigen von Plaun dils ails übereinstimmt, liegen auch im Wildflysch an der Ostwand des Trinserhorns. Eine Bank desselben Gesteins ist auch am Gipfel des Piz Sax vorhanden, von den Bürgenschichten der Panärafalte durch etwa 20 m Wildflysch getrennt. Kleine Fetzen von Assilinengrünsand liegen ferner im Wildflysch unter dem Gipfel 3056 m westlich vom Glaserhorn und am Grat südlich davon, ferner am Grat zwischen Glaserhorn und Ringelspitz.

Beim Aufstieg von der Martinsmadhütte gegen das Zwölfihorn trifft man in den sandfreien Wildflyschmergeln zwei vom Grat zwischen Zwölfihorn und Mittaghorn heruntersteigende, durch eine Mergelschieferlage getrennte, glaukonitreiche Sandkalkbänke mit zahlreichen *Assilina exponens*. Auch die Wildflyschwand, über die man vom Martinsmad zum Nordfuss des Piz Grisch aufsteigt, enthält im oberen Teil zwei Gruppen von glaukonitischen Nummulitenbänken, getrennt durch einige Meter grünliche Sandsteine und Mergelschiefer. Die früher erwähnten Nummulinenbänke am Westabhang des Ofens hangen, im Gegensatz zur Darstellung in der geologischen Karte, nicht damit zusammen. Hier ist das einzige Gebiet, wo ich Nummulinenkalke und Assilinengrünsandbänke im gleichen Wildflyschgebiet angetroffen habe.

Am Nordrande des Karbeckens Heubützli (Graue Hörner) liegen in den Wildflyschschiefern, dicht über den Blattengratschichten, grünliche, glaukonitische Schiefer mit zahlreichen kleinen, schlecht erhaltenen Nummuliten. Diesen Faciestypus traf ich sonst nirgends im Wildflysch.

c) Grober Quarzsandstein mit Nummuliten.

Im Hintergrund des Tales von Lavtina (südlich von Weisstannen) beginnt der Wildflysch über den mächtigen Blattengratschiefern mit einer 10—20 m mächtigen, in dicke Schichten geteilten, gequälten und oft zerrissenen Bank eines intensiv rostigbraun anwitternden, dunkelgrauen Sandsteins, der sehr reich an kleinern und zum Teil auch sehr grossen eckigen Quarzkörnern und an kleinen Pyritkriställchen ist. Wie man am Wege nach Ober-Lavtina sehr schön sehen kann, kommen aber in dieser Quarzsandmasse dicke Lagen und Linsen von gelbgrau anwitterndem, dunkelgrauem, etwas tonigem Kalk vor, der wechselnd reich ist an grossen, glashellen Quarzkörnern. Zwischen diesem quarzführenden Kalke und dem reinen Quarzsandstein kommen alle möglichen Übergänge vor. Günstig angewitterte Trümmer lassen erkennen, dass die weniger quarzhaltigen Teile des Kalkes sehr reich sind an kleinen *Nummulinen* und auch kleine Muscheln *(Pecten?)* enthalten. Infolge Auslaugung der kleinen Nummulinen ist die Anwitterungsfläche oft porös zerfressen. Dieser nummulitenführende

Quarzsandstein ruht mit messerscharfer Grenze auf den Blattengratschiefern und wird von typischem Wildflysch überlagert. Er gehört offenbar selbst zum Wildflysch. Eine ähnliche Bildung habe ich nirgends sonst im Wildflysch beobachtet.

13. Mesozoische Gesteine der Wildflyschdecke.

a) Rötidolomit.

Am Nordrande des Wildflyschgebietes von Mastrils sind bei den Hütten von Schlucht und am Wege nach Spieg auf einer etwa 50 m breiten Zone Bänke eines gelb anwitternden, inwendig hell gelblichgrauen Kalkes aufgeschlossen, der nicht von helvetischem Rötidolomit unterschieden werden kann. Das Gestein ist infolge starker Durchklüftung sehr brecciös und mag 20—30 m mächtig sein. Nordöstlich davon trifft man noch an zwei bis drei Stellen über dem Nordufer des gegen Tardisbrücke fliessenden Baches einige Bänke dieses Rötidolomites (Figur 83). Das östlichste Vorkommnis ist eine Bank von bloss 30 cm Dicke. Diese Rötidolomitbänke können nicht als Reste einer helvetischen Decke gedeutet werden, da sie alle sich an einen fremdartigen Kalk von Malmtypus anlehnen, der wieder mit Wildflyschmergeln und Seewerkalk der eingewickelten Serie in Verbindung steht.

b) Malmähnlicher Kalk.

Die beiden Wände der kleinen talförmigen Nische, die beim Bauernhof Nussloch nördlich von Mastrils in den Bergsporn des Pizalun eingeschnitten ist, bestehen aus einem massigen, hell bläulich-

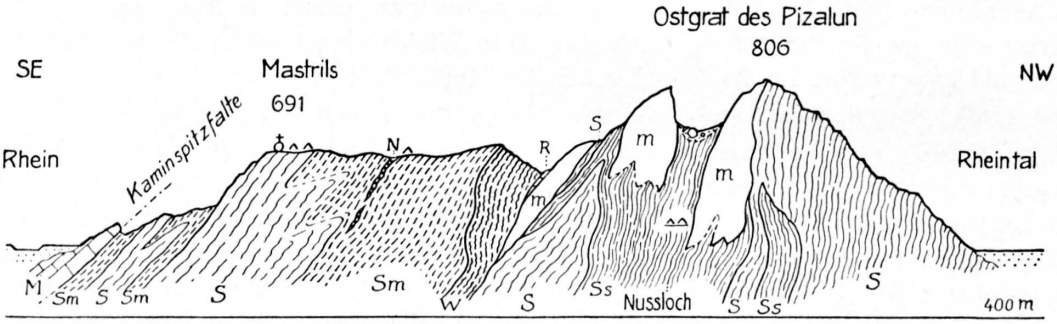


Fig. 83. Profil durch die ultrahelvetische Serie bei Mastrils (Nordende der Calandakette).

R = Rötidolomit. M = Malm (helvetisch). m = Malmartiger Kalk (ultrahelvetisch). S = Seewerartiger Kalk. Ss = Seewerartige Kalkschiefer mit schwarzen Mergelschiefern. Sm = Foraminiferenschiefer (Senonmergel?). N = Assilinengrünsandbank. W = Wildflysch. — Massstab 1 : 10.000.

grau anwitternden, auch inwendig hellgrauen, dichten Kalk, der an Schrattenkalk oder Troskalk erinnert, ohne jedoch völlig mit diesen Gesteinen übereinzustimmen (Figur 83). Es handelt sich jedenfalls um einen mesozoischen Kalk; sein Alter kann aber vorläufig nicht genauer bestimmt werden, da bisher keine Makrofossilien darin gefunden wurden. Dünnschliffe durch das Gestein zeigen auch in den Partien mit gut erhaltener ursprünglicher Struktur keine Spur von Foraminiferen oder Radiolarien, die einen Schluss auf sein Alter erlaubt hätten. Es ist stark dynamometamorph, reich an Calcitadern und bricht daher beim Anschlagen unregelmässig splittrig. Die Aufschlüsse am Nordostfusse des Bergsporns beweisen, dass die Kalkmasse auf einer steil südfallenden Wechsellagerung von dunkeln Mergelschiefern mit dünnen seewerartigen Kalkplatten aufruht. Aus den orographischen Formen und kleinen Aufschlüssen darf man schliessen, dass diese Mergelbildung auch im mittleren und oberen Teil der Nische unter ihrer Gehängeschuttdecke vorhanden ist und somit die Kalkmasse in zwei grosse steilgestellte Kalkklötze von je etwa 100 m Mächtigkeit zerlegt. Ihr Hangendes wird bis zum Gipfel des Pizalun von seewerartigem, plattig-schiefrigem Kalk gebildet, und auch auf den Seiten grenzen sie im N und im S an seewerartige Kalke und schwarze Mergelschiefer. Die beiden Kalkschollen sind also tektonisch verschürfte, jetzt ganz von andern Gesteinsschichten umhüllte Massen.

Eine noch umfangreichere, etwa $1{,}_3$ km lange und 150 m breite Scholle desselben hellgrauen Kalkes lehnt sich südlich von Spieg an den seewerartigen Kalk des Pizalungebietes an. Das bald malmartig blaugraue, bald nach Art des Troskalks hellgraue Gestein zeigt am Weg zwischen Schlucht und Spieg mehrere 1—3 m breite Einlagerungen von dunkelgrauen Mergeln.

Auch in den eingewickelten Seewerkalk des Val Cosenz bei Untervaz sind einige Schollen eines ähnlichen malmartigen Kalkes eingeschaltet. Dicht über den Hütten von Valbella bildet das Gestein einen etwa 300 m langen, etwas aus dem Abhang hervortretenden Hügelrücken (Figur 84). Es ist ein hell bis ziemlich dunkel blaugrauer, dichter, oft an Malm erinnernder Kalk, reich an Calcitadern und brecciös durchklüftet. In den untern Teil des stellenweise über 50 m mächtigen Kalkes ist bei den Hütten von Valbella eine 2—3 m dicke Lage von schiefrigem Seewerkalk eingeschaltet, und einige Meter höher oben folgt eine 3—5 m mächtige Einlagerung eines dunkel blaugrauen, körnigen, kleine Fossiltrümmer enthaltenden Kalkes, der durch dunkle Mergelschieferlagen in dünne Bänke

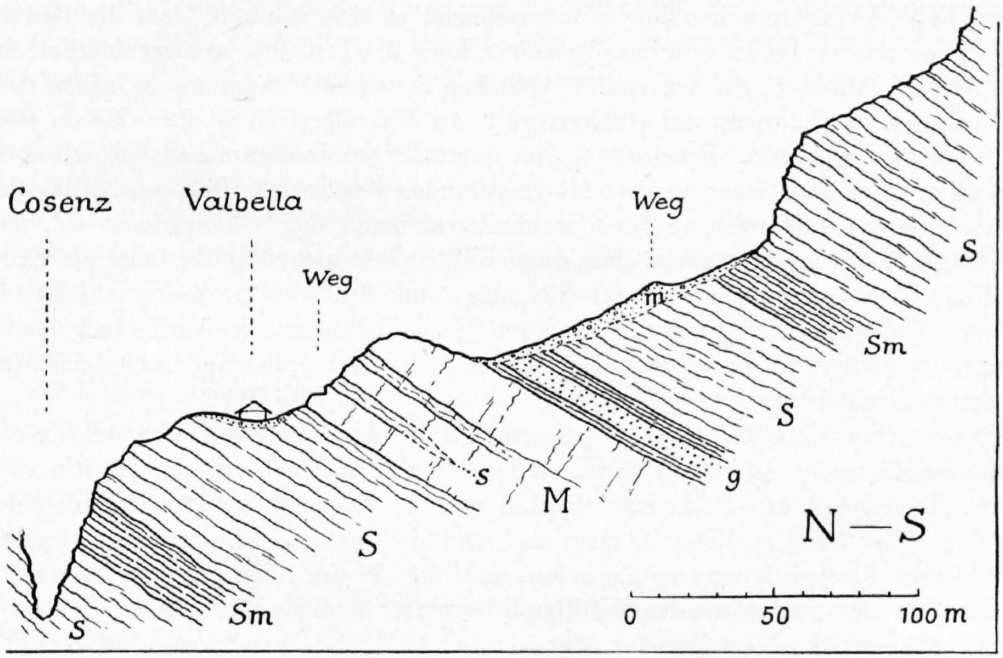


Fig. 84. **Profil bei Valbella westlich von Untervaz.**
S = Seewerartiger Kalk. Sm = Senonmergel. M = Malmartiger Kalk. g = Körniger, etwas glaukonithaltiger Kalk. m = Moräne.

zerlegt ist. Das Liegende des Kalkriffes wird von dünnplattigem Seewerkalk gebildet. Im Hangenden ist am Wege östlich von Valbella eine mehrere Meter mächtige Bank von braun anwitterndem, glaukonitischem Gestein mit Quarzkörnchen aufgeschlossen, das von schwarzen, gequälten wildflyschartigen Schiefern begleitet ist und wieder von einer mächtigen Serie von Seewerkalk der ultrahelvetischen Serie überdeckt wird.

Östlich von Valbella ist am Wege nochmals ein etwa 100 m langes und etwa 8 m mächtiges Riff des blaugrauen, malmartigen Kalkes aufgeschlossen. Es hängt nicht direkt mit dem malmartigen Kalk von Valbella zusammen, sondern liegt unter einem schwarzen Mergelschieferbande, das in den schiefrigen seewerartigen Kalk eingeschaltet ist, der das Liegende des Kalkes von Valbella bildet.

Ein bedeutend grösseres, über 800 m langes und im östlichen Teil über 50 m mächtiges Riff desselben hell bläulichgrauen, massigen, stark dynamometamorphen Kalkes ist im obersten Teil des Val Cosenz am Ostabhang von P. 2121 m in den Seewerkalk eingelagert. Es ist wie die andern Vorkommnisse scharf gegen das Liegende und Hangende begrenzt und ruht am Westende diskordant auf den Schichtköpfen des südostfallenden Seewerkalks.

Im obern Teil der Brummbachschlucht westlich von Linthal liegt in den schwarzen Wildflyschmergeln eine 4—6 m mächtige, hellgraue, stark calcitisierte Kalkbank mit einzelnen dünnen

Mergellagen. Auf der scharfen, 25° SE fallenden Kontaktfläche mit dem liegenden Wildflysch entspringt die Schwefelquelle des ehemaligen Bades Stachelberg. Etwa 8 m höher oben folgt nochmals eine 2—4 m dicke, scharf gegen den Wildflysch begrenzte, stark metamorphe Kalklinse. Man könnte diese Kalkmassen vielleicht als abgequetschte Fetzen des höher oben folgenden Lochseitenkalks betrachten. Da sie von letzterem jedoch noch durch mindestens 50 m Wildflysch getrennt werden, dürfen sie wohl eher als Bestandteile der Wildflyschdecke angesehen werden.

c) Seewerartiger Kalk.

Schon im tektonischen Teil (p. 173/174) ist hervorgehoben worden, dass an vielen Orten im Innern des Wildflysches Schichtpakete eines Kalkes liegen, der auffallend dem Seewerkalk des helvetischen Faciesgebietes gleicht. Es ist ein gelblich bis hellbraun anwitternder, dünnschichtiger bis plattig-schiefriger, innen ziemlich hellgrauer, dichter Kalk mit dunkeln Tonhäuten auf den Ablosungen. Vom Seewerkalk der helvetischen Facies unterscheidet er sich dadurch, dass die flaserig-knollige Struktur weniger ausgeprägt ist und im allgemeinen auch die Tonhäute weniger deutlich sind. Doch trifft man auch Kalkmassen, die sich vom helvetischen Seewerkalk kaum unterscheiden lassen (Stelli westlich Untervaz, Vordereggalp am Gulderstock). An Makrofossilien ist das Gestein wie der helvetische Seewerkalk sehr arm. Bruchstücke von querfaserigen Inoceramusschalen und zwei Belemniten sind alles, was darin bisher an Petrefakten gefunden worden ist. Dagegen ist das Gestein wie der helvetische Seewerkalk reich an Kleinforaminiferen, namentlich Globigerinen (vgl. p. 174).

Man kann kaum daran zweifeln, dass diese Kalkmassen nichts anderes sind als Seewerkalk in ultrahelvetischer Facies. Sie scheinen das Äquivalent der Leimernschichten zu sein, die mit dem Wildflysch der Alpen westlich vom Vierwaldstättersee in Verbindung stehen. Doch fehlen dem seewerartigen Kalk unseres Gebietes ausgesprochen grüne und rote Schichten, wie sie in den Leimernschichten vorkommen.

Der seewerartige Kalk bildet wie die andern Gesteine der Wildflyschdecke kein über weite Gebiete zusammenhängendes Schichtensystem, sondern kommt nur in Form von allseitig auskeilenden Massen vor, die meistens 10—30 m mächtig sind und oft kaum 100 m Längenausdehnung haben, bisweilen aber einige hundert Meter mächtig sind und sich mehrere Kilometer weit ausdehnen. In Form von blossen Blöcken kommt er nur selten und bloss in der Nähe grösserer Seewerkalkmassen vor. Der Kalk ist oft scharf gegen den Wildflysch begrenzt; häufiger aber geht er am Rande allmählich in foraminiferenreiche Mergelschiefer über.

Im Wildflysch der Stirnregion der helvetischen Decken und auf der Westseite des Linthtales sind bisher keine seewerartigen Kalke beobachtet worden. Sehr häufig kommen sie dagegen in der Sardonagruppe, in den Grauen Hörnern und im nördlichen Teil der Calandakette vor. Hier sollen jedoch nur die wichtigsten Vorkommnisse kurz besprochen werden.

Der seewerartige Kalk, der auf der Alp Falzüber am Nordwestabhang des Piz Segnes zwischen den Terrassen von Stäfeli und Matt eine etwa 80 m hohe Steilstufe bildet, ist bereits von Arnold Heim (**243**, p. 39—41) beschrieben worden. Der ziemlich hellgraue, dichte bis feinkristalline, dünnplattige bis schieferige Kalk enthält stellenweise viele Trümmer von *Inoceramus*schalen und schliesst einzelne dünne Bänder von dunkelgrauen Mergelschiefern ein, die reich sind an Kleinforaminiferen und allmählich in den Seewerkalk übergehen. Die Kalkwand endigt plötzlich gewölbeartig in der Bachschlucht zwischen Matt und Horn, setzt sich nach SW am Abhang des Mörderhorns in wechselnder Mächtigkeit fort und taucht mit steilem Südostfallen am Segnespassweg unter die Schuttmassen der Terrasse von Niederen. Auch hier zeigen sich nicht nur an der untern und der oberen Grenze, sondern auch im Inneren des Kalkes Übergänge zu dunkelgrauen Mergeln und Kalkschiefern mit reichlichen Foraminiferenkörnchen. Einzelne Lagen des Kalkes spielen hier ein wenig ins Blassrötliche und enthalten wie der graue Kalk Bruchstücke von Inoceramusschalen. In einem abgestürzten Block fand ich hier auch einen *Belemniten*.

Sehr reich an Seewerkalkmassen ist der Wildflysch im südöstlichen Teil der Segnesgruppe. Am West-, Süd- und Ostabhang des Trinserhorns ist eine grosse, stellenweise bis nahe an den Lochseitenkalk hinaufreichende, lebhaft gelb angewitterte Masse dieses Kalkes aufgeschlossen (Tafel 29,

Figur 4). Infolge der intensiven tektonischen Bewegungen greift der Wildflysch in tiefen unregelmässigen Buchten von unten und oben her in den Kalk hinein. Die Grenze zwischen den beiden Bildungen ist jedoch sehr unscharf, da auch hier der Kalk allmählich in gelblich anwitternde Foraminiferenmergel übergeht, die ihrerseits wieder mit echtem Wildflysch mit zerrissenen Bänken und Blöcken von Kieselkalk und Glimmersandstein verbunden sind. In tieferem Niveau erscheinen am Westabhang des Trinserhorns und am Verbindungsgrat zwischen Trinserhorn und Flimserstein noch mehrere grosse, ebenfalls durch Übergänge mit dem Wildflysch verbundene Seewerkalkmassen. Ihre westliche Fortsetzung bildet am Ostabhang von Piz Atlas und Piz Segnes ein nahe unter dem überschobenen Verrucano liegendes, unscharf begrenztes, etwa $2{,}_5$ km langes Seewerkalkband, das bald auf eine zerknitterte, in unregelmässige Falten gelegte Bank reduziert ist, bald zu dickeren Massen anschwillt.

Die grösste unter den Seewerkalkmassen im westlichen Teil der Grauen Hörner bedeckt den südlichen Teil der Plattenalp und die Umgebung der Brennhütte im mittleren Calfeisental auf eine Länge von $1{,}_5$ km und eine Breite von $0{,}_5$ km und setzt sich noch auf der Südseite der Tamina fort. Der Kalk erinnert mit seiner knolligen Struktur und seinen dunkeln Tonhäuten oft stark an den helvetischen Seewerkalk, neigt aber auch hier oft zu mergeliger Ausbildung und Übergängen zu dunkeln Foraminiferenschiefern.

Besonders auffällig ist der weissgelb angewitterte schiefrige Seewerkalk, der den Gipfel und den Westgrat des Zinerspitz (Figur 85) bildet. Wie eine Klippe sitzt das helle Gestein auf dem düstern, aus schwarzen Schiefern, Sandkalken, Glimmersandsteinen und Sardonaquarziten bestehenden Wildflysch. Die scharfe, wellige Grenze der beiden Bildungen durchschneidet ihr einheitlich steil südostfallendes Clivage quer. Das Seewergestein ist grösstenteils ein plattiger, ziemlich dunkelgrauer Foraminiferenschiefer mit feinsten Glimmerschüppchen, zum Teil aber auch ein dichter, hellgrauer, bisweilen ins Blassviolette spielender plattiger Kalk mit wenig ausgeprägten grauen Tonhäuten. In Blöcken des blassvioletten Gesteins sah ich zahlreiche *Inoceramen*schalen.

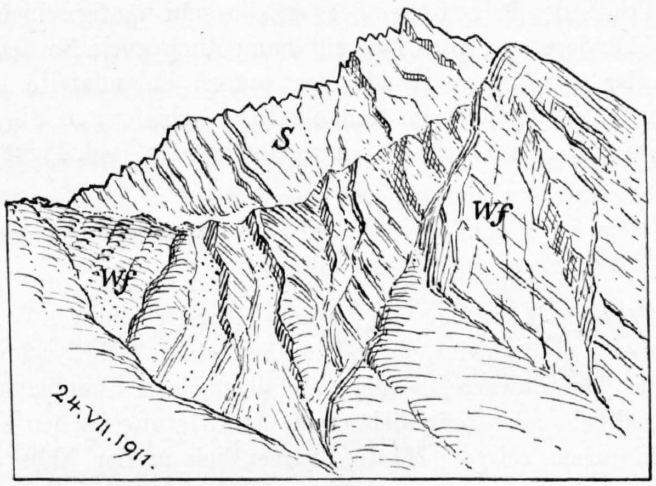


Fig. 85. **Der Zinerspitz in den Grauen Hörnern, von Osten gesehen.**
S = Seewerartiger Kalk. Wf = Wildflysch.

Zahlreiche kleinere und grössere Seewerkalkmassen trifft man auf der Ostseite der Grauen Hörner in der Gegend Vilterseersee-Laufböden. Östlich vom Vilterseersee bilden sie eine ziemlich umfangreiche, 10—15 m mächtige Decke auf dem Wildflysch. Das meistens sehr hellgraue, etwas salinische Gestein ist von vielen dunkeln, serizitischen Häuten flaserig durchzogen und geht öfters in dunkelgraue Mergelschieferlagen über. Das intensiv gefältelte Gestein ruht mit unregelmässiger Grenze auf dem hier sehr wilden Wildflysch auf. Die Grenze ist jedoch nicht scharf ausgeprägt, da in ihrer Nähe reichliche schwarze Tonhäute und dünne Lagen von schwarzen Mergelschiefern im hellen Seewerkalk sich einstellen.

Viel umfangreicher ist die Seewerkalkmasse, die vom Ostrande des Tälchens von St. Margretenberg über den Pizalun (1482 m) bis auf die Sohle des Rheintales bei Tardisbrücke hinuntersteigt. An den Gipfelklötzen des Pizalun ist es ein undeutlich geschichteter, von steil südostfallendem Clivage durchsetzter, hellgrauer, dichter bis feinkristalliner Kalk mit reichlichen grauen, serizitisierten Tonhäuten. In dem grossen Steinbruch bei Nussloch an der Strasse Ragaz-Mastrils (vgl. Figur 83, p. 448) ist der Kalk dünnplattig und enthält zwischen den 60—70° SE fallenden hellgrauen Kalkschichten zahlreiche unscharf begrenzte dünne Lagen von dunkelm Mergelkalk und Mergelschiefer mit feinsten Glimmerschüppchen und zahlreichen Foraminiferenkörnchen. Besonders im südlichen

Teil des Steinbruchs ist der Kalk reich an mergeligen Zwischenlagen und durch auffallend bräunliche Verwitterungsfarbe ausgezeichnet. In seinem Innern liegen einige Nester eines rostbraun anwitternden, blaugrauen, etwas glaukonitischen Gesteins mit vielen feinsten Pyritwürfelchen und zu beiden Seiten des Hauses Nussloch die früher (p. 448) erwähnten mächtigen Massen eines malmartigen Kalkes. Am Gipfel des Pizalun ruht das Gestein mit scharfer, welliger bis zackiger Grenze auf knolligen Mergelschiefern auf, und im Steinbruch bei Nussloch dringt von unten her ein breiter Keil von schwarzen, glänzenden Schiefern in den Seewerkalk hinauf, stellenweise scharf gegen letztern begrenzt, an andern Stellen aber allmählich in denselben übergehend. Zwischen Nussloch und dem Malm der Kaminspitzfalte bei Isla ist am Abhang gegen den Rhein noch ein mehrfacher Wechsel von steil südostfallenden Seewerkalkmassen mit dunkeln Mergelschiefern aufgeschlossen (Figur 83, p. 448).

Die grösste Seewerkalkmasse der eingewickelten Serie liegt westlich von Untervaz in der Synklinale zwischen der Kaminspitzfalte und der untern Calandafalte (Figur 5, p. 32). Vom Sattel und Stelli am Nordgrat des Calanda steigt sie infolge des starken östlichen Axialgefälles durch das Val Cosenz bis auf die Sohle des Rheintales hinunter. Das Gestein stimmt lithologisch völlig mit dem Seewerkalk von Pizalun-Mastrils überein; namentlich kommen auch hier neben plattigem Kalk vom Typus des helvetischen Seewerkalks sehr häufig schiefrige, gelbbraun anwitternde, foraminiferenreiche Abänderungen vor. Das gilt namentlich auch für den Seewerkalk, der unmittelbar unter dem Malm oder der untern Kreide der untern Calandafalte liegt. Besonders auffallend ist, dass mehrere mächtige Zonen von dunkeln Mergelschiefern in die Seewerkalkmasse eingelagert sind. Sie werden im nächsten Abschnitt besprochen werden (vgl. Figur 84, p. 449).

d) Leistmergel mit Assilinengrünsand.

Zu beiden Seiten des Val Cosenz westlich von Untervaz steht mit dem mächtigen eingewickelten Seewerkalk ein Zug von dunkeln Mergelschiefern in Verbindung, die von Blumenthal (**251**) als helvetische Stadschiefer, von mir anfänglich als Wildflyschmergel aufgefasst worden sind. Es sind schwarze bis blauschwarze, weiche, im allgemeinen dünnblätterige, oft glänzende Mergelschiefer, auf deren gelblich- oder bräunlichgrauen Anwitterungsflächen sich meistens zahlreiche dunkle Foraminiferenkörnchen zeigen. Häufig, namentlich in der Nähe des Seewerkalks, schliessen die Mergel dünne Lagen oder Linsen von tonigem Kalk ein. Oft sind die Schiefer ebenflächig, oft aber nach Wildflyschart gewulstet und gequält und dann reich an dünnen Platten und unregelmässigen Nestern von gelbem Calcit. Am Nordostabhang des Stelli liegen darin auch rostigbraun anwitternde, sandig anzufühlende dünne Platten eines dunkelgrauen feinkörnigen Kalkes, wie sie manchenorts (z. B. in der Ringelkette) in den sandfreien Partien der Wildflyschmergel häufig sind. Glimmersandsteine, Breccien und exotische Blöcke fehlen darin.

Am Grate zwischen dem Mastrilser Calanda (2248 m) und dem Stelli (2055 m) beobachtet man unter der verkehrtliegenden untern Kreide der untern Calandafalte folgendes Profil (Figur 5, p. 32):

1. 5—8 m Seewerkalk.
2. Etwa 100 m schwarzgraue, weiche, dünnblätterige Mergelschiefer. Darin fanden Herr Dr. Arnold Heim und der Verfasser auf gemeinsamer Exkursion am 18. Juli 1919 querfaserige Bruchstücke von *Inoceramen*schalen, Arnold Heim überdies zwei deutliche, aber nicht näher bestimmbare *Seeigel*.
3. Etwa 20 m Assilinengrünsand. Rostig anwitternder, etwas schieferiger, dunkel grüngrauer Kalk, reich an Glaukonit und mit vielen kleinen Pyritwürfelchen. Im Innern einzelne Lagen von dunkelgrauen Schiefern mit Kleinforaminiferen und schwach glaukonitischem, dunkelblauem Kalk. Der glaukonitreiche Kalk enthält in mässiger Zahl *Assilina exponens*, auch *A. mamillata*, *Orthophragmina discus* und einzelne Muscheln *(Pecten, Spondylus)*. Scharfe Grenze gegen
4. 1—2 m rauhe, etwas sandige, dunkelgraue Schiefer.
5. 80—100 m schwarze oder dunkel blaugraue, blätterige Mergelschiefer wie 2. Im tieferen Teil fanden wir darin an einer Stelle viele *Inoceramen*bruchstücke, darunter ein Stück von 10 cm Länge und nur 1 mm Dicke.

6. Seewerkalk der eingewickelten Serie in grosser Mächtigkeit, bald plattiger, hellgrauer Kalk, bald etwas schieferig und mergelig.

Die Mergelzone steigt vom Sattel aus westwärts in die steilen Rasenhänge von Guaggis hinunter und streicht, gleichsam eine grosse gegen N geöffnete Synklinale bildend, unter dem Seewerkalk von Älplistein und Stelli durchgreifend nordwärts bis Salaz und steigt von dort in die Runsenzüge unterhalb Pazigg hinunter. Ferner zieht sie sich vom Sattel aus ostwärts als 50—80 m mächtiges Mergelband am Südabhang des Val Cosenz dahin, scheint auf einer etwa 1 km langen Strecke auszusetzen, erscheint aber südlich Valboden wieder und steigt bei Fenza südlich Untervaz auf die Sohle des Rheintales hinunter.

Merkwürdig ist, dass innerhalb des mächtigen Seewerkalkes von Val Cosenz noch an mehreren Stellen bis 50 m mächtige schwarze blätterige Mergel [1]) auftreten, die völlig mit denjenigen des Hauptmergelzuges übereinstimmen, z. B. zwischen Bannwald und Gänge, etwa 30 m südlich über dem Dorfe Untervaz, südlich von den Hütten von Artaschiew und namentlich westlich von Valbella, wo sie am Steilhang über der Sohle der Cosenz längs eines neuen Weges auf etwa 500 m Länge verfolgt werden können (Figur 84, p. 449). Eine Strecke weit sind hier sogar zwei übereinanderliegende schwarze Mergelschieferbänder von 20—30 m Mächtigkeit, getrennt durch etwa 50 m plattigen Seewerkalk, zu beobachten. Das tiefere dieser Schieferbänder quert (beim C des Wortes Cosenz) die Sohle des Baches und geht auf seinem Nordufer durch eine Wechsellagerung von schwarzen Mergeln mit dünnen Platten von Seewerkalktypus allmählich in den plattig-schiefrigen Seewerkalk über.

Die in die Hauptmergelzone am Sattel eingelagerte Assilinengrünsandbank ist nicht beständig, sondern keilt auf beiden Seiten des Grates bald aus. In ihrer östlichen Verlängerung erscheint im Innern der Mergel bald nochmals ein etwa 30 m langes und bloss 3—5 m dickes Grünsandriff mit spärlichen *Assilinen* und später nochmals eine kleine Linse desselben Gesteins. Auch in dem am Westabhang von Älplistein und Stelli aufgeschlossenen Mergelzuge sind statt einer zusammenhängenden Bank nur einige abgerissene kurze Fetzen des Assilinengrünsandes vorhanden. In der Bachrinne am Nordabhang des Stelli (beim o des Wortes Zweikopf) ist es z. B. nur eine 2 m lange und etwa $0{,}_5$ m dicke grüne glaukonitische Linse mit spärlichen *Assilinen*.

Am Wege zwischen Untervaz und Fenza liegt im oberen Teile des dort etwa 50 m mächtigen Mergelzuges eine dünne Bank von schwach glaukonitischem Sandstein mit Quarzkörnchen; auch am Wege zwischen Untervaz und Valbella sind an zwei Stellen einige Bänke von glaukonitischem schiefrigem Sandstein in die schwarzen Mergel eingeschaltet. Diese glaukonitischen Bänke sind vielleicht als Äquivalente des Assilinengrünsandes zu betrachten, wenn sie auch steril zu sein scheinen.

Gestützt auf die Fossilfunde und die lithologische Ähnlichkeit mit Vorkommnissen anderer Gebiete, z. B. am Grünten im Vorarlberg, kam Arnold Heim zur Ansicht, die Mergel von Untervaz-Sattel-Salaz seien als Leistmergel (Senon) zu betrachten. Zugunsten dieser Anschauung spricht auch die Tatsache, dass an manchen Stellen ein allmählicher Übergang in den Seewerkalk zu beobachten ist. Wenn die Ansicht richtig ist, so dürfen wohl auch die oben erwähnten übrigen schwarzen Mergelschieferbänder im Seewerkalk des Val Cosenz als Senonmergel angesehen werden. Die Assilinengrünsandlinsen im Mergelzug Sattel-Salaz sind so angeordnet, dass man kaum annehmen kann, sie seien tektonisch in die Leistmergel eingefaltet; sie scheinen vielmehr stratigraphische Einlagerungen zu sein. Wenn die Mergel wirklich Leistmergel sind, so müsste dann auch der Assilinengrünsand zur oberen Kreide gerechnet werden. Diese Vorkommnisse scheinen also eine Stütze der neuen Hypothese von Rollier (**315**) und Arnold Heim (**311**) zu bilden, dass viele Nummulitenbildungen der Schweizeralpen nicht zum Eocän, sondern zur oberen Kreide gehören.

Wenn die Mergelbänder im Seewerkalk des Val Cosenz Leistmergel sind, so liegt die Vermutung nahe, es möchten auch viele andere Mergelkomplexe des Wildflysches zur oberen Kreide gehören, so vor allem die Foraminiferenschiefer, in welche der seewerartige Kalk so häufig übergeht, dann vielleicht manche unter den Mergelmassen, die in die Geologische Karte als «sandfreie Wildflyschmergel» eingetragen worden sind, z. B. die p. 431 und 446 besprochenen Mergel von

[1]) Diese Mergelbänder sind in der Geologischen Karte nicht ausgeschieden.

Matonalp-Mastrils mit ihren Assilinengrünsandbänken (vgl. Figur 82, p. 446, und Figur 83, p. 448), die Mergel im unteren Teil des Seebachtobels bei Vilters, in der Gipfelregion der Ringelkette, zwischen Flimserstein und Trinserhorn, nördlich von Drachenberg und Älplikopf. Die Abklärung dieser Frage muss der Zukunft überlassen werden.

c) Lithologischer Charakter der Wildflyschgebiete.

Nach der Besprechung der im Wildflysch vertretenen Gesteine ist es nötig, noch einen Rundgang durch die Wildflyschgebiete der Glarneralpen zu machen, um ein genaueres Bild ihres lithologischen Charakters, der Vergesellschaftung der Gesteinsarten und der Faciesänderungen zu gewinnen. Wie schon früher betont wurde, ist dabei nicht zu erwarten, dass sich ein Normalprofil des Wildflysches mit allmählichen Faciesänderungen herausstellen wird. Es wird sich im Gegenteil zeigen, dass hier Gesetzlosigkeit die Regel ist, da die Gesteine sich grösstenteils nicht mehr in ihrem ursprünglichen Verbande befinden.

1. Wildflysch im nördlichen Teil der Wiggisgruppe.

Obschon der zwischen die Molassenagelfluh der Hirzlikette und die Wagetenkette eingeklemmte Wildflysch des Niederurnertales grösstenteils durch Schutt verhüllt ist, lassen die vorhandenen Aufschlüsse doch seinen lithologischen Charakter erkennen. Auf dem Feldrederligrat, der das Tal im W begrenzt, trifft man südlich von dem Kontakt mit der Molasse zunächst eine bunte Mannigfaltigkeit von Gesteinen: Braun anwitternde, glimmerreiche Sandkalke, grobkörnige Glimmersandsteine, polygene Breccien und zum Teil ins Grünliche spielende Mergellagen; südlich davon viele Bänke von Fucoidenkalk mit zahlreichen Fucoiden (*Chondrites affinis*, Sternb., und *Ch. intricatus*, Brongn.). Gegen die Passhöhe hinunter folgen in dunkeln Mergeln viele zerrissene Bänke und Blöcke von grobglimmerigem Sandstein, Kieselkalk, Breccien mit Dolomitsplittern und dunkelgrünen Quarziten; südlich von der Passhöhe braune weiche Mergel, anscheinend ohne Blöcke. Die Schichtung steht senkrecht oder fällt steil gegen S.

Die talauswärts zwischen Flühalp und Niederurnen folgenden Aufschlüsse zeigen stets braune oder schwarze, oft knorrige Mergelschiefer mit mehr oder weniger reichlichen Glimmersandstein- und Kieselkalkbrocken. Der Flyschrücken östlich von Blossen ist reich an Fucoidenkalk, und auf Flühalp sind grünliche Sandsteine in Verbindung mit Mergellagen und kiesligen Sandkalken aufgeschlossen.

Auch der Wildflysch des breiten Bergrückens zwischen dem Trebsental und dem hintern Wäggital besteht grösstenteils aus steil südfallenden dunkeln Mergelschiefern mit massenhaften Blöcken und unbeständigen Bänken von Kieselkalk und grobglimmerigem Sandstein. Zwischen Schwarzenegg und dem Brüschstock führt der Weg durch eine Zone mit vielen Bänken von gelb anwitternden Schiefern mit Fucoiden, getrennt durch Bänke von dichtem Fucoidenkalk, nördlich davon durch einen breiten Streifen von feinkörnigem, eisenschüssigem Quarzsandstein. Bei der Annäherung an die Leistmergel am Nordwestfusse des Bockmattlistocks werden die Einschlüsse in den Mergeln spärlicher; doch trifft man auch hier noch einzelne Brocken von Sandstein, polygener Breccie und dunkelgrünen Quarziten. Ein durch den Strassenbau am Ostufer des Wäggitaler Stausees entstandener Aufschluss zeigt einen Wechsel von steil gegen SE fallenden Bänken von Sandkalk mit gequälten schwarzen Mergelschieferlagen und Breccienbänken, bestehend aus Quarzkörnern, gelben Kalksplittern und einzelnen gut gerundeten Geschieben.

Die auf der Westseite des Wäggitales liegende Wildflyschzone zwischen Fluhbrig und Aubrig ist grösstenteils wieder aus braunen bis schwarzen, verbogenen Mergelschiefern mit Blöcken und zerrissenen Bänken von Kieselkalk und glimmerreichen Sandkalken, polygenen Breccien und grünen Quarziten aufgebaut. Diesen Charakter besitzt der Flysch nach A. Ochsner (**302**, p. 70—109) und meinen eigenen Beobachtungen namentlich in einer breiten südlichen, bis etwa 1 km nördlich vom Muttstein reichenden Zone und in einem schmalen Saume im N. Die südliche Zone, namentlich das Gebiet des Tannstafelbaches und seiner Seitenbäche, ist noch besonders durch das Vorkommen zahlreicher Blöcke und kleiner Linsen von unterostalpinen Klippengesteinen ausgezeichnet. Zwischen die

beiden Zonen echten Wildflysches ist zu beiden Seiten des Schlierenbaches und seiner westlichen Fortsetzung im Trosenbach die früher (p. 436) besprochene Wechsellagerung von Sandsteinen mit fucoidenreichen Mergelschiefern eingeschaltet, die sich durch ruhige Lagerung und das Fehlen von exotischen Blöcken auszeichnet [1]).

Dass die vor dem Fluhbriggewölbe liegenden Nummulinen- und Lithothamnienkalkriffe nicht im Innern des Wildflyschs liegen, wie die Karte der Glarneralpen angibt, sondern verschürfte Teile der Drusbergdecke sind, ist früher (p. 410) erklärt worden.

Die schon lange bekannten, von Ochsner (**302,** p. 101—107) eingehend besprochenen Blöcke und Schuppen mesozoischer Klippengesteine, die teils anstehend im Wildflysch, teils als lose Blöcke angetroffen werden, liegen grösstenteils ausserhalb unseres Kartengebietes. Nach Ochsner schauen auf Allmeind südlich vom ehemaligen Bad Hinterwäggital nahe über der Talsohle noch einige Blöcke einer Lias-Echinodermenbreccie aus dem Wildflysch heraus.

Der Wildflysch, der als Liegendes der Rädertendecke aus dem Hintergrund des Trebsentales über die Trebsenalp ins Schwändital hineinstreicht und im Oberseetal bis zur Sulzalp sich verfolgen lässt, hat denselben Charakter wie derjenige des obern Trebsentales. Besonders schön ist der Aufschluss im Bärensolbach nördlich von Oberseealp (Figur 34, p. 130), wo unter der Rädertendecke etwa 30 m dunkle knorrige Mergel mit vielen regellos eingebackenen kleinen Blöcken von kieseligem, glimmerreichem Sandkalk aufgeschlossen sind. Auf Hinterschwendialp bemerkt man im Wildflyschschutt oft dunkelgrüne Quarzite und Brocken von dolomithaltiger polygener Breccie, am Flyschrücken nördlich vom Obersee und am Ostfusse des Brünnelistocks auch Arkosebreccie, die grösstenteils aus Quarz, Feldspat und groben Muskovitglimmerblättchen besteht.

Das Fehlen von Nummulitenbänken, von seewerartigem Kalk und Sardonaquarzit und das äusserst spärliche Vorkommen von exotischen kristallinen Blöcken sind Charakterzüge des Wildflyschs der Wiggisgruppe.

2. Wildflysch auf der Westseite des hintern Linthtales.

Der Wildflysch, der erst westlich von Rüti unter der Terrasse von Braunwald als Liegendes des Lochseitenkalks einsetzt und südwärts allmählich an Mächtigkeit zunimmt, ist bis zum Fätschbach im ganzen arm an sandigen Einschlüssen. Dass es sich aber nicht etwa um tektonisch gequälte Dachschiefer oder Blattengratschichten handelt, überzeugt man sich z. B. in der Brummbachschlucht westlich von Linthal, wo namentlich in der Gegend der Schwefelquelle in die schwarzen, verbogenen Mergel massenhaft Brocken und zerbrochene Lagen von Kieselkalk, durchzogen von schwarzen Tonhäuten mit weissen Glimmerblättchen, eingelagert sind.

Schon viel typischer ist der Wildflysch am Ostabhang des Kammerstocks. In der Appengrubruns sind dort besonders die untern 30—50 m der etwa 100 m mächtigen schwarzen, glänzenden, wirr gefalteten Wildflyschmergel sehr reich an eckigen Sandkalkblöcken. Lose Trümmer im Runsenschutt beweisen, dass in den höheren Lagen auch Brocken von polygener Breccie, vorwiegend aus grossen eckigen Quarzkörnern, Glimmerblättchen und eckigen Dolomitbrocken bestehend und von schwarzen Tonlamellen durchzogen, in die Mergel eingebacken sind. Auffallend ist, dass man keine scharfe Grenze gegen die liegenden Sandsteine und Dachschiefer bemerken kann. Die regelmässige Wechsellagerung von Sandsteinen und Dachschiefern scheint allmählich in das regellose Durcheinander von knorrigen Mergeln und Sandstein- und Kieselkalkblöcken überzugehen.

Ebenso typisch ist der Wildflysch von Altenorenalp, der unter dem Grat des Malor etwa 300 m Mächtigkeit erreicht. Neben den auch hier massenhaften Kieselkalk- und Sandkalkbrocken tritt hier an der Ostecke des Rotstocks zum erstenmal als Bestandteil des Wildflyschs eine kleine Schichtmasse von Sardonaquarzit auf. Ferner ist er reich an Riffen und zerrissenen Bänken von Nummulinenkalk (vgl. p. 444).

[1]) Nach E. Kraus (**387,** p. 46—49 und 73) soll diese Flyschzone zu beiden Seiten des Schlierenbaches lithologisch übereinstimmen mit dem «Ofterschwanger Kreideflysch» des Allgäus. Er betrachtet sie als den westlichsten Ausläufer der ultrahelvetischen «Sigiswanger Flyschdecke» des Allgäus und Vorarlbergs, die über der «Feuerstätter Wildflyschdecke» liegt. Auch Ochsner (**302,** p. 108) betrachtet diese Flyschmasse als eine selbständige tektonische Einheit, die von S her auf den Wildflysch geschoben wurde.

Der Wildflysch, der im westlichen Teil des Urnerbodens, bei Waldhütte, in der Klus und westlich von der Klausenpasshöhe auf Niemerstafel unter dem Malm der Griesstockdecke fensterartig zutage tritt, besteht wieder aus schwarzen knorrigen Mergelschiefern mit vielen Linsen und Brocken von Kieselkalk und glimmerhaltigem Sandkalk. Vielleicht gehört der am Westrande der Klus an der Basis des Wildflyschaufschlusses zutage tretende taveyannazartige Sandstein mit Tonschiefersplittern, der in der Geologischen Karte noch zur Zone der Sandsteine und Dachschiefer gezogen ist, auch zum Wildflysch, da der oberste Teil des Wildflyschs von Niemerstafel ganz gleiche Sandsteine teils in Form von bis 1 m dicken Bänken, teils in Form von dünnen, rasch auskeilenden Lagen enthält.

Als besondere Wildflyschgesteine dieses Gebietes sind ausser den Nummulitenriffen von Altenoren die Nummulitenkalkbänke von Ober-Bärenboden, am Fätschbach, am Brummbach bei Linthal und in der Klus, ferner der malmartige Kalk in der Brummbachschlucht zu erwähnen. Trümmer von exotischen kristallinen Gesteinen sind hier äusserst selten, und polygene Breccien kommen nur spärlich vor.

3. Wildflysch der Kärpfgruppe.

Der Wildflysch fehlt im Flyschfenster an der Lochseite bei Schwanden, stellt sich aber schon am Eingang ins Niederental ein und nimmt durch die Kärpfgruppe hindurch nach S und E an Mächtigkeit allmählich zu. An der Westabdachung der Kärpfgruppe, wo er in den Runsen zwischen Zusingen und Diesbach meistens bloss 10—50 m mächtig ist, und in den Flyschfenstern des Niederentales und des Tales von Ennetseewen, wie auch in den Diestälern und am Saasberg, ist er insofern nicht typisch ausgebildet, als ihm die exotischen Blöcke, die Breccien und Quarzite, die Nummulitenbänke und mesozoischen Kalkeinschlüsse vollständig fehlen und auch die sonst so allgemein verbreiteten Brocken und Bänke von Kieselkalk und Glimmersandkalk nur hie und da beobachtet werden. Er besteht fast ganz aus dunkelgrauen bis schwarzen, oft auffällig rostigen, verbogenen und zerknitterten, dicht unter dem Lochseitenkalk oft sehr weichen Mergelschiefern. Wo Sandstein- und Kieselkalkeinschlüsse völlig fehlen, wie in den Flyschfenstern von Ratzmatt, im Niederental und im Diestal, zeigt der Flysch doch massenhafte unregelmässige gelbe Calcitlamellen und härtere, unscharf gegen die Mergelschiefer begrenzte kalkige Plättchen und Linsen (Wildflyschtypus 1 *c*, p. 431). Auf Ratzmatt beobachtet man oft auch rostbraun anwitternde, etwas sandige, glimmerhaltige dunkle Kalkplatten, die ohne scharfe Grenze in Mergel übergehen. Brocken von glimmerhaltigem Sandkalk liegen in schwarzen Mergeln in dem kleinen Wildflyschfenster am Eingang ins Niederental und zerrissene Sandsteinbänke in schwarzen sandigen Schiefern südlich vom Niederenstafel über dem Wege nach Ennetseewen. Auch am Haslerbach und in der Vordern Bodenrunse bei Hätzingen fallen im untern Teil der schwarzen wulstigen Mergelschiefer Linsen und zerrissene Bänke von Sandstein auf; doch bleibt unsicher, ob sie nicht bereits zu der Zone der Sandsteine und Dachschiefer zu rechnen sind.

Während noch bei Heustäfeli am Südabhang des Bützistocks der etwa 100 m mächtige Wildflysch aus sandfreien Mergelschiefern besteht, in welche zu oberst rostige, an Opalinustonschiefer des Doggers erinnernde Lagen eingeschaltet sind, ist er schon 1 km südöstlich davon, zwischen Hahnenstock und Kalkstöckli, ziemlich reich an Brocken und unbeständigen Lagen von Kieselkalk und Kalksandstein. Auch die über Heustäfeli etwa 10 m unter dem Lochseitenkalk im Flysch liegende Nummulinenbank beweist, dass hier echter Wildflysch vorhanden ist (Tafel 24, Figur 2).

An den Ostabhängen der Kärpfgruppe ist der Wildflysch im N, westlich von Engi, noch wenig mächtig und in der Mergelfacies des Niederentales ausgebildet. Nördlich von Riedboden stellen sich in den schwarzen knorrigen Schiefern bereits zerrissene Bänke von Nummulinenkalk ein, bei der Hütte von Riedboden auch eine etwa 1 m mächtige Bank von seewerartigem Kalk und 100 m höher oben ein kleines Lager von Sardonaquarzit. Er bleibt von hier an bis zum Richetlipass düster braun anwitternder, zerknitterter Wildflysch, reich an Brocken von Glimmersandstein, Sandkalk und Kieselkalk und bis an den Südrand von Bischofalp reich an zerrissenen Bänken von Nummulitenkalk (Tafel 24, Figuren 1 und 5). Zwischen Geisstalalp und Embächlialp, wo er bis auf 300 m Mächtigkeit anschwillt, schliesst er auch grössere Schichtmassen von Sardonaquarzit und in ihrer Gesellschaft

exotische kristalline Blöcke und Brocken von polygener Breccie ein. Auffallend ist auch hier, dass gegen das Liegende, das bald aus der Dachschiefer-Sandsteingruppe, bald aus Blattengratschiefern gebildet wird, meistens keine scharfe Grenze bemerkbar ist.

4. Wildflysch auf der Ostseite des Sernftales.

Im Gebiet von Mühlebachtal und Krauchtal sind die schwarzen, knorrigen Wildflyschschiefer fast überall reich an Einschlüssen mannigfaltiger Art. Im Gegensatz zur Westseite des Tales trifft man schon in den nördlichsten Aufschlüssen des Mühlebachtales viele Brocken und zerrissene Bänke von Kieselkalk und Glimmersandkalk. Zu diesen fast überall reichlich vorhandenen Einschlüssen gesellen sich an den West- und Südabhängen des Gulderstocks häufig Brocken und Linsen von polygener Breccie, nicht selten (besonders östlich von Weissenberge) auch kleine exotische kristalline Blöcke. Westlich und südlich von Weissenberge ist in den untern Teil des Wildflyschs eine Reihe von dickbankigen Sardonaquarzitmassen eingeschaltet. Sein oberer Teil enthält auf Ochsenfittern und auf Vorder- und Hintereggalp zerrissene Bänke von Nummulinenkalk, an letzterem Orte auch eine über 30 m mächtige Einlagerung von seewerartigem Kalk.

5. Wildflysch der Hausstockgruppe.

Der Wildflysch, der in einer Mächtigkeit von 50—200 m an allen Graten der Nüschenstock-Hausstockgruppe die Sandstein-Dachschiefergruppe überdeckt, ist insofern nicht typisch, als ihm — soweit die bisherigen Beobachtungen reichen — die exotischen Blöcke, die Breccien, die Quarzite und seewerartigen Kalke, ja meistens auch die Kieselkalk- und Glimmersandsteineinschlüsse fehlen. Er ist vorwiegend eine Mergelbildung, ähnlich wie sie in den Flyschfenstern des Niederentales beobachtet wird. Für die Zugehörigkeit zum Wildflysch sprechen aber die schwarzgraue bis rostbraune Anwitterungsfarbe, die kurzschiefrige, knorrige Struktur und besonders das zahlreiche Vorkommen von feinsandigen, von wirren Calcitadern durchsetzten und oft von schwarzen, glimmerhaltigen Tonkrusten überzogenen, kalkig-tonigen Knorren, die im Anstehenden zwar wenig auffallen, aber auf den Flyschschutthalden überall in Menge angetroffen werden. Der Wildflysch der Grate, welche die Karbecken von Meergletscher, Fluaz- und Cavirolasgletscher voneinander trennen, enthält auch zahlreiche harte, tonige Kalkplatten und Platten eines rostigbraun anwitternden, dunkel blaugrauen, feinkörnigen und feinglimmerigen Kalksandsteins. Am Kamm des Ruch Wichlenberges sind bei P. 2800 m auch Streifen von Glimmersandstein und Brocken von Kieselkalk in den Wildflysch eingebettet. Auch in den Mergelschiefern zwischen dem Lochseitenkalk des Mättlenstockgipfels und dem Taveyannazsandstein des Leiterberges liegen zahlreiche Platten von rostig anwitterndem feinkörnigem Glimmersandkalk. Nach Trümmern zu schliessen, die auf der Schutthalde am Ostabhang des Gipfels liegen, enthält er auch Fetzen von dunkelgrauem tonigem Nummulitenkalk, der ganz erfüllt ist von kleinen *Nummulinen* und *Orthophragminen*.

6. Wildflysch der Sardonakette.

Der Wildflysch ist südlich von der Panixerpasshöhe, wo er unter dem Rotstockgipfel als Synklinalkern zwischen den autochthonen Falten und der Tscheppdecke endigt, nur noch 10—50 m mächtig, schwillt dann am Westabhang des Vorab über Jätzalp rasch an und baut unter den Tschingelhörnern und dem Piz Segnes den Nordabhang der Bergkette auf über 1000 m Höhe auf. Die gewaltige Mächtigkeit ist jedoch grösstenteils durch die Tektonik bedingt (vgl. Profile 7—12). Doch lässt die von 30—60° S fallendem Clivage durchsetzte Flyschmasse keine tektonische Gliederung erkennen.

Am Rotstock und östlich von Jätzalp-Oberstafel zeigt der Wildflysch noch die durch Armut an Einschlüssen ausgezeichnete Mergelfacies der Hausstockgruppe. Aber schon östlich vom Alpstafel «Im Loch» enthält er Brocken und zerrissene Lagen von Sandkalk und Glimmersandstein und spärliche Bruchstücke von polygener Breccie. An den Nordabhängen des Vorab und des Zwölfihorns sind auch einige Schichtmassen von Sardonaquarzit in die düstern Mergel eingeschaltet. Doch bleibt der Wildflysch bis gegen den Segnespass im ganzen arm an solchen Einschlüssen.

Beim Aufstieg von Niederen am Segnespassweg zur Martinsmadhütte (Tafel 27, Figur 2) findet man alle Stufen der über 400 m hohen Kartreppe aus dunkelgrauen, weichen, oft gelblich anwitternden und serizitisch glänzenden, oft an Kleinforaminiferen reichen Mergelschiefern aufgebaut. Mit fast reinen Mergeln wechseln solche mit zahlreichen dünnen Linsen und Lagen von grauem, fast dichtem Kalk. Hie und da, z. B. im oberen Teil der untersten und der mittleren Treppenstufe, kommen auch dünne Linsen von feinkörnigem grauem Sandstein mit weissen Glimmerschüppchen vor. Zu beiden Seiten der mittleren Stufe sind an den Nordgraten von Mittaghorn und Ofen Schichtmassen von Sardonaquarzit in Form von nach N geöffneten Synklinalen in die Mergel eingebettet.

Mergel ähnlichen Charakters bauen grösstenteils auch den Wildflysch über der Terrasse von Martinsmad bis zum Lochseitenkalk und bis zum Malm der Vorabdecke auf. Sie sind hier meistens kleingefaltet und gewulstet, aber wieder von gleichförmig südfallendem Clivage durchsetzt. Doch kommen darin hie und da auch Brocken und dünne Bänke von Glimmersandstein oder glimmerreichem Sandkalk vor, so am Westabhang des Ofens etwa 60 m über der Martinsmadterrasse und über dem grossen Lochseitenkalkkeil. Hier ist auch auf langer Linie eine Bank von seewerartigem Kalk aufgeschlossen und tiefer unten an diesem Abhang eine Serie von gelb anwitternden Kalkmergelplatten, wie sie im Wildflysch oft als Übergangsbildung zwischen seewerartigem Kalk und Mergelschiefern angetroffen werden. Endlich liegen hier im oberen Teil des Wildflyschs zerrissene Bänke von Nummulinenkalk und Assilinengrünsand. Polygene Breccien können nicht völlig fehlen, da man im Bachschutt vereinzelte lose Blöcke bemerkt.

Viel bunter ist der Wildflysch im Gebiet des Segnespasssweges zusammengesetzt, ein Beweis, wie rasch er seinen Charakter ändern kann und wie regellos sein lithologischer Aufbau ist. Nachdem der Passweg in der Tschingelschlucht die mächtigen Blattengratschichten durchquert hat, tritt er bei zirka 1400 m, wo die Schlucht sich zur Terrasse von Niederen zu weiten beginnt, in den Wildflysch ein. Längs des Weges beobachtet man nun etwa folgende Gesteinszonen:

1. Etwa 50 m blauschwarze, ziemlich glattflächige Mergelschiefer mit Kleinforaminiferen, nicht zu unterscheiden von den darunterliegenden Blattengratschiefern, jedoch mit ziemlich vielen 5—40 cm dicken Bänken eines grünlichgrauen, feinkörnigen Sandsteins mit weissen Glimmerschüppchen und spärlichen schwarzen Tonschiefersplitterchen. Im oberen Teil stellen sich Nester und Streifen von knorrigen Mergelschiefern und Knollen von feinsandigem Kalk ein.
2. Typischer Sardonaquarzit, eine etwa 8 m dicke und 20 m lange Linse in den Wildflyschmergeln bildend. Zwischen den Quarzitbänken liegen dünne Lagen von dunkeln Mergeln mit perlmutterglänzenden Anlauffarben.
3. Etwa 20 m knorrige Wildflyschschiefer mit massenhaften Brocken und zerrissenen Lagen von Sandstein und Glimmersandkalk und einzelnen Brecciennestern.
4. Etwa 200 m Wildflyschmergelschiefer, bald ziemlich glattflächig, bald verbogen, im ganzen nicht reich an Sand- und Kieselkalkbrocken. Am Grate über dem Wege ist eine etwa 30 m mächtige Seewerkalkmasse und höher oben eine grosse Linse von Sardonaquarzit in die Schiefer eingeschaltet.
5. Etwa 80 m hellgrauer, in einzelnen Lagen auch blassrötlicher, plattiger bis schiefriger seewerartiger Kalk. In beiden Varietäten finden sich Trümmer von *Inoceramus*schalen; ferner fand ich hier einen *Belemniten*. Die Kalkstufe wird durch eine Zone foraminiferenreicher Schiefer in zwei Teile gegliedert und geht ohne scharfe Grenze in die liegenden und hangenden Mergelschiefer über.
6. Etwa 50 m typischer Wildflysch, reich an Kieselkalk, Glimmersandstein und Sardonaquarzit, auch mit Brocken von polygener Breccie und grünlichem Quarzit. Im oberen Teil dieser Stufe sah ich am Wege auch ein Glimmerschiefergeschiebe von 20 cm Durchmesser und einen 50 cm langen mittelkörnigen Zweiglimmergranitblock.
7. Beim Übergang über eine vom Mörderhorn kommende Runse betritt der Weg eine mächtige Zone von Sardonaquarzit. Zwischen den 40° S fallenden Quarzitbänken liegen Lagen von schwarzen, weichen, oft doggerartig rostigen Mergelschiefern, auch einzelne Lagen von gelben

Fucoidenschiefern und Bänke von polygener Breccie. Die Quarzitzone reicht bis nahe zum Gipfel des Mörderhorns hinauf und streicht von dort noch fast 2 km weit am Nordabhang des Piz Segnes dahin. Als ihre westliche Fortsetzung dürfen vielleicht die oben erwähnten Quarzitkeile im Wildflysch unterhalb Martinsmad betrachtet werden.

8. Der Grat zwischen Mörderhorn und P. 2568 m besteht vorwiegend aus rostig anwitternden, plattigen, innen blaugrauen, feinkörnigen, sandigen Kalkschiefern mit weissen Glimmerblättchen, aussen oft überzogen mit glänzend schwarzen, oft welligen oder gefurchten Tonkrusten. Dazwischen liegen weiche schwarze Mergel und massenhafte Knorren, die eine wirre Verfaltung von schwarzem Tonschiefer, feinsandigem Kalk und gelben Calcitlagen darstellen und oft von grobglimmerigen schwarzen Tonkrusten überzogen sind; ferner zerrissene Lagen von Kieselkalk und Glimmersandkalk, dünne Lagen und Brocken fein- und grobkörniger polygener Breccien, Fucoidenschiefer und dichte Fucoidenkalkbänke. Am Südabhang von P. 2568 m ist auch eine etwa 50 m lange und 10 m dicke Linse von Sardonaquarzit in die Schiefer eingelagert.
9. Etwa 250 m unter der Passhöhe führt der Weg an zwei etwa 10 m hohen Felsbändern vorbei, die aus seewerartigem Kalk bestehen. Darin fand ich einen schönen, in 8 Stücke zerrissenen *Belemniten*. Der Kalk geht nach oben und unten in gelblich anwitternde mergelige Kalkschiefer mit vielen dunkeln Foraminiferenpunkten über.
10. Bis zur Passhöhe und bis zum Lochseitenkalk hinauf folgt knorriger Wildflysch mit dünnen Kalkflasern und reichlichen Calcitadern; dazwischen in Menge Brocken und zerrissene Lagen von Sandkalk und Glimmersandstein, auch fein- und grobkörnige polygene Breccien mit Muskovitglimmerschieferstücken. In der Passlücke und östlich davon liegen nahe unter dem überschobenen Verrucano auch dünne Lagen von Seewerkalk im Wildflysch.

In der Umrahmung der Karbecken von Segnes sut und Segnes sura zeigt der Wildflysch ungefähr denselben Charakter wie auf der Segnespasshöhe. Unter Piz Atlas und Piz Dolf (Trinserhorn) ist er auffallend reich an Seewerkalkmassen. Gegen S hin werden die Breccien und zuletzt auch die Glimmersandstein- und Kieselkalkeinschlüsse spärlicher. Am Rücken zwischen Segnes sut und Segnes sura besteht der Wildflysch am Kontakt mit den helvetischen Globigerinenmergeln nur noch aus zerknitterten Mergeln mit dünnen Kalkflasern.

Von ähnlich bunter Zusammensetzung wie längs des Segnespassweges ist der Wildflysch überall an den Abhängen der Sardona gegen Ramin, Fooalp und Sardonaalp. Besonders auffallend sind die mächtigen Sardonaquarzitmassen zwischen Foopass und Werralp und am Westabhang der grossen Scheibe und die sie begleitenden zahlreichen exotischen kristallinen Trümmer.

7. Wildflysch der Grauen Hörner.

In der weiten Flyschlandschaft zwischen dem Calfeisental und der Blattengratschieferzone Muttental-Laritschkopf finden wir überall wildesten Wildflysch mit bunter Mannigfaltigkeit von Gesteinen, ähnlich wie im nördlichen Teil der Sardonakette. Durchqueren wir das Gebiet z. B. vom Ostende des Muttentales bis zur Sardonaalp, so finden wir am Gipfel 2483 m und am Grat zwischen Muttental und Heubützli schwarze Schiefer mit massenhaften Brocken und Bänken von Kieselkalk und Glimmersandstein, ferner mannigfaltige Breccien, darunter auch solche mit kristallinen Trümmern, Übergänge von polygener Breccie zu Sandstein und einzelne kristalline Blöcke, ferner gelbe Fucoidenschiefer, schwarze Schiefer mit bunten, metallisch glänzenden Anlauffarben, auch Trümmer eines intensiv roten Quarzits. Die Felsschwelle des Heubützlisees besteht aus knolligplattigem, sandigem Mergelkalk. Am Nordrande der Terrasse von Heubützli sind glaukonitische Schiefer mit Nummuliten in den Wildflysch eingelagert. Am Muttentalergrat liegen zwischen den Schiefern, Sandkalken und Glimmersandsteinen viele meistens 20—30 m dicke und 50—100 m lange Schichtpakete von Sardonaquarzit. Am Gipfel 2615 m sind einzelne Quarzitmassen infolge stärkern Eisengehalts intensiv rostbraun gefärbt. Südlich vom Gipfel 2568 m fielen mir zahlreiche eckige und gerundete kristalline Geschiebe im Innern einer Breccie auf, die ohne scharfe Grenze in Sardonaquarzit

übergeht. Nicht selten sind auch Fucoidenschiefer mit *Chondrites intricatus* und *Ch. affinis*, ferner Schiefer mit *Helminthoiden* und zwischen den Sandkalkbänken 2—50 cm dicke, rasch auskeilende Bänke von polygener Breccie. Am Abhang zwischen Muttentalergrat und Sardonaalp fallen viele niedrige Felsbänder aus Sardonaquarzit auf, die das darunterliegende Gehänge mit grobem Blockwerk überschüttet haben. Schichtpakete von seewerartigem Kalk scheinen hier zu fehlen; dagegen trifft man sie weiter im E häufig an (Plattenalp, Seezberg, Zinerspitz, Hühnerspitz, Gelbistock).

Etwas weniger bunt zusammengesetzt ist der Wildflysch, der als Synklinalkern zwischen zwei Blattengratschieferantiklinalen von Unter-Fooalp über Scheibs und Valtnovalp sich ausdehnt. Auf Unter-Fooalp ist er ein ziemlich glattflächiger dunkler Mergelschiefer mit vielen meist 5—20 cm dicken Bänken von glimmerhaltigem Sandkalk und Kalksandstein. Aber nach oben geht er am Ostabhang des Foostocks (Tafel 27, Figur 4) in knorrigen Wildflysch mit Fetzen von seewerartigem Kalk, Breccienblöcken und einigen kleinen Sardonaquarzitmassen über. Auch auf Alp Scheibs findet man in den knorrigen Schiefern neben Glimmersandstein und Kieselkalk nicht selten Breccien und kleine Sardonaquarzitmassen, häufig (z. B. westlich von den Hütten) einen gelb anwitternden, glimmerhaltigen, plattigen Mergelkalk mit massenhaften Kleinforaminiferen. Östlich von den Hütten sind schöne Fucoidenschiefer mit *Chondrites intricatus* und *Ch. affinis* aufgeschlossen, die mit Kieselkalkplatten wechsellagern.

Während der Flysch, der die Karbecken von Obergamsli und Gamsli einrahmt, noch wildester Wildflysch mit Sardonaquarzitmassen, feinen und groben Breccien mit kristallinen Geschieben, Glimmersandstein und Fucoidenschiefern ist, geht er auf Valtnovalp nach unten in gelb anwitternde kalkige Schiefer über, die sich nicht scharf gegen die liegenden Blattengratschiefer abgrenzen lassen, aber durch einzelne zerrissene Bänke von Kieselkalk ihre Zugehörigkeit zum Wildflysch beweisen.

Auch östlich vom Taleinschnitt Lavtina-Valtüsch ändert sich die Wildflyschfacies von S gegen N in ähnlicher Weise. Während die Umrahmung des Hochtälchens von Piltschina noch aus sehr buntem Wildflysch mit vielen Sardonaquarzitmassen, fein- und grobkörnigen Breccien mit Glimmerschieferbrocken, Trümmern von dunkelgrünem Quarzit und mit Fucoidenkalk besteht, sind am Stafinellagrat und im Gafarratobel diese Einschlüsse viel seltener geworden. Zwischen Loch und Vermol ist an den beiden Seiten dieses Tales eine über 200 m mächtige, auffallend regelmässige Wechsellagerung von Glimmersandstein, Sandkalk, Kieselkalk und Mergelschiefern aufgeschlossen. In ihrem obern Teil sah ich auch eine 10 cm dicke Bank von polygener Breccie mit Glimmerschieferstücken. Die im allgemeinen 10—20° S fallende Schichtmasse bildet etwa vier kleine, 10—50 m hohe, nach N geneigte knieförmige Falten.

Die durch grosse Mannigfaltigkeit der Gesteine ausgezeichnete Wildflyschfacies setzt sich östlich von Tersol und Piz Sol in der Gipfelregion der Zanayhörner, des Monte Luna und der Kette auf der Nordseite von Lasaalp fort. So bestehen die Grate der Zanayhörner aus wildestem Wildflysch, der zur Hauptsache aus Glimmersandsteinbänken mit dünnen Mergellagen besteht, aber auch mehrere langgestreckte Massen von Sardonaquarzit, grüngraue zähe Sandsteine, Faltensandstein, Fucoidenschiefer und -kalke und viele unbeständige Bänke verschiedenartiger Breccien enthält. Letztere zeigen neben Körnern und Brocken von Dolomit, Quarz und spätigem Kalk oft nuss- bis faustgrosse runde Geschiebe und eckige Brocken von Granit, Gneiss und Glimmerschiefer.

Sehr wild und bunt zusammengesetzt ist auch der Wildflysch im Gebiet zwischen Lasaalp und Vilterseralp Obersäss. Auf den Laufböden fällt neben vielen Seewerkalkmassen eine Anzahl unregelmässige Massen von Sardonaquarzit auf, und der Grat Tagweidlikopf-Schlösslikopf-Vasanekopf enthält überdies kleinere exotische kristalline Blöcke und viele Linsen und kurze Bänke mannigfaltiger Breccien mit kristallinen Gesteinen. An den Abhängen des Monte Luna treten in verschiedener Höhe mehrere langgestreckte Bänder von seewerartigem Kalk und Sardonaquarzit zutage.

Bei der Annäherung an den Flysch der autochthonen und parautochthonen Falten büsst der Wildflysch meistens seinen wilden Charakter und seine bunte Zusammensetzung ein, so dass man dort, wo er mit den helvetischen Globigerinenmergeln in Berührung steht, oft nur schwer eine Grenze zwischen den beiden Bildungen ziehen kann. Während er an der Furggla (2577 m) zwischen Calvina und Tersol noch grösstenteils aus dicken Bänken von Glimmersandstein besteht und auch Quar-

zite, Breccien und kristalline Trümmer enthält, wird er 1,5 km weiter im S, in dem Karzirkus zwischen den Gewölbestirnen von Drachenberg und Älplikopf, grösstenteils aus teils glattflächigen, teils wulstigen und stark calcitisierten Mergelschiefern gebildet. Dass es sich aber nicht um helvetische Globigerinenmergel, sondern um Wildflysch handelt, beweisen die vielen dünnen kalkigen Zwischenlagen, die häufigen Übergänge zu rostigen, etwas sandigen, glimmerhaltigen Kalkschiefern und vereinzelte Streifen und Nester von Glimmersandstein. Solche fast sandfreie Mergelschiefer sind auch am Abhang des Älplikopfs gegen Calvina in mächtiger Entwicklung vorhanden, ferner östlich von den Hütten von Calvina am Südende des Scadellagrates und bei Rossböden am Südabhang des Monte Luna.

Auch oberhalb St. Martin (Calfeisental) ist zwischen die hier etwa 50 m mächtigen helvetischen Globigerinenmergel und den durch dickbankige Massen von Sardonaquarzit ausgezeichneten Wildflysch von Brändlisbergalp eine mächtige Folge von sandfreien Wildflyschmergeln eingeschaltet. Längs des Alpweges sind sie als schwarze, glänzende, oft dünnblättrige und ebenflächige, oft aber gewulstete, braun anwitternde Mergelschiefer mit vielen dünnen, unscharf begrenzten Lamellen von dunkelgrauem, feinglimmerigem Kalk aufgeschlossen. Dicht über den Hütten von Heuberge liegen darin auch einige Bänke von hellgrauem seewerartigem Kalk, begleitet von gelb anwitternden, serizitisch glänzenden, foraminiferenreichen Mergelschiefern. Am untern Rand von Brändlisberg bilden Mergel mit Glimmersandsteinstreifen den Übergang zum wilden Wildflysch mit Sardonaquarzit und kristallinen Trümmern.

Steigt man aus dem Gebiet des sehr bunt zusammengesetzten Wildflyschs von Vilterseralp Obersäss nordwärts gegen Vilters und Wangs hinunter, so sieht man den Wildflysch auch hier allmählich ärmer an Einschlüssen werden; doch enthält er immer noch mehr oder weniger reichlich Glimmersandstein und Kieselkalk, auch noch einige kleinere Massen von Seewerkalk und Sardonaquarzit (bei Montniel, Schwämmliberg und Sarboden), hie und da auch polygene Breccien und Fucoidenschiefer. Dann erscheinen zwischen Montniel und Vilters und an den Abhängen des Tales von Valeisalp unter diesem Wildflysch mächtige Sandsteinmassen vom Typus des autochthonen Flyschsandsteins, zum Teil getrennt durch Wildflysch mit Glimmersandstein, und als Unterlage derselben im Seebachtobel eine mächtige Folge von foraminiferenreichen Mergelschiefern mit einigen Assilinengrünsandbänken (vgl. p. 434 und 445).

Wandert man vom Viltersersee ostwärts über Pardielalp gegen Ragaz und das Taminatal (Badtobel), so beobachtet man ebenfalls, dass die Glimmersandsteine, Quarzite und Breccien mehr und mehr zurücktreten und schwarze, mehr oder weniger wulstige Mergel das weitaus vorherrschende Gestein werden. Dafür treten hier zahlreiche, unregelmässig in den oberen Teil des Wildflyschs eingestreute Riffe von Nummulinen- und Lithothamnienkalk auf. Im Liegenden dieses Wildflyschs mit Nummulitenriffen erscheint westlich von Ragaz, zwischen Vadugg und der Ruine Freudenberg, eine mächtige Schichtmasse von Ragazer Sandstein (vgl. p. 435). Als Unterlage desselben ist im untern Teil des Badtobels auf beiden Ufern der Tamina eine über 100 m mächtige Folge von dunkelgrauen weichen Mergelschiefern aufgeschlossen, zwischen welche spärliche, auffallend ruhig gelagerte, leicht nach E fallende Bänke eines feinkörnigen Sandsteins eingeschaltet sind. Diese Mergel gehen 2,5 km südlich von Ragaz an den Wänden des Badtobels rasch in Wildflyschschiefer über, die reichlich Brocken und zerrissene Lagen von Glimmersandstein enthalten, anderer Einschlüsse aber zu entbehren scheinen. Bei der Ausmündung des Schrepfentobels tritt das Badtobel aus dem Wildflysch in die autochthonen Globigerinenmergel (Stadschiefer) ein.

8. Wildflysch der Calandakette.

Der Wildflysch, der zwischen Ragaz, Mastrils und Ragol das Nordende der Calandakette bedeckt, zeigt einen ähnlichen Charakter wie derjenige auf der Westseite des Badtobels. Dunkle, meistens mehr oder weniger zerknitterte, oft aber auch glattflächige Mergelschiefer bilden fast überall seine überwiegende Masse; doch sind auch hier an vielen Orten zerrissene Bänke und eckige Blöcke von Glimmersandstein und kiesligen Kalken bald nur spärlich, bald reichlich in die Mergel eingelagert, so am mittleren und oberen Teil des Abhangs zwischen Ragaz und Pfäfers, an der Strasse

südwestlich von Pfäfers, an den Abhängen zwischen Pfäfers und Furggels, am Ragolerberg und nördlich von Bläserberg. Die Ragazersandsteine greifen nicht in dieses Gebiet hinüber; dafür sind in der Umgebung von Pfäfers (am Nordrand des Dorfes und am Abhang gegen Fluppe) einige Schichtmassen eines grüngrauen Sandsteins vom Typus der autochthonen Flyschsandsteine in den Wildflysch eingeschaltet. Der Sardonaquarzit scheint ganz zu fehlen; auch Breccien sah ich nirgends im Anstehenden, jedoch vereinzelt als lose Trümmer. Dagegen sind hier wie auf der Westseite der Tamina eine grosse Zahl von Nummulinen- und Lithothamnienriffen in den oberen Teil des Wildflyschs eingebettet. Ferner sind die vielen kleinen in der Umgebung von Pfäfers und am Ragolerberg im Wildflysch liegenden Seewerkalkmassen bemerkenswert. Die merkwürdigsten Einschaltungen sind die grosse aus Seewerkalk, malmartigem Kalk und Rötidolomit bestehende mesozoische Scholle zwischen Pizalun und Mastrils (Figur 83, p. 448) und die aus Seewerkalk, Senonmergeln mit Assilinengrünsandlinsen und malmartigen Kalkschollen bestehende mächtige ultrahelvetische Felsmasse, die im Val Cosenz und am Stelli die Synklinale zwischen der Kaminspitzfalte und der untern Calandafalte ausfüllt. Ohne klare Grenze gehen die Wildflyschmergel des Tälchens von St. Margretenberg südwärts in die sandfreien Mergel mit Assilinengrünsandbänken zwischen Matonalp und Mastrils und ebenso in die als Blattengratschiefer kartierten Mergel am Westabhang des Kaminspitz und bei Bläserberg über.

9. Wildflysch der Ringelkette.

Der Wildflysch, der zwischen dem Trinserhorn und der Panäraalp die Nordabhänge der Ringelkette in einer scheinbaren Mächtigkeit von über 1000 m aufbaut, weist namentlich im westlichen Teil dieselbe reiche Mannigfaltigkeit von Gesteinsarten auf wie an den Abhängen des Piz Sardona. An den Abhängen des Piz Sax und auf Tristelalp enthält er langgestreckte, mächtige Massen von Sardonaquarzit, die mit grünen Quarziten, Glimmersandstein- und Kalksandbänken in Verbindung stehen. An den Nordabhängen von Glaserhorn und Ringelspitz fällt eine etwa 2 km lange Zone gelb anwitternder Gesteine auf, bestehend aus seewerartigem Kalk und foraminiferenreichen Kalkschiefern. Seewerartige Kalkmassen liegen auch im Bergfusse unterhalb Schräaalp und auf den Gipfeln nördlich von Alp Surcruns. Im allgemeinen treten gegen E diese Einschlüsse in den schwarzen Wildflyschmergeln allmählich zurück. Doch trifft man noch am Augstberg über Panäraalp Brocken von polygener Breccie und graugrünem Quarzit und am Alpweg gegen «auf dem Wäldli» nahe am Kontakt mit den helvetischen Globigerinenmergeln eine 3—5 m dicke Bank von Sardonaquarzit.

Wie schon früher (p. 460) betont wurde, zeigt sich auch hier die Erscheinung, dass der Flysch in den Synklinalen zwischen den parautochthonen Falten und unter dem darüber folgenden Verrucano der sandigen Einschlüsse fast ganz entbehrt, so dass man zweifeln kann, ob man es mit echtem Wildflysch oder lediglich mit tektonisch zerknitterten helvetischen Globigerinenmergeln oder Seewerschiefern zu tun habe. Wildflysch von dieser fast reinen Mergelfacies liegt unter den Gipfeln und auf den Südgraten von Tristelhorn und Glaserhorn, ebenso an der Nordwand des Flimsersteins. Seine massenhaften calcitisierten Schieferknorren, die reichlichen dünnen Kalkflasern der Schiefer, die rostig anwitternden, sandigen Mergelkalkplatten, spärliche kleine Nester von Glimmersandstein und grünem Flyschsandstein und zerknitterte Fetzen von Assilinengrünsand sprechen für seine Zugehörigkeit zum Wildflysch.

10. Wildflysch auf der Nordseite des Weisstannentales.

Der Wildflysch ist hier meistens bloss 50—150 m mächtig und besteht wie im nördlichen Teil des Krauchtales aus schwarzgrauen, oft glänzenden, gewulsteten Mergelschiefern, die meistens reichliche Brocken und zerrissene Bänke von kiesligem Kalk und glimmerreichem Sandstein einschliessen. Andere Einschlüsse kommen nur spärlich vor; immerhin beobachtet man vereinzelte Brocken von polygener Breccie, bei Oberberg nördlich von Weisstannen sah ich auch einen Block von Sardonaquarzit, kleine Stücke von grünem Quarzit und einen 70 cm langen weissen Granitblock. Auf Tüllsalp liegt im obersten Teil des Wildflyschs eine kleine Sardonaquarzitmasse.

d) Entstehung des Wildflyschs.

Obschon über die Entstehung des Wildflysches schon viel diskutiert worden ist, bietet er immer noch viel des Rätselhaften dar. Es drängen sich namentlich folgende Fragen auf:

1. In welche Zeit fällt die Bildung des Wildflyschs?

2. Haben sich die Quarzite, Sandsteine, Breccien und Konglomerate gleichzeitig und am gleichen Orte mit den Mergelschiefern gebildet, in welche sie eingebettet sind, oder sind sie als fertige Gesteine in die Mergel hineingelangt wie die exotischen kristallinen Blöcke, und auf welche Weise geschah der Transport der Gesteine?

3. Wie ist der Mangel einer gesetzmässigen Gesteinsfolge und die wirre Struktur des Wildflyschs zu erklären?

Über die Herkunft und den Transport der exotischen kristallinen Blöcke existiert bereits eine reiche Literatur mit vielen Erklärungsversuchen, die auch die merkwürdige Tatsache berücksichtigen müssen, dass das Phänomen der exotischen Blöcke nicht auf den Wildflysch der Alpen beschränkt ist, sondern eine viel weiter verbreitete Erscheinung ist. Hier muss jedoch darauf verzichtet werden, näher auf jene Theorien einzugehen. Die Annahme, diese Blöcke seien von den ostalpinen Decken bei der Deckenbewegung tektonisch abgeschürft und in den Flysch hineingeknetet worden, darf nach den neueren Darlegungen, namentlich von Arnold Heim (**197**; **228**, p. 104—113), wohl endgültig aufgegeben werden. Alle Erscheinungen sprechen dafür, dass sie ins Flyschmeer hineingefallen sind, während darin die Wildflyschmergel zum Absatz kamen. Besser liesse sich das Auftreten der exotischen Blöcke mit der schon von A. Favre 1867 aufgestellten und seither von manchen Forschern, in neuerer Zeit von Arnold Heim (**197**; **205**; **228**) wieder aufgegriffenen Annahme vereinen, sie seien durch Gletscher oder Treibeis ins Flyschmeer verschleppt worden. Allein auch diese Eisdrifttheorie ist bloss eine Hypothese, gegen welche gewichtige Einwände erhoben werden können. Mit Sicherheit darf man aber annehmen, dass die exotischen kristallinen Blöcke sowie das gewaltige Material der Breccien und Sandsteine, der Kalke und Mergelschiefer von Landmassen herstammen, die südlich vom ultrahelvetischen Sedimentationsraume lagen oder in diesem selbst aus dem Flyschmeer herausragten. Nachdem Schardt (**150**) schon im Jahre 1898 angenommen hatte, die exotischen Blöcke seien von der Stirne der nach N vordringenden «exotischen» Decken ins Flyschmeer abgestürzt, befestigte sich in neuerer Zeit mehr und mehr die Ansicht, als Herkunftsgebiet dieser Blöcke und des übrigen Gesteinsmaterials des Wildflyschs seien Inselschwellen zu betrachten, die zur Zeit der Wildflyschbildung aus dem Flyschmeer auftauchten (vgl. M. Richter, **384**, p. 63—65; E. Kraus, **387**, p. 63—68). Als solche schuttliefernde Inselschwellen kommen vor allen die Deckenstirnen der unterostalpinen Decken in Betracht, die nach den neuern Ansichten über die Faltungsgeschichte der Alpen in der Oberkreidezeit sich bereits über die penninische Zone hinübergeschoben hatten und langsam nordwärts vorrückten (vgl. R. Staub, **382**, Tabelle II). Von den Steilküsten dieser Inselrücken stürzten Blöcke ins Flyschmeer ab, und Bäche schwemmten Gerölle und Schlamm in den in langsamer Senkung begriffenen Flyschtrog. Von den vorrückenden Deckenstirnen mögen auch Blöcke und einzelne grössere Felsmassen tektonisch abgesprengt und dem Wildflysch einverleibt worden sein (z. B. die grösseren Schuppen von Klippengesteinen im Flysch westlich vom Wäggital).

Es ist wohl selbstverständlich, dass auch die Gesteinsfragmente, aus denen die Breccien- und Konglomeratbänke des Wildflyschs bestehen, als Trümmer fertiger Gesteine vom Festland her ins Flyschmeer verschleppt worden sind. Wo kleine Splitter von Dolomit, Quarz oder Feldspat und Brocken oder feiner Detritus von kristallinen Gesteinen im Flyschmeer sich absetzten, bildete sich eine lokale Breccienbank. Da die Breccienblöcke lithologisch völlig mit den Breccienbänken übereinstimmen, sind sie wahrscheinlich in ähnlicher Weise wie diese im Flyschmeer entstanden; sie sind nicht als fertige Breccie transportiert worden, sondern haben sich erst im Flyschmeer zu Breccie verfestigt. Nicht die Breccienblöcke selbst, sondern bloss ihre Gesteinsfragmente sind exotisch.

Gewiss sind auch die fast stets in Wechsellagerung mit Mergelschiefern auftretenden Sandstein-, Sandkalk- und Kieselkalkbänke nicht als fertige Gesteinsbänke ins Flyschmeer verfrachtet

worden, sondern sie müssen gleichzeitig und am gleichen Ort wie die dazwischenliegenden Mergel im Flyschmeer entstanden sein. Besonders wichtig für die Entstehungsgeschichte dieser Wildflyschgesteine ist die Tatsache, dass an manchen Stellen ein allmählicher Übergang der Breccien in Sandsteine und Sandkalke zu beobachten ist. Man darf daraus schliessen, dass diese Gesteine sich im Flyschmeer aus dem von den Inselrücken gelieferten Detritus gebildet haben. Ebenso ist die Tatsache, dass die Sardonaquarzitbänke bisweilen kleine Brocken exotischer kristalliner Gesteine einschliessen, ein hübscher Beweis dafür, dass auch sie nicht als fertige Felsmassen ins Flyschmeer hineingewandert sind, sondern im Innern desselben zum Absatz kamen, aber ihr Material aus dem Heimatgebiet der exotischen kristallinen Blöcke bezogen haben. Auch die oft gewaltigen Dimensionen dieser Quarzitmassen sprechen dafür, dass sie nicht in dieser Form transportiert worden sind, sondern dass sie Sedimente des Flyschmeeres sind. Da die in Form von eckigen Blöcken und kleineren Trümmern in die Wildflyschmergel eingeschlossenen Sandsteine, Kieselkalke und Quarzite sich petrographisch nicht von den in Bankform auftretenden Gesteinen unterscheiden, sind auch sie wahrscheinlich nicht als fertiges Gestein in den Wildflysch hineingeraten, sondern ursprünglich im Flyschmeer ebenfalls in Form von Bänken abgelagert worden, die später jedoch durch irgendwelche Vorgänge in Blöcke aufgelöst worden sind.

Auch die Nummulitenbildungen, die teils in unbeständigen Bänken, teils in unregelmässigen Riffen und Klötzen, aber nur selten in kleineren Blöcken auftreten, sind ohne Zweifel im ultrahelvetischen Flyschmeer selbst entstanden, und dasselbe gilt auch von den seewerartigen Kalkmassen, um so mehr, da sie sehr häufig durch allmähliche Übergänge mit den Wildflyschschiefern verknüpft sind. Schwierig zu entscheiden ist dagegen die Frage, ob auch die malmartigen Kalkmassen im Val Cosenz und bei Mastrils und der Rötidolomit von Mastrils Sedimente des ultrahelvetischen Faciesgebietes sind oder ob sie als tektonisch verschürfte Massen eines andern Deckengebietes betrachtet werden müssen.

Das stratigraphische Chaos des Wildflyschs, die regellose Aufeinanderfolge der Schichten und die Tatsache, dass keine Schichtgruppe sich zusammenhängend über ein grösseres Gebiet ausdehnt, ist sehr schwierig zu erklären. Wahrscheinlich sind diese Erscheinungen durch zweierlei Bewegungen bedingt. Schon während der Ablagerung des Wildflyschs können, wie Arnold Heim schon 1908 (**206**, p. 148) bemerkt hat, submarine Rutschungen stattgefunden haben, welche einerseits eine Zerknitterung der Mergel und eine Auflösung der Sandstein-, Kieselkalk- und Breccienbänke in Blöcke, andererseits eine Verstellung ganzer Schichtserien zur Folge haben konnten. Sodann wird der regellose Schichtverband, die Zerstückelung der Schichtfolge des Wildflyschs zu einem grossen Teil auch eine Wirkung der starken tektonischen Bewegungen, der Überschiebung über das helvetische Faciesgebiet und der Einwicklung der Wildflyschdecke zwischen und unter die helvetischen Decken sein. Wahrscheinlich war die erste Phase dieser tektonischen Bewegungen, die Überschiebung des Wildflyschs über das helvetische Gebiet, von grösserem Einfluss auf seine wirre tektonische Struktur als die nachfolgende Auffaltung der helvetischen Decken.

Die Regellosigkeit im stratigraphischen Verbande des Wildflyschs ist zu einem grossen Teil schuld daran, dass eine genauere chronologische Gliederung desselben bisher nicht möglich war. Mit Sicherheit darf man wohl annehmen, dass die seewerartigen Kalke gleich alt sind wie der helvetische Seewerkalk und daher zur oberen Kreide gehören. Als Senonmergel haben wir gestützt auf Fossilfunde die mit seewerartigem Kalk in Verbindung stehenden Mergelschiefer von Stelli und Val Cosenz bei Untervaz erklärt (p. 453). Auch die foraminiferenreichen Mergelschiefer, in welche die seewerartigen Kalke meistens übergehen, dürfen wahrscheinlich als Äquivalent der Seewerschiefer und der Leistmergel betrachtet werden, wenn auch entscheidende Petrefakten darin bisher nicht gefunden wurden. Nicht bewiesen, aber wohl möglich ist, dass auch die Mergelschiefer, welche die Assilinengrünsandbänke von Matonalp-Mastrils einschliessen, und manche andere ähnliche Mergelmassen ebenfalls zum Senon gehören. Die vielfachen Übergänge zwischen den Seewerschichten und den Wildflyschmergeln sowie die Tatsache, dass in der Amden-Wildhausmulde wie auch im Allgäu (vgl. M. Richter, **384**, p. 61/62) die Leistmergel in Wildflyschfacies übergehen, sprechen dafür, dass der Wildflysch zu

einem grossen Teil in der Zeit der obersten Kreide sich gebildet hat (vgl. auch E. Kraus, **387**, p. 56—60) [1]).

Die Nummulinen- und Litbothamnienbänke des Wildflyschs wird man, solange das Problem der Kreidenummuliten nicht völlig abgeklärt ist, ihres Fossilbestandes wegen als Vertreter des Mitteleocäns betrachten dürfen. Sie gehören wahrscheinlich zu den jüngsten Gesteinen des Wildflyschs und liegen daher auch meistens in seinem oberen Teil. Wahrscheinlich sind sie durch tektonische Bewegungen zerrissen und zwischen die Wildflyschschiefer eingewickelt worden. Die stellenweise ziemlich mächtigen Flyschsandsteine, die petrographisch kaum vom helvetischen Flyschsandstein zu unterscheiden sind, gehören wahrscheinlich wie diese zum Oligocän oder Obereocän. Sie sind vielleicht bei der Überschiebung der Wildflyschdecke aus dem Helvetischen abgeschürft und in den Wildflysch hineingeschleppt worden.

Anhang zum II. Teil.

Die Diskontinuitäten der helvetischen Schichtreihe.

(Vgl. Tafel 7, Faciesprofile I—IV.)

An keiner Stelle des helvetischen Faciesgebietes ist die ganze Reihe der Sedimente vom Verrucano bis zum Tertiär lückenlos vorhanden. Beim Studium der einzelnen stratigraphischen Stufen haben wir eine Reihe von Schichtlücken angetroffen, die sich teils über den ganzen helvetischen Sedimentationsraum ausdehnen, teils auf kleinere Gebiete beschränkt sind. Bisweilen fehlen die Ablagerungen grosser geologischer Zeiträume, bisweilen bloss kleinere Schichtgruppen. Die Schichtlücken können entstanden sein, weil infolge Trockenlegung des Meeresbodens durch tektonische Hebung die Sedimentablagerung unterblieb und überdies während der Festlandsperiode die vorher gebildeten Sedimente teilweise wieder abgetragen wurden. Schichtlücken können aber auch bei ununterbrochener Meeresbedeckung durch Wegschwemmung der sich bildenden Sedimente durch Meeresströmungen, durch submarine Verwitterung und Auflösung des Kalkes durch das kohlensäurehaltige Wasser oder durch Abrutschung auf submarinen Böschungen entstehen. Schichten, zwischen denen eine stratigraphische Lücke klafft, sind stets durch eine scharfe Grenze getrennt und zeigen fast immer verschiedenen lithologischen Charakter.

Nach den neueren Anschauungen über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges gehörte der Sedimentationsraum der helvetischen Facies dem Schelfmeer am Südrande des alten europäischen Kontinentes an (vgl. R. Staub, **323**, p. 231). Daraus erklärt sich, dass ihre Sedimente vorwiegend Ablagerungen der Flachsee sind und einen vielfachen Wechsel von Kalk- und Mergelbildungen zeigen, im Gegensatz zu der penninischen Sedimentserie, die im zentralen Becken des grossen alpinen Meeres entstand, wo während langer Zeiträume die Absatzbedingungen sich kaum änderten und daher Sedimente von sehr gleichförmiger Facies sich bildeten. Man begreift auch, dass verhältnismässig geringe tektonische Bewegungen im helvetischen Gebiet einzelne Teile des Meeresbodens trocken legen oder sonst Veränderungen bewirken konnten, die einen Unterbruch der Sedimentation zur Folge hatten.

Wir geben im folgenden eine kurze Zusammenstellung der Diskontinuitäten der helvetischen Schichtreihe.

1. Die Diskontinuität an der Basis der Trias. Die erste auffällige Diskontinuität beobachtet man an der Basis der Trias, die als erstes marines Sediment überall mit scharfer Grenze auf ihrem Liegenden ruht: im Autochthonen, also im ursprünglich nördlichsten Teil unseres Gebietes auf dem zu einer Rumpfebene abgetragenen herzynischen Gebirge, weiter im S, im Gebiet der helvetischen

[1]) Diese Ansicht über das Alter des Wildflyschs wird neuerdings durch eine Arbeit von P. Liechti (**389**) in Frage gestellt, nach welcher der ultrahelvetische Flysch der Westschweiz tertiären, und zwar wahrscheinlich eocänen Alters sein soll, weil nach seinen Untersuchungen im Wildflyschgebiet südlich des Thunersees und nach denjenigen von J. Tercier, E. Gagnebin und K. Huber im ultrahelvetischen Flysch von Habkern, in der Berra, in den Préalpes bordières und im Gebiet von Frutigen-Adelboden die «Leimernschichten» stratigraphische Einlagerungen mit eocänen *Nummulinen* und *Discocyclinen* enthalten und weil die *Globotruncana (Discorbina) canaliculata*, Reuss, nicht bloss in Senonmergeln, sondern auch in sicher eocänen Bildungen vorkomme und daher keinen Leitwert besitze.

Decken, auf dem festländisch entstandenen Verrucano. Der über das ganze Gebiet und seine Umgebung verbreitete Melsersandstein ist das Transgressionssediment der Triastransgression. Die Stellen, wo er fehlt oder erst mit seinen obern Schichten beginnt, bezeichnen wahrscheinlich kleine Inseln oder Untiefen in dem Seichtmeere der untern Trias. Westlich von unserem Gebiete, in der Gegend der Windgälle und westlich davon, ragte während der ganzen Triaszeit und bis zum obern Dogger ein herzynischer Rücken aus dem Meer heraus (W. Staub, **247**).

2. Die Diskontinuität zwischen Trias und Jura. Auf die kontinuierliche Sedimentation während der untern und mittleren Trias folgte gegen Ende der obern Trias ein Zurückweichen (Regression) des Meeres, weshalb im ganzen nördlichen und mittleren Teil, wahrscheinlich auch im südlichen Teil unseres Gebietes, die Ablagerung des Rhät unterblieb und an manchen Stellen, besonders im autochthonen Gebiet, in geringerem Grade auch in der Glarnerdecke, die Quartenschiefer wieder abgetragen wurden. Eine neue Transgression des Meeres begann im südlichen und östlichen Gebiet im untern Lias, im N und W (autochthones Gebiet, Glarnerdecke und westlicher Teil der Mürtschendecke) im allgemeinen erst mit dem Aalénien. Die stratigraphische Lücke zwischen Trias und Jura ist daher im N und W bedeutend grösser als im S und E. Bemerkenswert ist, dass die Grenze der Liastransgression nicht parallel zum Alpenstreichen, sondern steil von NNE nach SSW verläuft.

3. Die Diskontinuität über den Magereuschichten. Die scharfe Grenze und der auffällige Gesteinswechsel zwischen den Magereuschichten des mittleren Lias und den schwarzen Schiefern des obern Lias lassen vermuten, dass zwischen diesen Schichtgruppen eine stratigraphische Lücke vorhanden ist. Mit Sicherheit ist dies für das Gebiet des Bisistales festzustellen, wo die oberliasischen Schiefer völlig fehlen. Die Diskontinuität lässt aber kaum auf eine Trockenlegung des Meeres mit nachfolgender Transgression schliessen.

4. Die Diskontinuität zwischen Dogger-Echinodermenbreccie und Callovien-Eisenoolith. Eine über das ganze Gebiet hinübergreifende Diskontinuität trennt das Callovien vom mittleren Dogger, indem überall das Bathonien und, wenige kleine Gebiete ausgenommen, auch das obere Bajocien (Zone des *Cosmoceras Garantianum*) fehlen. Da der Callovien-Eisenoolith nach seinem Faciescharakter eine bathyale Bildung ist und an seiner Basis Erosionserscheinungen und klastische Bildungen im allgemeinen fehlen, scheint die Schichtlücke in den östlichen Schweizeralpen eher durch einen blossen Unterbruch in der Sedimentation (submarine Omission) als durch eine Trockenlegung (Emersion) bedingt zu sein. Die Spuren eines Basiskonglomerates, das A. Jeannet (vgl. p. 263) im südlichen Glärnischgebiet gefunden hat, sprechen dagegen eher für eine echte Transgression des Callovien (vgl. auch Arnold Heim, **228,** p. 554—556).

5. Die Diskontinuität zwischen Dogger und Malm. Einen ähnlichen Charakter besitzt auch die ebenfalls überall in den östlichen Schweizeralpen vorhandene Diskontinuität zwischen dem obern Dogger und dem Schiltkalk. Im ganzen Gebiet bis zur Windgälle fehlt das Oxfordien, stellenweise im südlichen Teil der Axendecke und im östlichen Teil der Säntis-Drusbergdecke auch der Callovien-Eisenoolith. Die lückenhafte Erhaltung des letztern im südlichen Teil der Glärnisch-Ortstockgruppe lässt vermuten, dass er primär im ganzen helvetischen Gebiet zum Absatz kam, aber vor Ablagerung der Schiltschichten stellenweise wieder abgetragen wurde. Da sowohl der Callovien-Eisenoolith wie auch die Schiltschichten bathyalen Charakter haben und auf ihrer Grenze weder festländische Erosionserscheinungen noch klastische Bildungen vorhanden sind, ist wahrscheinlich auch das Übergreifen des Schiltkalks über den Dogger keine echte Transgression. Ob die Schichtlücke durch submarine Denudation des Oxfordien oder durch blosses Ausbleiben der Sedimentation (Omission) bedingt ist, kann vorläufig nicht mit Sicherheit entschieden werden.

6. Die Diskontinuität zwischen Öhrlikalk und Valangienkalk. Nachdem vom Argovien durch den ganzen Malm hindurch bis in die untere Kreide hinein ununterbrochene Sedimentation stattgefunden hatte, erscheint im nördlichen und mittleren Teil des helvetischen Faciesgebietes, wo die Valangienmergel fehlen, eine ausgeprägte Diskontinuität. Auch zwischen dem Öhrlikalk und den im mittleren Teil der Axendecke sich einstellenden Valangienmergeln findet ein plötzlicher, wahr-

scheinlich durch eine kleine Schichtlücke bedingter Facieswechsel statt. Mit der gegen S eintretenden Vermergelung des Öhrlikalks verschwindet die Diskontinuität. Die scharfe Grenze ist in unserem Gebiete kaum durch eine Trockenlegung des Meeres bedingt. Es kann sich hier nur um einen submarinen Unterbruch in der Sedimentation handeln.

7. Diskontinuität zwischen Valangienkalk und Kieselkalk. Arnold Heim (**228,** p. 480) ist der Ansicht, es sei im grössten Teil des helvetischen Faciesgebietes überall, wo die obersten Valangienschichten, besonders die Pygurusschichten, nicht erkennbar sind, eine Diskontinuität zwischen Valangien und Hauterivien vorhanden. Nach meinen Beobachtungen geht aber auch im nördlichen Teil des Faciesgebietes, namentlich in der Glarner- und Mürtschendecke, der Valangienkalk oft allmählich in den Kieselkalk über, obschon die Pygurusschichten lithologisch nicht feststellbar sind. Wenn eine Schichtlücke vorhanden ist, so kann sie nur durch einen kurzen Unterbruch in der Sedimentbildung verursacht sein.

8. Die Diskontinuität zwischen Schrattenkalk und Gault. Kieselkalk, Drusbergschichten, unterer Schrattenkalk, Orbitolinaschichten und oberer Schrattenkalk bilden eine kontinuierliche Schichtreihe; dagegen wird überall in den östlichen Schweizeralpen der Gault von seinem Liegenden durch eine Schichtlücke getrennt. Die Lücke ist am grössten im ursprünglich nördlichsten Gebiet, im Autochthonen und in den parautochthonen Falten, wo die Orbitolinaschichten, der obere Schrattenkalk und der Aptien-Gault fehlen und auch der untere Schrattenkalk im allgemeinen nur wenig mächtig ist. Sie wird nach S allmählich kleiner, indem im nördlichen Teil der Glarnerdecke die Orbitolinaschichten und in ihrem südlichen Teil der obere Schrattenkalk sich einstellen. Sie verkleinert sich weiter dadurch, dass durch Mürtschen- und Axendecke hindurch der obere Schrattenkalk gegen S an Mächtigkeit zunimmt und in den obern Zweigdecken der Axendecke auch der Aptien-Gault (Brisibreccie und Brisisandstein) erscheint. Am kleinsten ist die Lücke im südlichen Teil der Drusbergdecke, wo der Gault auch noch Gamserschichten und Luitereschichten umfasst. Die scharfe Grenze zwischen den Luiteremergeln und dem obern Schrattenkalk spricht aber dafür, dass auch hier noch eine Lücke vorhanden ist.

Ob die Schichtlücke lediglich durch einen Unterbruch in der Sedimentation ohne Trockenlegung bedingt ist oder ob wir es mit einer echten Transgression zu tun haben, kann noch nicht mit Sicherheit entschieden werden. Wahrscheinlich darf wenigstens für das autochthone Gebiet und die untern und mittleren helvetischen Decken eine zeitweise Trockenlegung des Meeresbodens angenommen werden (vgl. p. 376/377).

9. Die Diskontinuität zwischen Brisibreccie und Durschlägischicht ist auf das Verbreitungsgebiet der Brisibreccie beschränkt und scheint durch eine kurz dauernde Trockenlegung mit nachfolgender Transgression bedingt zu sein.

10. Die Diskontinuität an der obern Grenze der Durschlägischicht, bedingt durch das Fehlen der Niederischichten, ist in der Säntis- und Rädertendecke zu beobachten und ist wahrscheinlich durch einen blossen Unterbruch der Sedimentation ohne Trockenlegung verursacht.

11. Diskontinuität zwischen Turrilitenschicht und Seewerkalk. In den östlichen Schweizeralpen ist der Gault fast überall durch allmählichen Übergang mit dem Seewerkalk verbunden. Nach Arnold Heim (**228,** p. 215) fehlt jedoch in den mittleren und östlichen Churfirsten (Säntisdecke) die Überturrilitenschicht, so dass der Seewerkalk mit scharfer Grenze auf der Turrilitenschicht sitzt. In meinem Untersuchungsgebiet beobachtete ich dieselbe Erscheinung einzig auf der Rautialp (Säntisdecke) (p. 370). Arnold Heim ist der Ansicht, es habe ursprünglich überall kontinuierliche Sedimentation stattgefunden, und es sei die Diskontinuität nachträglich durch cenomane submarine Denudation längs einer Meeresströmung entstanden.

12. Die Diskontinuität an der Basis der Wangschichten. Seewerschichten und Amdenerschichten bilden eine kontinuierliche Schichtfolge; dagegen trat vor Ablagerung der Wangschichten ein Unterbruch in der Sedimentation ein. Die Schichtlücke, welche sie von ihrem Liegenden trennt, vergrössert sich in der Drusbergdecke von N nach S. Besonders auffällig ist dies im Frohnalpstockgebiet südlich

vom Muotatal, wo die Wangschichten im N auf Seewerschiefern, an dem bloss 2 km entfernten Südrand auf den Drusbergschichten liegen. Die Schichtlücke ist durch festländische Denudation, die lokal bis auf die Drusbergschichten hinuntergriff, entstanden. Dass die nachfolgende Ablagerung der Wangschichten eine echte Transgression war, wird durch das Basalkonglomerat bewiesen, das Arbenz (**381**) stellenweise im Frohnalpstockgebiet und bei Sachseln in Unterwalden gefunden hat.

13. Die Diskontinuität zwischen Mesozoikum und Tertiär ist schon früher (p. 413/414) besprochen worden. Im ganzen helvetischen Faciesgebiet werden die ältesten marinen Tertiärbildungen, die eocänen Nummulitenschichten, von ihrem Liegenden durch eine Schichtlücke getrennt, die durch Denudation der Kreide während einer vormitteleocänen Festlandsperiode entstanden ist. Die Schichtlücke ist am grössten im ursprünglich nördlichsten und westlichen Gebiet, wo die Nummulitenschichten auf der untersten Kreide transgredieren, am kleinsten im S und E, wo die Seewerschichten, Amdenerschichten oder Wangschichten das Liegende des Nummulitenkalks bilden. Die Diskordanz der Auflagerung ist am auffälligsten in den autochthonen Falten der Claridenkette und des Kistenpassgebietes, wo die Transgressionsfläche auf kurzer Linie das ganze Kreidesystem vom Öhrlikalk bis zu den Seewerschichten durchschneidet. Ablagerungen der Festlandsperiode sind die schwachen siderolithischen Bildungen im östlichen Teil der Claridenkette und im Windgällengebiet. Basiskonglomerate kommen nur spärlich und in schwacher Entwicklung vor (Ostende der Deyenkette, Obstock-Mollis). In den östlichen Schweizeralpen setzte die Eocäntransgression mit dem Lutétien (Bürgenschichten) ein, in der Zentralschweiz nach Boussac (**250**) aber erst mit dem Auversien (Hohgantsandstein) und in der Westschweiz erst mit dem Priabonien (Cerithienschichten) (vgl. Arnold Heim, **295,** Tabelle bei p. 336).

14. Die Diskontinuität an der Basis des Flyschsandsteins ist, wie schon auf p. 420 ausgeführt wurde, durch Transgression des Oligocäns über das Eocän bedingt. Der Transgression ging eine Denudation voraus, die jedoch in unserem Untersuchungsgebiet wahrscheinlich nicht sehr bedeutend war.

VI. Molasse.

Die Geologische Karte der Glarneralpen reicht mit ihrem Nordrande bei Niederurnen nur noch wenig in den Südabhang der Hirzlikette hinauf, die zum Gebiet der subalpinen Molasse gehört. Diese Kette stellt die westliche Fortsetzung der Speerkette dar; ihre Felsmasse stimmt daher stratigraphisch und tektonisch im ganzen mit der Speernagelfluh überein, die von Arnold Heim (**228**, p. 23—35) eingehend geschildert worden ist.

Die Hirzlikette besteht wie Speer und Schäniserberg aus einer gewaltigen, bis 1500 m mächtigen Nagelfluhmasse, deren dicke Bänke mit grosser Regelmässigkeit 40—50° steil südwärts unter den Wildflysch des Niederurnertales einfallen (Profile 8—10). Am Südabhang und in der Scheitelregion der Bergkette scheinen Mergellagen nur spärlich zwischen die Nagelfluhbänke eingeschaltet zu sein; in den tieferen Partien des Nordabhanges dagegen, gegen das Biltener Bachtobel hin, beobachtet man einen mehrfachen Wechsel von dicken Nagelfluhriffen mit 10—30 m mächtigen Serien von gelbgrau anwitternden Mergeln.

Die Nagelfluh der Hirzlikette ist wie diejenige des Speers eine typische Kalknagelfluh. Von den für die bunte Nagelfluh charakteristischen kristallinen Gesteinen konnte ich bisher nicht ein einziges Geröllstück finden; wenn sie auch nicht völlig fehlen, können sie gewiss nur sehr spärlich vorhanden sein. Eingehendere Untersuchungen über die Natur und Herkunft der Gerölle habe ich nicht gemacht. Was Arnold Heim (**228,** p. 31—34) und J. Cadisch (**310** und **340**) hierüber von der Speernagelfluh mitteilen, wird im ganzen auch für die Nagelfluh der Hirzlikette gültig sein. Wie dort, so sind auch hier lebhaft gelb anwitternde, inwendig hellgelbe bis dunkel braungelbe, dichte, muschelig brechende Kalke, die zum Teil ostalpine Triasgesteine, zum Teil Flyschkalke, ähnlich dem Fucoidenkalk des Wildflyschs sein werden, weitaus vorherrschend; sie machen wohl 30—40 % der Nagelfluhmasse aus. Sehr häufig, oft 20—25 % der Gerölle ausmachend, sind auch hell weisslich oder bläulichgrau anwit-

ternde, inwendig hellgraue, meistens dichte Kalke, die auf den ersten Blick an Schrattenkalk oder Troskalk erinnern, aber doch einen etwas andern petrographischen Charakter haben. Sehr häufig sind auch braun anwitternde, feinkörnige Sandkalke und Sandsteine, die mit keinem Sediment der helvetischen Serie identisch sind. Nur spärlich vorhanden, aber ihrer Farbe wegen überall leicht zu entdecken sind dunkelrote Hornsteine und Radiolarienkalke. Sie kommen meistens nur in Form von kleinen Geröllen vor; doch fand ich am Weg oberhalb Schnabel westlich von Bilten auch ein 40 cm langes Geschiebe dieses Gesteins. Hie und da findet man auch Gerölle eines dunkel graugrünen, feinkörnigen Quarzits, nicht unterscheidbar von den im Wildflysch vorkommenden grünen Quarziten. Sicher helvetische Gesteine konnte ich nirgends beobachten. Da der so leicht kenntliche und in den helvetischen Decken so mächtige Seewerkalk entschieden fehlt, sind gewiss auch die hellgrauen Kalkgerölle nicht Schrattenkalk oder Malm der helvetischen Facies, sondern von exotischer Herkunft.

Die Mehrzahl der Gerölle ist nuss- bis faustgross; doch sind auch kopfgrosse Gerölle und solche von 30—40 cm Durchmesser ziemlich häufig. Beim Bad Niederurnen sah ich ein Geschiebe von 60 cm Durchmesser. Im ganzen scheinen sehr grosse Gerölle gegen N, also in den tiefern, ältern Nagelfluhschichten, spärlicher vorzukommen. Ähnlich wie am Biberlikopf am Westende der Speerkette sind auch in der Hirzlikette die Gerölle sehr häufig von einer sehr dünnen roten Kruste bedeckt. Sie sind durch einen grobsandigen Zement, der aus denselben Gesteinen besteht wie die Gerölle, sehr fest verkittet. Eindrücke sind an den Kalkgeröllen sehr häufig, aber meistens nicht sehr schön ausgebildet.

Als Liegendes der Hirzlinagelfluh erscheint im Tobel des Biltenerbaches eine etwa 400 m mächtige Molassebildung, die grösstenteils aus teils schwärzlichen, teils gelbgrauen bröckeligen Mergeln besteht und einzelne Sandsteinbänke und dünne Nagelfluhstreifen einschliesst. Die Bildung ist ihres Gehaltes an marinen Fossilien wegen in der geologischen Literatur schon öfters, zum erstenmal von Gutzwiller 1877 (**67**, p. 71—73 und 81/82), erwähnt, aber bisher anscheinend noch nie eingehend untersucht worden. Diese Biltenerschichten wurden von Gutzwiller als Kern der «südlichen Antiklinale» und damit als älteste Bildung der subalpinen Molasse betrachtet. Aus den von ihm erwähnten, aus der Zeit Arnold Escher von der Linth stammenden Fossilfunden schloss man, dass sie zum Aquitanien und damit zum Oligocän gehören. Rollier (**246**, p. 69) hob hervor, dass ihre Fauna übereinstimmt mit derjenigen der Schichten von Horw, des Ralligsandsteins und des Sandsteins von Vaulruz (Freiburg), und reihte alle diese Lokalitäten in die unterste Stufe des Miocäns, ins Burdigalien ein. Allein in neuerer Zeit ist E. Baumberger (**294**, p. 137/138) bei einer neuen Prüfung der Faunen dieser Lokalitäten und gestützt auf die Tatsache, dass die Säugetierreste im Vaulruzsandstein wie auch diejenigen aus dem Lignitlager von Rufi bei Schänis, das von jeher als gleichaltrig mit den Biltenerschichten galt, nach den Untersuchungen von H. G. Stehlin (**303**, p. 576) sich als stampische Formen erwiesen haben, zur Ansicht gekommen, dass alle diese Fundstellen, also auch die Biltenerschichten, weder miocän noch aquitan sind, sondern ins oligocäne Stampien eingereiht werden müssen.

Fossilreiche Bänke lassen sich in den Biltenerschichten an zwei Stellen über dem linken Ufer des Biltenerbaches besonders schön beobachten. In einer kleinen von Sonnenberg herunterkommenden Seitenrunse findet man in einer etwa 30 m breiten Zone in die dunkelgrauen Schiefermergel etwa vier annähernd E—W streichende und 60—70° steil südfallende harte Sandsteinbänke von je 5—20 cm Dicke eingeschaltet, die fast ganz erfüllt sind von kleinen Muschelschalen (darunter *Cardium Heeri* und *C. Lucernense*). Höher oben, anscheinend nicht in der Fortsetzung dieser Fundstelle, sondern in stratigraphisch höherem Niveau, tritt am Wege bei etwa 1020 m nochmals eine Serie von etwa sieben Fossilbänken von gleichem Charakter zutage [1]). Häufig enthalten die Muschelbänke, zum Teil auch die Mergel, verkohlte Pflanzenreste. Stellenweise findet man förmliche dünne Streifen von pechschwarzer Steinkohle. Auf der Südseite des Bachtobels, also in den oberen Teilen der Biltenerschichten, sind zwischen die Mergel Bänke eines weichen, gelbgrauen, mergeligen Sandsteins eingeschaltet. Darin fand ich 1906 einige Exemplare von *Cardium Heeri*, Mayer, und Pflanzenreste, darunter *Phragmites Oeningensis*, A. Br.

[1]) Diese beiden guten Fundstellen sind 1927 von Herrn Reallehrer G. Schenk in Schänis (jetzt in Berneck) entdeckt worden.

Seit der Zeit Arnold Eschers hatte man angenommen, die subalpine Nagelfluh sei durch eine nordwärts überkippte Synklinale mit dem subalpinen Flysch und der nördlichsten Kreidekette verbunden. C. Burckhardt (**125**) versuchte 1893 zum letztenmal, die Richtigkeit dieser Anschauung zu beweisen. Allein 1906 zeigte Ernst Blumer (**180**) durch seine Beobachtungen am Alpenrand zwischen Linthtal und Wäggital, dass zwischen der Molasse und den Kalkalpen kein verkehrter Mittelschenkel vorhanden ist, und dass somit die alte Anschauung Kaufmanns (**34**), wonach die Kalkalpen und das Nagelfluhgebirge diskordant aufeinanderstossen, richtig ist. In der Tat fällt die Hirzlinagelfluh und namentlich die gewaltige Nagelfluhmasse des Speer und des Schäniserberges als ein so regelmässiges und ruhig gelagertes Schichtensystem gleichförmig nach S ein, dass der Gedanke an eine synklinale Umbiegung innerhalb desselben nicht aufkommen kann.

Die Stampienmergel des Biltenerbachtobels und die Hirzlinagelfluh bilden eine normale kontinuierliche Schichtfolge, da sie durch einen allmählichen stratigraphischen Übergang miteinander verbunden sind. Es fragt sich nun, welcher Altersstufe die Hirzlinagelfluh angehört. Arnold Heim (**228,** p. 24) nahm für die gesamte Speernagelfluh miocänes Alter an, weil man damals noch die fossilführenden Schichten von Rufi-Schänis als Aquitanien, also als oberstes Oligocän betrachtete. Nachdem nun die Biltenerschichten ins Stampien eingereiht worden sind, darf auch für die Speer-Hirzlinagelfluh ein grösseres Alter angenommen werden. Nach E. Baumberger (**316,** p. 170/171) gehört die Kalknagelfluh, in welche die stampischen Horwerschichten südlich von Horw und am Nordwestabhang des Rigi nach oben übergehen, ins obere Stampien. Das lässt vermuten, dass auch die Speer-Hirzlinagelfluh in diese Stufe eingereiht werden muss. Sie reicht vielleicht noch ins obere Oligocän (Aquitanien), aber wahrscheinlich nicht mehr ins Miocän hinauf. Endgültig liesse sich die Altersfrage erst gestützt auf gute Fossilfunde entscheiden. Für das hohe Alter der Hirzli-Speernagelfluh spricht auch ihr petrographischer Charakter. Die Seltenheit der kristallinen Gerölle in dieser Kalknagelfluh beweist, dass zur Zeit ihrer Entstehung die Flüsse, die ihr Material aus dem jungen Alpengebirge herausschwemmten, sich noch kaum bis auf die kristallinen Kerne der ostalpinen Decken, aus denen die Nagelfluhgerölle grösstenteils stammen, eingeschnitten hatten.

In neuerer Zeit haben auch die Anschauungen über die Tektonik der subalpinen Molasse eine Wandlung erfahren. Seit den klassischen Untersuchungen Kaufmanns (**34**) in der Molasse der Zentralschweiz nahm man an, die dislozierte Molasse sei zu zwei oder drei einfachen, aufrechtstehenden oder leicht gegen N geneigten Falten zusammengeschoben. Nun ist E. Baumberger (**316,** p. 172—175) nach dem eingehenden Studium der Molasse der Zentralschweiz und nach Abklärung der Altersfrage der Horwerschichten zur Ansicht gekommen, die stampische Molasse von Horw und Walchwil sei samt der darüber folgenden Kalknagelfluh und der gewaltigen Riginagelfluh als steife, ungefaltete tektonische Einheit unter dem Drucke der vordrängenden alpinen Randketten auf die nordwärts folgende oberoligocäne «granitische Molasse» hinaufgeschoben worden, und derselbe Vorgang soll sich dem ganzen Nordrand der Alpen entlang vollzogen haben. In diesem Falle würde also auch die Speer-Hirzlinagelfluh samt den darunterliegenden stampischen Biltenerschichten mit einer Rutschfläche auf jüngerer Molasse aufruhen.

III. Teil.

Quartärbildungen.

Erscheinungen der Oberfläche.

A. Die Bildungen der Eiszeit.

Es ist begreiflich, dass den Spuren, welche die diluviale Vergletscherung im Innern der Alpen hinterlassen hat, wo heute noch Gletscher vorhanden sind, von jeher nicht dasselbe hohe Interesse entgegengebracht worden ist wie denjenigen des alpinen Vorlandes. Für die Erkenntnis der Vorgänge der Eiszeit, namentlich des mehrfachen Wechsels von Vergletscherung und eisfreier Zwischenzeit, hat sich auch das Studium der diluvialen Ablagerungen des Vorlandes viel fruchtbarer erwiesen als dasjenige der glazialen Erscheinungen im Innern der Alpen. Der Grund hierfür liegt darin, dass im Innern der Alpen die Bildungen der ältern Eiszeiten durch die nachfolgenden Vergletscherungen grösstenteils wieder weggeräumt worden sind. Die eiszeitlichen Bildungen, die wir heute in den Glarneralpen treffen, sind daher auch, wie in den meisten andern Alpengebieten, fast ausschliesslich Wirkungen der letzten Vergletscherung, der Würmeiszeit und der ihr nachfolgenden kleinern Gletschervorstösse.

Die diluviale Vergletscherung hat ihre Spuren im Gebirge teils in Form von Moränen und Schottern, teils in Form von Erosionswirkungen im anstehenden Fels hinterlassen. Wir werden uns im folgenden zunächst vorwiegend mit den Aufschüttungsformen beschäftigen und nachher noch einen Blick auf die Erosionserscheinungen werfen.

I. Moränen.

Wie die aus den Alpen kommenden Flüsse durch die allmähliche Vereinigung eines baumartig verästelten Systems von Wasserläufen entstehen, so entstanden auch die grossen Gletscher, die in der Diluvialzeit aus dem Innern der Alpen auf das Vorland heraustraten, durch das Zusammenfliessen von Eisströmen zweiter und dritter Ordnung, die aus den Firnmulden in der Gipfelregion durch die Schluchten und Seitentäler in die Haupttäler hinunterstiegen. Die eiszeitlichen Moränen lassen sich daher in Hauptgletscher- und Lokalgletschermoränen gliedern. Für ihre Unterscheidung sind nicht nur ihre Form und Lage, sondern namentlich ihre Gesteinszusammensetzung massgebend.

Unser Untersuchungsgebiet gehört zum Nährgebiet zweier grosser Hauptgletscher, des Linthgletschers und des Rheingletschers, dessen Walenseearm bei Sargans vom Hauptgletscher abzweigte und unterhalb Weesen sich mit dem Linthgletscher vereinigte. Wir besprechen zunächst die Ablagerungen dieser beiden Hauptgletscher und hierauf diejenigen der seitlichen Lokalgletscher.

a) Die Moränen des Linthgletschers.

Das Linthtal hat mit den andern grossen Quertälern der Schweizeralpen die Eigentümlichkeit gemein, dass in seiner Sohle Moränen nur spärlich vorhanden sind. Von der Gegend des Buchberges bei Uznach, wo Moränen des Bühlstadiums liegen (E. Brückner, **163,** p. 528—530), bis gegen Netstal

hinauf liegen sie unter den Deltaablagerungen der Linth begraben, und von Nidfurn bis in den Talhintergrund bei Tierfehd werden sie von den rezenten Bachschuttkegeln überdeckt. Bloss im mittleren Talabschnitt, zwischen Netstal und Nidfurn, sind mitten im Tale, in Verbindung mit grossen alten Bergsturzablagerungen, Moränen des Linthgletschers erhalten geblieben. Dagegen finden wir grössere Moränenablagerungen auf den seitlichen Abhängen, besonders auf der Ostseite des Tales, wo Terrassen und flachere Gehängepartien ihre Aufschüttung ermöglichten. Sie treten hier stets als Schuttdecken von welliger Oberflächengestalt auf, niemals aber in Form von deutlichen Moränenwällen. Das Fehlen von Ufermoränen lässt sich hier wie in den andern grossen Alpentälern zum Teil aus der Tatsache erklären, dass zur Zeit des höchsten Gletscherstandes der Würmeiszeit die Schneegrenze am Nordrande der östlichen Schweizeralpen bei ungefähr 1350 m lag (**163,** p. 544/545, 586), während, wie wir später sehen werden, die Oberfläche des Linthgletschers bei Glarus bei zirka 1500 m stand, also ins Gebiet der ständigen Schneebedeckung hinaufreichte, wo die Bildung von Wallmoränen nicht mehr möglich ist. Dagegen finde ich keine befriedigende Erklärung dafür, dass die spätern Gletscherstadien, besonders das lange andauernde Bühlstadium, dessen Schneegrenze im mittleren Linthtale zwischen 1600 und 1700 m (**163,** p. 637), also ziemlich hoch über der damaligen Gletscheroberfläche lag, keine wallförmigen Seitenmoränen hinterlassen haben.

Eine dünne Moränendecke, die an vielen Stellen den anstehenden, oft rundhöckrig modellierten Fels zutage treten lässt, überzieht die Terrassen von Beglingen und Ruhstellen nördlich von Mollis. Sie ist aus den mannigfaltigsten Gesteinen des Linthgebietes zusammengesetzt; neben oft sehr gut gerundetem und gekritztem Quintnerkalk finden wir besonders reichlich die typischen Leitgesteine des Linthgletschers, roten und grünen Verrucano und grünlichgraue Flyschsandsteine. Nördlich von Beglingen nimmt die Mächtigkeit der Moränendecke zu und erreicht an der flachen Bergkante westlich von Stalden, wo Linthtal und Walenseetal zusammenstossen, ihr Maximum. Sie bildet hier einen mit zahlreichen roten Verrucanoblöcken bestreuten Wall, der nach NW gegen den Escherkanal hinuntersteigt und besonders dadurch bemerkenswert ist, dass er an seinem untern Ende eine Gruppe von erratischen kristallinen Bündnergesteinen, darunter prächtige Punteglasgranitblöcke, trägt. Der Scheitel des Walles ist so flach, dass ich ihn kaum als eigentliche Wallmoräne zu betrachten wage. Wenn er dies wirklich wäre, so würde er die Mittelmoräne der beiden Hauptgletscher darstellen. Seiner tiefen Lage wegen (550—700 m) könnte er in diesem Falle nicht dem Maximum der Würmvergletscherung angehören, sondern müsste einer Rückzugsphase des Bühlstadiums zugewiesen werden.

In einer nördlich von Beglingen östlich von der Kerenzerstrasse liegenden kleinen (jetzt grösstenteils wieder zugeschütteten) Kiesgrube beobachtet man geschichtete Sande und Schotter aus Gesteinen des Linthgebietes. Es liegt hier also durch Schmelzwasser verschwemmte Moräne vor. Im Jahre 1895 fiel mir auf, dass die Schichtung viele kleine Verbiegungen und eine talwärts geneigte Rutschfläche mit Schleppung zeigte.

Oberhalb der Terrasse von Ruhstellen werden die erratischen Verrucanoblöcke und Flyschsandsteine immer seltener. Die Linthmoränendecke geht allmählich in eine Schuttdecke über, in der nur noch die Kreidegesteine der Neuenalp vertreten sind. Die auf der Karte angegebene, von Obstock gegen Brunnenberg heruntersteigende Grenze zwischen Linthmoräne und Lokalmoräne ist also eine bloss approximative; sie ist weder orographisch noch lithologisch deutlich ausgeprägt.

Die mächtigsten Ablagerungen des Linthgletschers treffen wir an den Abhängen östlich über der Talweitung von Mollis (Tafel 21, Figur 4). Vom Talgrunde an, wo sie über den Rand der Bachschuttkegel auftauchen, bilden sie eine fast zusammenhängende Decke über den Abhang in der Facht bis auf die Terrasse von Mullern und Kennelalp hinauf. Die Ruhstellirunse hat sich westlich von Kennelalp mindestens 30 m tief in die Moräne eingeschnitten, ohne ihren Untergrund blosszulegen. Wohl ebenso mächtig ist sie am Fusse des Abhanges östlich von Mollis, wo tiefe Runseneinschnitte ihr Liegendes ebenfalls nicht erreichen. Auf der Terrasse von Goldigenberg zeigt sie sich im Einschnitt der Ruhstelliruns noch 10—15 m mächtig. Nach S hin wird sie nun rasch dünner; am Abhang zwischen Goldigenberg und Fronalp beschränkt sich das Erratikum fast ganz auf zahlreiche rote Sernifitblöcke, die über die von alten Karren durchfurchten, talwärts fallenden Malmplatten zerstreut liegen.

Der grosse Runseneinschnitt westlich von Kennelboden gewährt einen schönen Einblick in Struktur und Zusammensetzung der Moräne. Wohl sind auch hier Gesteine, die nur aus dem mittleren und südlichen Teil des Linthgebietes stammen können, reichlich vertreten: neben massenhaften Trümmern von rotem Verrucanokonglomerat und Rötidolomit, die zum grössten Teil aus dem südlichen Schildgebiet stammen werden, findet man auch grünen schiefrigen Verrucano, Melaphyre und Quarzporphyre aus der Kärpfgruppe, sehr viele gewöhnliche Flyschsandsteine und Taveyannazsandsteine, auch Wildflyschbreccien und Nummulitenkalke aus den hintern Teilen von Linth- und Sernftal; aber im ganzen bilden doch Malm und Kreidegesteine, die wahrscheinlich zum grössten Teil von Schild und Fronalpstock stammen, das Hauptmaterial. Gut gerundete Geschiebe sind nicht selten, treten aber stark zurück gegenüber unvollkommen gerundeten oder noch ziemlich scharfkantigen Trümmern. In diesen Eigentümlichkeiten kommt die Randfacies der Hauptgletschermoräne zum Ausdruck. Auffällig ist, dass der Moränenschutt in der Ruhstellirunse eine ziemlich ausgesprochene, horizontale oder schwach (5—10°) gegen das Tal fallende Schichtung zeigt. Einen grösseren Reichtum an gut gerundeten und gekritzten Geschieben und eine grössere Mannigfaltigkeit der Gesteinsarten weisen die schon weiter vom einstigen Gletscherrande entfernten Moränenaufschlüsse am alten Wege von Mollis nach Mullern auf.

Typische Leitfündlinge des Linthgletschers, Blöcke von Sernifit und Flyschsandstein, liegen noch auf dem äussern Rande der Terrasse von Mullern bis in 1150 m Höhe, auf Kennelalp und Fronalp Unterstafel bis zu ungefähr 1200 m. Die Moränendecke auf den höheren Teilen der Terrasse Mullern-Fronalp dagegen ist reine Lokalmoräne, sie enthält nur noch Gesteine aus der nähern Umgebung der Terrasse. Eine scharfe Grenze zwischen Linthmoräne und Lokalmoräne ist jedoch auch hier nicht vorhanden. Besonders auffällig ist dies auf Kennelalp und Fronalp Unterstafel, wo die Moränenmasse sich in vier breite Wälle gliedert, die durch Furchen von rundlichem Querschnitt voneinander getrennt sind und über den Abhang in der Richtung seines Gefälles hinunterlaufen. Während die unteren Teile dieser Wälle noch Leitgesteine des Linthgletschers enthalten, sind sie oben ausgesprochene Lokalmoräne. Daher können sie auch nicht, wie man beim ersten Anblick anzunehmen geneigt ist, als Seitenmoränen des Lokalgletschers betrachtet werden, der einst in der grossen Nische zwischen Fronalpstock und Neuenkamm lag. Die Furchen, welche die wallförmige Gliederung der Schuttdecke bewirken, sind wahrscheinlich Erosionsrinnen, die durch die Schmelzwasser beim Rückzuge der Gletscher erzeugt wurden.

Südlich von der Malmrippe, die von Unter-Fronalp gegen die Haltengüter hinunterzieht, setzt die Linthmoränendecke wieder ein. Die kleinen Terrassen von Schlatt, Krähenberg, Obloch und Sattel sind mit einer mässig dicken Grundmoränendecke, die Glaziallehm und viele polierte und gekritzte Geschiebe enthält, überdeckt, und das ganze Gebiet am Westfusse des Fronalpstocks zwischen der Talsohle und der Terrasse von Matten-Otschlag ist mit vielen, meist kleinern und oft etwas gerundeten Sernifitblöcken überstreut. Der grösste unter diesen erratischen Blöcken, der sogenannte «Schlattstein», liegt etwa 20 m über der Talsohle auf der Terrasse Schlatt östlich von der Linthbrücke bei der Station Netstal. Der etwa 100 m³ grosse Block und viele kleinere über die Terrasse zerstreute Blöcke gehören einem grünen verrucanoartigen Konglomerat mit runden Geschieben an, das ich bisher noch nirgends anstehend gefunden habe, dessen Heimat aber wahrscheinlich im Tödigebiet zu suchen ist.

Über der Terrasse von Matten-Otschlag bildet die Linthmoräne auf den Ennetbergen am Westabhange des Fronalpstocks eine zusammenhängende und wahrscheinlich ziemlich mächtige Decke über eine fast 1 km² grosse Fläche (vgl. Tafel 21, Figur 3). Die überwiegende Zahl der vielen erratischen Blöcke, mit denen der Abhang bestreut ist, sind Blöcke des roten Sernifitkonglomerates, wie es im südlichen Schildgebiet anstehend ist. Sie erreichen nur selten eine Grösse von 5 m³ und sind häufig unvollkommen gerundet. Daneben fällt eine Menge hellgrau angewitterter Malmblöcke auf, die jedoch nicht, wie man erwartet, zum dunkelblauen Quintnerkalk, sondern fast ohne Ausnahme zum hellgrauen Troskalk gehören. Ferner sind im Erratikum Rötidolomit, Schiltkalk und verschiedene Kreidegesteine vertreten, unter denen besonders die dunkeln Neocom-Kieselkalkblöcke sich bemerkbar machen. Auffallend ist das Fehlen der Eruptivgesteine der Kärpfgruppe und das sehr spär-

liche Vorkommen von Flyschsandsteinen. Das Erratikum scheint fast ganz aus dem südlichen Teil der Schildgruppe und vom Westabhang des Schild zu stammen. Es stellt wieder eine ausgesprochene Randfacies der Linthgletschermoräne dar.

Schon vom Tale aus fällt uns auf, dass der geschilderte moränenbedeckte Abhang des Fronalpstocks in drei oder vier übereinanderliegende Terrassen gegliedert ist. Die etwas wellig unebenen Terrassenflächen senken sich mit sehr geringem Gefälle nordwärts und sind überdies ein wenig gegen das Tal geneigt, so dass ihre äussern Ränder nicht als die Kämme von Seitenmoränen erscheinen. Die am schönsten ausgebildete oberste Terrasse liegt in der Höhe von 1340—1350 m. Sie ist 30 bis 60 m breit und trägt am innern Rande eine kurze Strecke weit einen etwa 3 m hohen Wall, der vielleicht als Ufermoräne betrachtet werden darf. Wenn auch diese Terrassen nicht mit Sicherheit als übereinanderliegende Seitenmoränen des Linthgletschers gedeutet werden können, so scheint mir ihre Entstehung doch mit dem stufenweisen Einsinken der Eisoberfläche beim Rückzuge des Gletschers im Zusammenhang zu stehen. Im Gegensatz zur Mullern-Kennelalpterrasse ist hier die obere Grenze der Linthmoräne sehr scharf ausgebildet. Während die roten Sernifitblöcke am äussern Rande der vorhin genannten obersten Terrasse bis 1350 m noch reichlich vorkommen, fehlen sie an dem darüberliegenden Abhange gänzlich; wir finden dort reine Lokalmoräne, die ganz aus den Gesteinen des Gebietes zwischen Fronalpstock und Schildgipfel zusammengesetzt ist.

Auf dem südlich vom Frohnalpbach am Nordwestabhange des Schild liegenden Teil der Ennetberge bildet das Linthgletschererratikum keine geschlossene Decke mehr; immerhin ist es hier noch reichlicher vorhanden, als man nach der Geologischen Karte schliessen möchte [1]). In Wegen und Bacheinschnitten beobachtet man an manchen Stellen Grundmoräne mit gekritzten Geschieben, und über das ganze Gebiet sind viele rote Sernifitblöcke, im tieferen Teile auch Flyschsandsteine zerstreut. Oberhalb Grossberg bezeichnet eine Anzahl grosse Sernifitblöcke bei zirka 1350 m den obersten Rand des Linthgletscherschuttes, und fast ebenso hoch reichen die Verrucanoblöcke weiter im S, westlich von Bärentros.

Die Linthmoränen auf dem tieferen Teile des Schildabhangs, auf der Terrasse, die sich von Ennetbühls gegen den Elggis hinzieht, und auf der rundhöckrigen Terrasse des Helgenhüsli sind reicher an Gesteinen aus den südlichen Teilen der Glarneralpen; an letzterem Orte finden sich auch Amphibolite und andere kristalline Gesteine aus dem Sandalpgebiet und Melaphyre der Kärpfgruppe.

Im südlichen Teil der Schildgruppe ist die Linthmoräne nicht mehr kräftig entwickelt. Als dünne Decke mit vielen gut gerundeten Verrucanogeschieben und zerstreuten Blöcken finden wir sie auf der steil gegen das Tal geneigten Terrasse von Holzbort zwischen 900 und 1100 m. Besonders bemerkenswert ist der Moränenrest auf der kleinen Terrasse im nördlichen Teil von Brandalp, über die ein vom Brandalpweg gegen die «Stockblanke» abzweigender Fussweg führt (Tafel 22, Figur 1). Neben reichlichem Malm, Schiltkalk und Rötidolomit enthält er auch roten Sernifit, grünen schiefrigen Verrucano, Melaphyre aus dem Kärpfgebiet und grüne Flyschsandsteingeschiebe und ist dadurch als typische Linthgletschermoräne charakterisiert. Sie reicht bis in die Höhe von 1450 m, also noch 100 m höher als die Moränen auf den Ennetbergen, und stellt die höchste Ablagerung des Linthgletschers dar, die sich an den Abhängen des Linthtales auffinden lässt.

Hier kann die Frage aufgeworfen werden, bei welchem Stadium der Vergletscherung die höchsten Moränen auf Brandalp, auf den Ennetbergen und auf Mullern abgelagert worden sind. Würden wir sie dem Bühlstadium zurechnen, so würde sich für die Gletscheroberfläche auf der 31 km langen Linie zwischen Hurden, wo nach Brückner (**163,** p. 528—530) die äussersten Stirnmoränen dieses Stadiums liegen, und den Ennetbergen bei Glarus ein Gefälle von 940 m = 30 ‰ ergeben. Dieses Gefälle erscheint jedoch für den gewaltigen Talgletscher viel zu gross, wenn man bedenkt, dass nach Brückenr (**163,** p. 541) der ungefähr gleich grosse Reussgletscher zwischen Sisikon und Vitznau ein durchschnittliches Gefälle von bloss 20 ‰ hatte. Nehmen wir an, die Eisoberfläche habe sich beim Maximum der Würmvergletscherung mit einer Böschung von bloss 12 ‰ in die Alpen hinein erstreckt, wie zwischen Uznach und der im Limmattale liegenden Gletscherzunge (**163,** p. 502), so muss sie

[1]) Anstehendes und Moräne kann hier, wie so oft in Flyschgebieten, der allgemeinen Vegetationsdecke wegen unmöglich scharf gegeneinander abgegrenzt werden.

damals bei Glarus in mindestens 1525 m Höhe gelegen haben. Würden wir die Moränen auf den Ennetbergen dem durch die Rückzugsmoräne von Zürich markierten Gletscherstande beizählen, so würden wir für die Gletscheroberfläche ein durchschnittliches Gefälle von 15,4 ‰ erhalten. Nach diesen Berechnungen halte ich es für wahrscheinlich, dass jene Moränen während der Würmeiszeit, entweder beim Maximum der Vergletscherung oder in der ersten Zeit des Gletscherrückzuges abgelagert worden sind. Bedenkt man, dass die Eisoberfläche beim Maximum des Gletscherstandes wahrscheinlich noch höher lag als die höchsten jetzt noch zu beobachtenden Moränen, so beweisen uns die Moränen auf Brandalp und auf den Ennetbergen, dass zur Würmeiszeit der Linthgletscher bei Glarus bis zu mindestens 1500 m Höhe hinaufreichte und den Talgrund in einer Mächtigkeit von über 1000 m bedeckte.

Südlich von der Mündung des Sernftales finden wir ausgedehnte Gletscherschuttmassen auf den Abhängen über Schwanden und Haslen. Eine fast zusammenhängende Moränendecke, die nur in den Runseneinschnitten und an den Terrassenkanten das Anstehende zutage treten lässt, überdeckt den Fuss des Bühlstocks bei Grüt und Müsli südlich von Schwanden, die Terrassen von Auenberge, Schlattberge und Hüttenberge bei Haslen. Spärlich eingestreuter Malm und viele, oft gut gerundete Flyschsandsteingeschiebe beweisen die Zugehörigkeit des Schuttes zu den Ablagerungen des Linthgletschers; allein das Vorwiegen des Sernifites und Trümmer von Rötidolomit, Melaphyr und Lias deuten darauf hin, dass ein grosser Teil des Moränenschuttes durch die lokalen Gletscher des Kärpfgebietes hertransportiert worden ist.

An den Abhängen auf der Westseite des Linthtales kommt typische Linthgletschermoräne nur sehr spärlich und stets nur nahe über der Talsohle vor. Diese auffallende Tatsache erklärt sich nur zum Teil aus der Steilheit der Abhänge, welche oft die Ablagerung ausgedehnter Moränendecken nicht gestattete. Wo die Gelegenheit hierfür nicht mangelte, treffen wir fast immer ausgesprochene Lokalmoräne. Reine Lokalgletscherablagerungen sind die Moränen auf den Terrassen der Glärnisch-Ortstockgruppe und der Claridenkette. Auch die in der Karte als Linthmoräne eingetragenen Moränen auf den Terrassen von Schwändiberg und am Abhang nördlich von Marglen bei Betschwanden sind vielleicht eher Lokalgletscherschutt, da darin die kristallinen Gesteine des Tödigebietes und die Taveyannaz- und Flyschsandsteine der Hausstock- und Claridenkette ganz zu fehlen scheinen. Die darin vorkommenden prachtvoll polierten und gekritzten Malmgeschiebe und die vielen Trümmer von Quartenschiefer, Rauhwacke, Rötidolomit, Lias und Dogger können von der Nordseite des Urnerbodens stammen oder von dem Gletscher abgelagert worden sein, der einst aus dem Karrenalpgebiet über die Terrasse von Braunwald herabstieg.

So sehen wir auf beiden Seiten des Linthtales gegen S hin die Moränen der Lokalgletscher immer tiefer herunterreichen; es ist schliesslich nicht mehr möglich, Moränen des Stammlinthgletschers davon abzutrennen, da im hinteren Teile des Linthtales dieser selbst zu einem Lokalgletscher wurde.

Früher (**155,** p. 140—150) habe ich eingehend dargetan, dass die im Talgrunde zwischen Glarus und Schwanden liegenden Bergsturzmassen nicht nur auf Moränen des Linthgletschers aufruhen, sondern auch von einer mehr oder weniger zusammenhängenden, meist nur dünnen, stellenweise aber auf 10—20 m Mächtigkeit anschwellenden Moränendecke überlagert werden, und daraus den Schluss gezogen, dass der Bergsturz von Glärnisch-Guppen in der letzten eisfreien Periode stattfand. Nach Brückners Berechnungen (**163,** p. 633 und 634) lag die Schneegrenze zur Zeit, da der Linthgletscher die Moränen auf dem Bergsturze und im Talgrunde bei Nidfurn absetzte, in 1900 m Höhe, also 600—700 m unter der gegenwärtigen. Er betrachtet daher jene Moränen als Endmoränen des Gschnitzstadiums und verweist die Bergstürze bei Glarus in die Zeit etwas kleineren Gletscherstandes zwischen Bühl- und Gschnitzstadium. Ich kann dieser Anschauung beipflichten, hauptsächlich gestützt auf die Erwägung, dass die Bergsturzmasse kaum noch so frische Formen aufweisen würde, wenn der mächtige und durch einen langen Zeitraum hindurch andauernde Gletscher des Bühlstadiums über sie hinweggegangen wäre.

Ich habe seinerzeit (**155,** p. 149/150) gestützt auf die Tatsache, dass die Moränen nicht nur auf dem Bergsturze, sondern auch auf den Kiesterrassen und in dem in Bergsturz und Staukies eingeschnit-

tenen neuen Tale liegen, die Dauer der ihrer Ablagerung vorangehenden eisfreien Periode auf 5000 bis 7000 Jahre berechnet. Ich habe keinen Grund, heute jene Schlussfolgerung zu widerrufen. Wenn jene Moränen wirklich dem Gschnitzstadium angehören, so muss man also vor diesem Gletschervorstoss einen Rückzug des Gletschers bis in den Hintergrund des Linthtales und eine eisfreie Periode von mehreren tausend Jahren annehmen.

b) Die Moränen des Rheingletschers.

Aus dem regelmässigen Höhenkurvenbilde des Walenseebodens darf man schliessen, dass der Walenseearm des Rheingletschers dort bei seinem Rückzuge keine Endmoränen von Bedeutung hinterlassen hat. Die Moränen, die der Rheingletscher auf der Sohle des Seeztales, des sankt-gallischen und bündnerischen Rheintales absetzte, liegen unter jüngern Flussalluvionen begraben; einzig auf den kleinen Inselbergen Tiergarten unterhalb Mels und Kastels südlich von Sargans, sodann auf den zwischen Felsberg und Ilanz über die Rheinkiesebene emporragenden alten Bergsturzmassen sind noch kleine Reste jener Moränendecke sichtbar. Grosse Flächen bedeckt sie dagegen auf den Abhängen zu beiden Seiten des Tales.

Auf der Nordseite des Walenseetales ist die Ausdehnung der Rheingletschermoräne wegen der durchschnittlich grossen Steilheit der Abhänge verhältnismässig gering; doch bedeckt sie hier nicht bloss auf der weiten Mulde von Amden und am Walenstadterberg grosse Flächen zusammenhängend, sondern ist fast überall vorhanden, wo die Böschung der Abhänge ihre Ablagerung ermöglichte, z. B. auf den schmalen Terrassen am Fusse der Alvierkette zwischen Sargans und Walenstadt, selbst auf sehr steilen Abhängen (Tschöllahalde nordöstlich von Flums) und auf schmalen Gesimsen zwischen Steilwänden (z. B. auf Schindeln nordöstlich von Flums und auf Vorderspina oberhalb Heiligkreuz) (vgl. **367**). Viel grösser jedoch ist ihre Verbreitung auf der sanfter geböschten Südseite des Tales. Auf der Nordwestabdachung des Kerenzerberges bedeckt die Moräne mit kristallinen Blöcken aus Graubünden zwar bloss den Bergvorsprung bei Walenberg und die schmale Terrasse des Britterwaldes. Grössere Ausdehnung gewinnt sie erst östlich vom Sallerentobel. Sie bildet von hier an bis zum Taminatal auf den unteren Bergabhängen einen nach E immer breiter werdenden und immer höher hinaufreichenden Gürtel. Von Ragaz an wird die Moränendecke lückenhafter; doch verhüllt sie auch am Ostabhang des Calanda, z. B. zwischen Untervaz und Alp Salaz, das Anstehende bisweilen auf weite Strecken.

Deutlich wallförmige Ufermoränen des Rheingletschers sind an den Abhängen des Rhein- und Seez-Walenseetales so wenig zu finden als im Linthtale. Der Gletscherschutt überkleidet das Gelände als ziemlich gleichförmige Decke, deren sanft gerundete Wellen wohl nur zum Teil durch die wechselnde Mächtigkeit der Moräne, grösstenteils aber durch die Rundhöckerformen der Felsunterlage bedingt sind. Auf den untern und mittleren Teilen der Abhänge ist die Moränendecke im allgemeinen dünn, oft nur 10—50 cm, in der Regel weniger als 5 m und nur selten über 10 m mächtig. Nach oben, gegen die Grenze gegen die Lokalmoränen hin, lässt sich, namentlich im Seez-Walenseetal, meistens ein Anschwellen der Rheinmoräne beobachten, weshalb hier der anstehende Fels in höherem Masse verhüllt ist als in der Nähe der Talsohle. Besonders auffällig ist dies auf der Nordostabdachung der Guscha, wo auf der Terrasse Wildenberg-Schönhalde 10—20 m tiefe Bacheinschnitte ganz in Moräne eingesenkt sind. Neben eckigen Trümmern enthält die Moräne stets auch Geschiebe in allen Stadien der Rundung, eingebettet in sandige oder lehmige Erde; doch sind gut gerundete Geschiebe und Glaziallehm in der Nähe der Talsohle im allgemeinen häufiger als in den höheren Aufschlüssen.

Bei der Prüfung der Moränenaufschlüsse auf der Südseite des Seez-Walenseetales im Ablagerungsgebiet des Rheingletschers ist man verwundert über das spärliche Vorkommen der spezifisch bündnerischen Gesteine. Wohl findet man fast immer einzelne kristalline Geschiebe aus dem Bündner Vorderrheintal und oft ziemlich viele polierte und gekritzte Malmgeschiebe, die nicht aus der Nähe stammen können, sondern wahrscheinlich ihre Heimat am Calanda oder im Ringelgebiet haben; die überwiegende Masse des Gletscherschuttes jedoch stammt aus den linksseitigen Neben-

tälern des Seez-Walenseetales. So findet man in den Moränen am Abhange der Guschagruppe zwischen Mels und Flums stets sehr viel roten, feinkonglomeratischen oder schiefrigen Verrucano, wie er diesen Abhang selbst aufbaut, ferner grüne Verrucanoschiefer aus dem Weisstannental und den Grauen Hörnern, sehr viel Melsersandstein, auch Rötidolomit und Rauhwacke und namentlich häufig grünliche und bräunliche Sandsteine und Quarzite aus dem Wildflysch des Tamina- und Weisstannentales, ferner Nummulitengeschiebe aus denselben Gegenden. Dazu kommt vom Weisstannental an erst in den obern, dann gegen W hin mehr und mehr auch in den tieferen Teilen der Moränendecke reichlicher Liasschutt aus der Guscha-Spitzmeilengruppe. Vom Flumser Kleinberg an macht sich eine immer stärkere Anreicherung der Moräne an rotem Verrucano bemerkbar. Von der Einmündung des fast ganz in den roten Sernifit eingeschnittenen Murgtales an macht der rote Verrucano manchenorts über 90 % des Moränenmateriales aus. Die Rheingletschermoräne auf der linken Seite des Seez-Walenseetales setzt sich also nur zum kleineren Teile aus Bündnergesteinen, zum überwiegenden Teile aber aus Gesteinen zusammen, die vom Rheingletscher dem anstehenden Untergrunde an den Abhängen dieses Tales entnommen oder von den seitlichen Lokalgletschern herbeigeführt worden sind.

Auf der geologischen Walenseekarte (**359**) ist zwischen den bündnergesteineführenden Rheingletschermoränen und den Lokalmoränen ein im ganzen zwischen 600 und 900 m liegender Moränengürtel als «Moräne des Walenseegletschers» ausgeschieden worden. Er bedeckt die Terrasse Beglingen-Filzbach-Obstalden und die Britterbergterrasse südwestlich von Filzbach, ferner die Abhänge oberhalb Quarten und zeichnet sich dadurch aus, dass er keine Bündnergesteine enthält, aber doch nicht zu den höher oben folgenden Lokalmoränen gehört, weil sein Material grösstenteils aus den talaufwärts ins Walenseetal einmündenden Seitentälern stammt. Zwischen Obstalden und Beglingen ist dieser Moränengürtel z. B. durch das massenhafte Vorkommen von wohl grösstenteils aus dem Murgtal stammenden roten Sernifitblöcken ausgezeichnet. Diese «Moräne des Walenseegletschers» ist also immerhin eine Ablagerung des Walensee-Rheingletschers; aber ihr Material wurde von der Randpartie des grossen Eisstromes abgesetzt, die durch die linksseitigen Seitengletscher des Walenseetales genährt wurde.

Auch am Calanda und besonders am Südabhang der Ringel- und Vorabkette ist die obere Grenze der Rheingletschermoräne infolge starker Anreicherung an lokalem Schutt sehr unscharf und verhältnismässig tief gelegen. Nördlich von Ilanz und Fellers nimmt die Moränendecke schon bei zirka 1300 m auffallend lokalen Charakter an. Die obersten kristallinen Blöcke aus dem Vorderrheintal fand ich dort zwischen 1400 und 1550 m. Bei Trins reicht nach meinen Beobachtungen das echte Rheingletschermaterial bloss bis zu 1250 m hinauf und übersteigt die nördlich vom Dorfe durchstreichende Malmsteilstufe nicht. Blumenthal notierte zwar noch einige kristalline Blöcke auf den Terrassen von Si Munt (1250 m) und Maliens (1450 m). Ich konnte aber dort keine Spur von kristallinen Gesteinen entdecken, sondern fand die kräftige Moränendecke jenes Gebietes schon von 1200 m an ausschliesslich aus Malm, Kreide, Flysch und Verrucano der Ringelkette zusammengesetzt. Die Glazialerosionsformen der Terrasse sprechen aber für Modellierung durch den Rheingletscher. Dass tatsächlich die Oberfläche des Rheingletschers in der Würmeiszeit bedeutend höher oben lag, beweisen die später zu besprechenden erratischen Blöcke auf dem Süd- und Ostabhang des Calanda. Wie im untern Teil des Walenseetales, so liegt auch hier die obere Grenze des kristallinen Rheingletscherschuttes auffallend tief, weil durch die kräftigen Seitengletscher des hoch in die Schneeregion hinaufreichenden Gebirges das aus dem hintern Teil des Vorderrheintales stammende Eis stark gegen die Mittellinie des Tales gedrängt wurde.

Wenn auch an den meisten Orten die obere Grenze des Rheingletscherschuttes unterhalb der maximalen Eishöhe liegt, so können wir uns gestützt auf die obersten erratischen Blöcke und kristallinen Geschiebe doch ein ungefähres Bild darüber machen, wie hoch hinauf der Rheingletscher der Würmeiszeit reichte. Das höchstgelegene Erratikum des Rheingletschers fand ich auf dem Westende des Calanda nördlich von den Hütten von Taminser Älple in zirka 2050 m Höhe in Form eines ganzen Schwarmes von grossen Blöcken des grobklastischen Verrucanos, wie er in der Gegend von Ilanz anstehend ist. Ungefähr in gleicher Höhe liegt auf der Haldensteineralp südöstlich

von der neuen Calandahütte ein vereinzelter kristalliner Block [1]). Auf Alp Salaz reicht die Rheinmoräne mit vielen kristallinen Blöcken bis auf den bei 1800 m Höhe liegenden Scheitel der Calandakette. Auf Matonalp liegt der höchste kristalline Block neben der Hütte auf 1750 m. Auf Pardiel Obersäss (westlich von Ragaz) trifft man nördlich von den Hütten die oberste Gruppe von Bündnerblöcken bei 1620 m. Auf der Alp Ochsensäss südlich von Mels reicht die Rheinmoräne mit spärlichem kristallinem Material bis 1600 m hinauf. Auf Kleinbergalp südlich von Flums trifft man den obersten kristallinen Bündnerblock westlich vom Kurhaus Schönhalde bei 1450 m. Auf dem Flumser Grossberg liegt der obere Rand der Rheingletschermoräne bloss noch in 1050—1150 m Höhe. Südlich von Quarten ist er auf etwa 950 m, zwischen Murg und Mühlehorn auf 700 m herabgesunken. In der Umgebung von Obstalden gehen die Bündnergesteine kaum über 650 m hinaus, und im Britterwald westlich von Filzbach liegt die höchste Rheingletschermoräne bei 620 m. Die obere Grenze des Rheingletschererratikums sinkt also auf der linken Seite des Seez-Walenseetales talauswärts auffallend stark. Eine kräftige Depression erleidet diese Grenze jeweilen bei der Einmündung der Seitentäler, namentlich des Schilsbachtales und des Murgtales, wo grosse Seitengletscher sich mit dem Hauptgletscher vereinigten. Diese Eiszuflüsse bildeten talauswärts in immer wachsendem Masse die Randpartien des Hauptgletschers und drängten den mit Bündnergesteinen beladenen Teil des Eisstromes mehr und mehr gegen die Mittellinie des Tales. Dass die obere Grenze des bündnerischen Erratikums nach W so auffällig rasch sinkt, ist also viel mehr durch die Seitwärtsverschiebung des Rheingletschereises durch die Lokalgletscher als durch das Gefälle der Eisoberfläche bedingt. Jene Grenze sinkt zwischen dem Westende des Calanda und Untervaz auf 10 km Länge um 250 m = 25 $^0/_{00}$, auf der 39 km langen Linie zwischen Untervaz und dem Britterwald bei Filzbach um 1180 m = 30,$_2$ $^0/_{00}$. Das Gefälle der Rheingletscheroberfläche war aber in Wirklichkeit offenbar bedeutend geringer, da die Gletscheroberfläche im Walenseetal viel höher lag, als man nach den auf seiner Südseite liegenden erratischen Bündnerblöcken schliessen möchte.

Dass diese Anschauung richtig ist, beweisen die Moränen auf der Nordseite des Seez-Walenseetales. Da der Rheingletscher dort zwischen Sargans und Amden durch keine eigentlichen Talgletscher, sondern bloss durch die relativ kleinen Eismassen verstärkt wurde, die sich auf der Südabdachung der Alvier- und Churfirstenkette bildeten, ist hier die obere Grenze des Rheingletscherschuttes in wesentlich höherem Niveau zu erwarten als auf der Südseite des Tales. In der Tat reicht er nach Arnold Heim (**359**) in der Mulde von Amden bis auf 1180 m, am Westabhange des Leistkammes auf Leibodenalp sogar bis auf 1340 m, also 650—700 m höher als bei Obstalden und Mühlehorn auf der linken Talseite. Weiter im SE finden wir auf der Terrasse von Älpeli im westlichen Teil der grossen Palfristerrasse (**367**) den obersten kristallinen Bündnerblock des ganzen Walenseetales in der Höhe von 1650 m, also 200 m über dem obersten Rheingletschererratikum auf der gegenüberliegenden Talseite. Falls die höchsten erratischen Blöcke des Rheingletschers bei Amden und auf der Palfristerrasse zugleich die maximale Eishöhe angeben würden, so ergäbe sich für die Rheingletscheroberfläche im Walenseetal ein Gefälle von 20 $^0/_{00}$. Wahrscheinlich aber war die Eishöhe in Wirklichkeit noch grösser und das Gefälle etwas kleiner, vielleicht nur 12—15 $^0/_{00}$ (vgl. **163,** p. 416). Wahrscheinlich reichte der Rheingletscher zur Würmeiszeit bei Sargans bis zu zirka 1750 m hinauf, so dass der in der Gletschergabelung liegende Gonzen nur noch wenig über die Eisoberfläche emporragte.

Da während des Maximums der Würmvergletscherung die Oberfläche des Rheingletschers bei Reichenau in über 2000 m Höhe lag, musste er über den Kunkelspass (1351 m) einen Seitenarm ins Taminatal hinübersenden. Durch kristalline Bündnerblöcke charakterisierte Moränen desselben sind schon von Alb. Heim (**121,** p. 471), Piperoff (**142**), Blumenthal (**240,** p. 69) und Tolwinski (**236,** p. 57/58) erwähnt worden. Zur Zeit des Gschnitzstadiums reichte der Rheingletscher bei Reichenau nicht mehr so hoch hinauf, dass ein Überfliessen über den Kunkelspass möglich gewesen wäre; dagegen geschah dies sehr wahrscheinlich noch während des Bühlstadiums.

[1]) Blumenthal notierte an den Rändern des Karbeckens zwischen Felsberger Calanda und Teufelskirchli noch zwei kristalline Blöcke in sogar 2160—2220 m Höhe. Ich suchte sie jedoch vergeblich und fand dort bloss Moräne des Lokalgletschers, der während des Daunstadiums in jenem Kar lag.

Zahlreiche kristalline Blöcke aus dem Vorderrheingebiet weisen die Moränen in der Umgebung der Kunkelspasshöhe auf; dagegen sind sie durch das Kunkels- und Taminatal hinaus bis in die Gegend von Valens auffallend spärlich und fast nur auf der Talsohle oder den untersten Teilen der Abhänge anzutreffen. Einzig im Schreusstobel fand ich noch in 1500 m Höhe, 300 m über der Talsohle, merkwürdigerweise mitten in sonst reiner Lokalmoräne, einige kristalline Blöcke, darunter Punteglasgranit. Vielleicht stammen sie aus der Haupt-Würmeiszeit, während die Moränen der Kunkelspasshöhe und die schwachen Rheinmoränenreste der Talsohle wahrscheinlich dem Bühlstadium angehören.

Reich an kristallinen Bündnerblöcken ist die Moränendecke, die westlich von Valens bei Termils, Glätti und Branggis die Abhänge auf der Nordseite des Vaplonabachtales bekleidet. Das Rheingletschererratikum reicht hier auffallend weit in das Seitental hinein. Ein 4 m³ grosser, weisser Granitblock liegt noch $2{,}_5$ km westlich von Valens am Wege nach Alp Lasa in 1650 m Höhe. Diese Moränenablagerung muss aus der Zeit des Maximums der Würmvergletscherung stammen, als der Rheingletscher, den nördlichen Teil der Calandakette völlig überdeckend, schon über der Alp Salaz sich mit seinem Taminaseitenarm wieder vereinigte, weit ins Tal von Lasaalp hineindrängte, und dabei die aus den Grauen Hörnern kommenden Lokalgletscher zurückstaute.

Auf der Ostseite des vorderen Taminatales sind Moränen des Rheingletschers viel spärlicher vorhanden. Moränenreste, die neben kristallinen Gesteinen aus dem Vorderrheingebiet meistens auch grüne Verrucanoschiefer von der Sardona und aus der Ringelkette enthalten, trifft man z. B. bei St. Peter, bei Brunstegg, auf den Terrassen von Tschugg und Bläs, an den Wegen von Bläs nach Matonalp. Eine lückenhafte Moränendecke trägt auch die rundhöckerige Terrasse von Pfäfers. Viele kristalline Bündnerblöcke findet man am Wege von Pfäfers nach Furggels. Verschwemmte Moräne liegt auf den Terrassen von Valurgut und Vaschnärs bei Pfäfers.

Noch auffallender als das Eindringen des Rheingletschers ins Tal des Vaplonabaches ist das schon von Ernst Blumer (**204**, p. 211) erwähnte Auftreten von Rheingletscherschutt im Weisstannental. Blöcke von Punteglasgranit und andere kristalline Bündnergesteine trifft man nicht bloss auf der Terrasse von Hinter-Vermol und bei Mühleboden, sondern sogar noch bei Schwendi und Mühle. Mehrere Punteglasgranitblöcke liegen auf den Wiesen von Oberschwendi bei 1040—1080 m. Auf der Terrasse von Stein (1170 m) sah ich einen grösseren Block von grünem Serizitgneiss und mehrere kleine Punteglasgranittrümmer. Der südlichste von mir beobachtete kristalline Bündnerblock liegt am rechten Ufer der Seez bei Hütten, volle 6 km von der Mündung des Seeztales entfernt. Das Auftreten von erratischen Bündnerblöcken tief im Innern des Weisstannentales lässt sich kaum anders als durch die Annahme erklären, der Rheingletscher sei während des Maximums der Würmvergletscherung über die Nordabdachung der Grauen Hörner, also über die Alpen Ochsensäss und Vermi hinüber weit in das Tal bis in die Nähe von Weisstannen vorgedrungen, wobei der Lokalgletscher des Tales zurückgestaut und seitlich abgelenkt werden musste.

Das vom Rheingletscher bestrichene Gebiet ist mit einer Menge von erratischen Blöcken überstreut. Im allgemeinen sind sie auf den kräftigen Moränendecken häufiger als auf dem anstehenden nackten Fels und darum auch auf den höheren Teilen der Abhänge zahlreicher als in der Nähe der Talsohle. Die oberen 100—150 m des Moränengürtels sind meistens eine blockreiche Zone, z. B. bei Vermol südwestlich von Mels, auf dem Flumser Kleinberg und Flumser Grossberg, südlich von Mols und Quarten. Blöcke von über 10 m³ kommen — abgesehen von den Verrucanoblöcken westlich vom Murgtal — nur spärlich vor und solche von über 50 m³ Inhalt habe ich keine beobachtet.

Unter den durch die erratischen Blöcke vertretenen Gesteinsarten verdienen natürlich die kristallinen Gesteine der Bündneralpen in erster Linie unser Interesse. Kristalline Blöcke aus dem Hinterrheingebiet scheinen auf der linken Seite des Rhein- und Walenseetales ganz zu fehlen, während solche auf der rechten Seite, wenn auch spärlich, vorkommen (z. B. Rofnaporphyroid bei Weesen). Auf eine vollständige Aufzählung der im Erratikum vertretenen aus dem Vorderrheintalgebiet stammenden kristallinen Gesteine muss ich verzichten. Neben den vielen Varietäten von Graniten und Gneissen fallen namentlich zwei leicht kenntliche Gesteine auf, der Punteglasgranit, der seine Heimat auf der Südseite der Tödikette im Val Frisal, Val Punteglas und Val Rusein besitzt, und die aus dem gleichen Gebiet stammenden Diorite. Beide Gesteine sind in Form von zahlreichen

Blöcken über das ganze Moränengebiet zerstreut. Ein über 20 m³ grosser Block im Wäldchen zwischen den Häusergruppen Lee und Uschavelle nordwestlich von Oberterzen ist der grösste und schönste Punteglasgranitblock, den ich im Walenseetal getroffen habe. Durch ihre Lage auf der Grenze zwischen Rhein- und Linthgletscher bemerkenswert sind die p. 472 erwähnten Punteglasgranitblöcke an dem Fussweg, der nördlich von Beglingen von Walenberg am Escherkanal zur Kerenzerstrasse hinaufführt.

Unter den Blöcken von Sedimentgesteinen fällt vor allem der Verrucano auf. Der Ilanzer Verrucano ist im Erratikum auf den Abhängen nördlich vom Vorderrheintal und am Calanda ziemlich reichlich vertreten, nur spärlich im Walenseetal. Um so häufiger ist hier der in diesem Gebiete selbst anstehende rote Sernifit. Die roten Tonschiefer des Weisstannen- und Schilsbachtales bemerkt man zwar nur spärlich, weil sie schon während des Transportes durch den Gletscher zerfielen; dagegen sind Blöcke des roten Sernifitkonglomerates sehr zahlreich. Vom Flumser Grossberg an werden sie gegen W immer häufiger. Besonders der Gletscher des Murgtales hat der Rheingletschermoräne eine gewaltige Menge von Sernifitblöcken zugeführt. Die Terrassen von Wiesen und Buchen bei Murg, Vortobel bei Mühlehorn, die Umgebung von Obstalden und die Terrasse von Filzbach sind stellenweise förmlich damit besät. Der Melsersandstein ist dank seiner grossen Widerstandsfähigkeit im Erratikum reichlicher vertreten, als nach seiner Verbreitung im Anstehenden zu erwarten wäre. Blöcke dieses Gesteins sind im Gebiet zwischen Mels und Quarten im obern Teil der Rheinmoränenzone und in den angrenzenden Lokalmoränen so häufig, dass alle übrigen Gesteinsarten dagegen zurücktreten. Ihre Herkunft aus dem in der Nähe anstehenden Melsersandstein ist hier augenscheinlich.

Der Malmkalk kommt in den Moränen häufig in Form von Geschieben und kleineren Trümmern vor; dagegen erinnere ich mich nicht, einen grösseren Block dieses Gesteins im Rheingletschererratikum unterhalb Chur gesehen zu haben, obschon es am Calanda und im Ringelgebiet ganze Bergwände aufbaut.

Nummulitenkalkblöcke aus dem Flysch des Weisstannentales und des Taminagebietes fand ich an mehreren Stellen an den Abhängen über Mels und Flums, z. B. westlich vom Kurhaus Sässliwiese am Wege nach Wildenberg (zirka 1230 m); östlich vom Kurhaus Schönhalde bei 1360 m; mehrere Blöcke südlich von Bermort bei 1300 m; drei grosse Blöcke östlich von Ackerwiesen (Flumser Grossberg) bei 1000 m; am Wege westlich von Tobelbach. Einige Nummulitenblöcke, die aus dem Hintergrund des Panixertales stammen werden, fand ich oberhalb der Anstalt Löwenberg bei Schleuis und am obern Rand des Dorfes Ladir am Südabhang der Vorabkette.

c) Die Moränen der Lokalgletscher.

Da während der Hauptphase der Würmvergletscherung die Schneegrenze in den östlichen Schweizeralpen zwischen 1000 und 1300 m lag, war damals unser Untersuchungsgebiet fast ganz unter Schnee und Eis begraben. Alle Grate und Gipfel, selbst die Molassehöhen der Hirzlikette, ragten in die Schneeregion empor und trugen Firnfelder, und alle Täler waren von Eisströmen erfüllt. Nur die übersteilen Gehängepartien, an denen der Schnee nicht haften blieb, schauten aus dem allgemeinen Schnee- und Eismantel heraus. Als gegen das Ende der Eiszeit die Schneegrenze zurückwich und die Eismächtigkeit abnahm, trennten sich die Seitengletscher von den Hauptgletschern ab; sie zogen sich in die Seitentäler zurück und wurden zu selbständigen, allmählich ins Hochgebirge sich zurückziehenden kleineren Tal- und Hängegletschern. Von diesem Rückzuge und den zeitweiligen Vorstössen der Lokalgletscher legen die Moränendecken und Moränenwälle Zeugnis ab, die wir in allen Seitentälern antreffen.

1. Der Niederurnergletscher.

Die Schuttbildungen, welche den anstehenden Untergrund des Niederurnertales fast ganz verhüllen, sind zu einem grossen Teil Moränen des Gletschers, der in der Würmeiszeit das Tal erfüllte. Im westlichen Teile des Tales bilden sie auf dem Abhange der Hirzlikette in der Gegend von Mussalp und Blankenboden eine wellige, mit erratischen Kreideblöcken der Wagetenkette überstreute Moränen-

decke; im östlichen Talabschnitt erfüllt sie den ganzen Talgrund, bedeckt die Terrassen von Nesslen und Gfell am Ostende der Hirzlikette und reicht bis an die Felswände der Wagetenkette hinauf.

Von der Moränennatur dieser Schuttmasse kann man sich in vielen Aufschlüssen an den Ufern des Niederurnerbaches überzeugen, besonders in vielen Anrissen unterhalb des Alpweges östlich von Morgenholz. Sie ist hier überall reich an gerundeten und oft prachtvoll polierten und gekritzten Geschieben. Östlich von Morgenholz, oberhalb des dort im Bachbett anstehenden Wildflysches, zeigt sie eine Strecke weit leicht gegen das Tal fallende Schichtung, ist also hier durch Schmelzwasser verschwemmte Moräne (Figur 47, p. 176). In den östlichsten Aufschlüssen, östlich von Nesslen, deuten einige wenige Geschiebe von Sernifitkonglomerat an, dass hier der Moräne noch etwas Linthgletscherschutt beigemengt ist; im übrigen jedoch besitzt sie durchaus den Charakter einer Lokalmoräne. Sie setzt sich sozusagen ganz aus den Gesteinen der beiden das Niederurnertal einrahmenden Bergketten zusammen. Dabei herrschen die Troskalk- und Kreidegesteine der Wagetenkette stark vor, während die Nagelfluh der Hirzlikette relativ spärlich vertreten ist, was sich leicht aus dem isoklinalen Schichtbau der beiden Talseiten erklärt. Erwähnenswert ist, dass die Moräne überall in reichlicher Menge auch Wildflyschgesteine enthält, besonders Kieselkalk, Glimmersandstein, grüne Sandsteine und Quarzite, gelb anwitternden Fucoidenkalk und polygene Breccien. Da der Wildflysch des Niederurnertales und des Feldrederligrates zur Zeit der Moränenbildung ganz unter dem Eise verborgen lag, beweisen diese Vorkommnisse eine starke Aufarbeitung des Flyschuntergrundes durch den Gletscher.

In den Moränenaufschlüssen am Niederurnerbach und am Wege zwischen Morgenholz und Bodenberg sieht man ziemlich häufig Taveyannazsandsteingeschiebe und Stücke von Nummulitenkalk in der Ausbildung, in der diese Gesteine am Südabhang der Wagetenkette anstehend sind. Sie zeigen, dass ein kleiner Gletscherarm von Ober-Lochegg her durch die Lücke der «Hangeten» östlich vom Wagetengipfel ins Niederurnertal hinunterstieg.

Im «Buchwald» (1 km östlich von Morgenholz) entstand im September 1897 innerhalb der grossen Schuttmasse, die sich dort an die Wagetenkette anlehnt, eine umfangreiche Rutschung, die durch Entwässerung wieder zum Stehen gebracht werden konnte. Die Rutschmasse besteht aus eckigen oder kantengerundeten Gesteinssplittern und Blöcken und reichlichem Lehm. Obschon ich trotz der ausgedehnten Aufschlüsse keine gerundeten und deutlich gekritzten Geschiebe finden konnte, wird sie doch als Moräne betrachtet werden müssen, da darin nicht bloss Malm und Kreide des darüberliegenden Abhanges der Wagetenkette, sondern reichlich auch wieder die Sandsteine, Quarzite und Fucoidenkalke des Wildflysches vertreten sind.

Beim Eintritt in die Talstufe von Morgenholz überschreitet der Alpweg im Niveau von 980 bis 1030 m drei oder vier deutliche Endmoränenwälle. Die äussersten und höchsten Wälle lehnen sich südlich von den Alphütten an den Abhang der Wagetenkette an und biegen dann ostwärts in Form von konzentrischen Bogen gegen die Talmitte um. Das kleine Moränenamphitheater ist zu einem guten Teil schuld an dem Gefällsbruche, den der Niederurnerbach östlich von Morgenholz zeigt. Der steile Moränenhang, über den der Weg gegen Morgenholz hinaufsteigt, ist nichts anderes, als der äussere Abfall des Endmoränenbogens. Sein mittlerer und nördlicher Teil ist durch den Bach zerstört worden, und auch der äussere Abfall des noch erhaltenen Teiles ist durch Abrutschung und durch kleine Runsenzüge bereits stark angefressen. Auf der Nordseite des Baches, in der Gegend des Basler Ferienheims, wo wir den Übergang des Endmoränenbogens in die linksseitige Ufermoräne erwarten, finden sich auch grössere Moränenhaufen, aber keine deutlichen Wallformen mehr.

Die dicht aneinandergereihten Endmoränenwälle und die bedeutende Mächtigkeit des aufgehäuften Gletscherschuttes beweisen, dass das Ende des Niederurnergletschers während einer längern Periode in der Gegend von Morgenholz lag. Versuchen wir nach der von Brückner (**163**, p. 544 und 545) angegebenen Methode die Schneegrenze und damit auch das Gletscherstadium zu bestimmen, dem die Moränen von Morgenholz entsprechen.

Nach meiner Berechnung besass der Gletscher eine Gesamtoberfläche von $3{,}_{75}$ km². Nehmen wir mit Brückner an, dass der unterhalb der Schneegrenze liegende Teil der Gletscheroberfläche zu dem darübergelegenen Teil sich verhalte wie 1 : 3 bis 1 : 2, so finden wir die mit der Schneegrenze

identische Isohypse in zirka 1250 m Höhe, also 1150 m unter der heutigen Schneegrenze, die in jener Gegend, nach der Waldgrenze zu schliessen, in etwa 2400 m Höhe liegen würde. Da nun die Depression der Schneegrenze nicht viel geringer ist als während der Würmeiszeit, jedoch wesentlich grösser als während des Bühlstadiums, so fällt die Bildung der Endmoränen von Morgenholz wohl noch in die Haupt-Würmeiszeit. Sie bezeichnen wahrscheinlich einen längern Stillstand während des Rückzuges des Würmgletschers. Während des Bühlstadiums konnten sich an den Abhängen des Niederurnertales nur noch kleine Hängegletscher bilden, da damals die Schneegrenze bei zirka 1500 m lag und somit nur noch die obersten Teile der Wageten- und Hirzlikette in die Schneeregion hinaufragten. Während des Gschnitzstadiums (Schneegrenze bei zirka 1800 m) reichte der Köpfler gerade noch an die Schneegrenze heran, und während des Daunstadiums (Schneegrenze bei 2100 m) lag die ganze Umrahmung des Niederurnertales unterhalb der Schneegrenze; es blieb also während dieser beiden Stadien ganz von der Vergletscherung verschont.

2. Der Oberseetalgletscher.

Dieser bei Näfels in den Linthgletscher einmündende Gletscher besass sein Hauptnährgebiet am Nordabhang des Rautispitz, auf Rautialp und Lachenalp und wurde durch zwei linksseitige Nebengletscher verstärkt, durch den kleinen Ahornentalgletscher und den kräftigen Schwändital-gletscher. Die Eismassen haben bei ihrem Rückzuge im Grunde des Oberseetales und auf den flacheren Abhängen eine im allgemeinen wenig mächtige Moränendecke hinterlassen. Im vorderen Teile des Tales ist sie durch jüngere Bergsturzmassen verhüllt; einzig am Ostende des Tales, bei Brand, schaut sie in einer Schuttgrube am Wege mit gerundeten und gekritzten Kreidegeschieben unter dem Bergsturze hervor. Westlich vom Obersee überzieht der Gletscherschutt das Flyschgelände am Ausgange des Ahornentales und den Fuss der Abhänge der Rädertenkette bis gegen die Lachenalp hin mit einer welligen Decke, die auf Sulzalp nach oben hin ohne scharfe Grenze in die rezente Schutthalde übergeht. Neocomkieselkalk und Schrattenkalk sind die weitaus vorherrschenden Gesteine der Moräne. Gerundete und gekritzte Geschiebe finden sich in manchen Aufschlüssen, z. B. am Strässchen westlich vom Obersee, am Wege auf dem Westufer des von Bärensol kommenden Baches, in kleinen Rutschungen am Bache östlich von Kreuzegg. Die Moränendecke setzt sich von Oberseealp aus bis in den Hintergrund des Ahornentales fort, ist jedoch in seinem mittleren Teile grösstenteils durch einen alten Bergsturz überdeckt.

Eine dünne Grundmoränendecke mit Glaziallehm und gerundeten und geschrammten Geschieben ist oberhalb des Haslensees längs des ins Schwändital führenden Weges aufgeschlossen. Sie überkleidet auch den flachen, welligen Talboden auf der Nordseite des Baches zwischen Stutz und Twing und enthält hier ausser Kreidegesteinen nicht selten grüne Flysch- und Taveyannazsandsteine vom Südabhang der Wagetenkette. Beim Schulhause westlich von Stutz fallen eine Menge erratischer Schrattenkalkblöcke auf, die über die Grundmoräne und den anstehenden Seewerkalk zerstreut sind. Die mächtige Trümmerbildung, die westlich von Twing den Talgrund bedeckt, ist wahrscheinlich nicht Moräne, wie ich seinerzeit in der Bergsturzkarte (**357**) angegeben habe, sondern eher eine alte Bergsturzmasse (vgl. den Abschnitt Bergstürze). Bei den mittleren Häusern von Platte, im Niveau von 1130 m, liegen in einem Steinzaune viele Trümmer von grünem Flyschsandstein und ein kleiner Nummulitenkalkblock mit *Nummulina complanata*. Da bezeichnende Linthmoränengesteine, wie Quintnerkalk und Verrucano, völlig fehlen, müssen jene Gesteine vom Südabhange der Wagetenkette stammen. Sie beweisen im Vereine mit den Rundhöckerformen der Gegend von Platte und Brunnenberg und den zwischen sie eingebetteten kleinen Grundmoränenresten, dass der Gletscher des Schwänditales den Talgrund in einer Mächtigkeit von mehreren hundert Metern bedeckte. Zur Zeit des Gletschermaximums hing er nordöstlich von Sonnenalp über die Oberkante der «Marienwand» hinweg direkt mit dem Linthgletscher zusammen.

Wallmoränen sind im Oberseetale nur wenige zu beobachten. Ein deutlicher Seitenmoränenwall des Ahornentalgletschers lässt sich im Niveau von 1000—1050 m am Fusse des Brünnelistocks auf eine Länge von einigen hundert Metern verfolgen. Der bis 30 m hohe Wall besteht ganz aus Neocomkieselkalk und Schrattenkalk, den Gesteinen, welche die südliche Talwand des Ahornentales auf-

bauen. Sein Ende ragt noch in die Sohle des Oberseetales hinein und wird vom Oberseetalbach in einer schluchtartigen Rinne durchschnitten. Unter der Annahme, dass das Gletscherende in der Nähe lag, finden wir die diesem Gletscherstande entsprechende Schneegrenze in etwa 1400 m Höhe. Danach wurde jene Ufermoräne wahrscheinlich während einer Rückzugsphase der Würmvergletscherung oder während des Bühlstadiums abgelagert.

Der südliche Teil der Rautialp wird in der Umgebung der Alphütte und östlich davon von einer ausgedehnten hügeligen Schuttmasse bedeckt. Mit ihrem Reichtum an grossen Blöcken macht sie stellenweise den Eindruck eines alten Bergsturzes. Allein die bunte Mischung der Gesteinsarten, die Gliederung in deutliche, lang sich hinziehende Wälle und die nach Art der Lokalmoränen kantengerundeten Geschiebe in einem Aufschlusse in der Nähe der Hütten deuten darauf hin, dass es sich um die vom letzten am Wiggis liegenden Gletscher abgelagerten Obermoränen handelt. Da sich als Schneegrenze die Höhe von 1800—1900 m ergibt, wird jener kleine Gletscher dem Gschnitzstadium angehört haben. Gleichzeitig sind vielleicht auch die zwei oder drei parallel nebeneinanderliegenden kleinen Seitenmoränenwälle entstanden, die man zu hinterst im Oberseetale östlich von den Hütten von Lachenalp (1560 m) beobachtet.

3. Gletscher von Locheggalp bei Oberurnen.

In dem in Form einer steil aufsteigenden Terrasse westlich von Oberurnen an den Nordabhang der Risetenkette angelehnten Tälchen findet man zwischen Trogacker und Mittel-Lochegg eine kräftige Moränendecke mit einer Reihe von gut ausgeprägten Wallformen [1]), die auf selbständige, weder mit dem Niederurnergletscher noch mit den Eismassen des Oberseegebietes zusammenhängende Gletscherzungen schliessen lassen. Der tiefste Moränenwall zieht sich in der Höhe von 1070 m bei Trogacker [2]) als halbkreisförmige Endmoräne quer über den Terrassenboden. Mit seinem linken Ende hängen drei bis vier parallel verlaufende niedrige Seitenmoränenwälle zusammen. Sie lehnen sich zwischen 1150 und 1200 m an die rezente Schutthalde der Fridlispitz-Risetenkette an und bestehen, wie die Endmoräne ausschliesslich aus Gesteinen dieses Bergkammes, zum weitaus grössten Teil aus Schrattenkalk. Material und Lage der Moränenwälle beweisen, dass sie von einem kleinen Hängegletscher gebildet wurden, der südlich von Unter-Lochegg von der Riseten herabstieg. Die Wälle liegen wenig höher als diejenigen von Morgenholz im Niederurnertal und sind wahrscheinlich gleichzeitig mit jenen, während einer Rückzugsphase der Haupt-Würmvergletscherung, entstanden.

Südlich von den Hütten von Unter-Lochegg schwillt die Moränenmasse zu einem hohen rundlichen Hügel an (P. 1283 m von Blatt 249 des topographischen Atlas, 1 : 25,000). Er ist das untere Ende eines zweiten Systems von Moränenwällen. Sie lehnen sich zwischen 1300 und 1480 m als rechtsseitige Ufermoränen an die Schutthalde der Riseten an. Die drei äusseren Wälle biegen am untern Ende zu nahe hintereinanderliegenden, parallelen Stirnmoränen um. Als linke Ufermoräne kann der flache Wall betrachtet werden, der das Nordufer des Baches begleitet und an seinem obern Ende die untere Hütte von Mittel-Lochegg trägt. Die Wälle bestehen wie die vorher besprochenen ausschliesslich aus den Kreidegesteinen der Risetenkette. Sie verdanken ihre Entstehung einer schmalen Gletscherzunge, die sich bei Mittel-Lochegg an den obersten Teil des Risetengrates und an den Flyschrücken zwischen Mittel- und Ober-Lochegg anlehnte. Die zugehörige Schneegrenze muss zwischen 1400 und 1500 m gelegen haben; also dürfen wir diese Moränen als Zeugen des Bühlstadiums betrachten.

4. Der Wäggitalgletscher

hat während der Würmeiszeit im Hinterwäggital eine ähnliche Grundmoränendecke abgelagert, wie wir sie im Oberseetal angetroffen haben. In der Talsohle ist sie von rezenten Alluvionen überdeckt. Auf den untern Teilen der Abhänge bildet sie eine im allgemeinen dünne Decke, die sich, wo Auf-

[1]) Von diesen Moränenwällen ist auf der Geologischen Karte einzig die Endmoräne von Trogacker verzeichnet.

[2]) Für die Nomenklatur ist hier Blatt 249 des topographischen Atlas, 1 : 25,000, massgebend. In der Karte 1 : 50,000 ist die Namengebung durchaus falsch. Es sollte Tschingel durch Trogacker, Trogacker durch Unter-Lochegg, Unter-Lochegg durch Mittel-Lochegg ersetzt werden.

schlüsse fehlen, nicht scharf gegen den anstehenden Flysch abgrenzen lässt. Gute Aufschlüsse mit gekritzten Kreide- und Flyschgeschieben beobachtet man z. B. bei Säge im hinteren Teile des Tales, bei Brandhaltli und Gschwend, wo die Moräne zu ziemlicher Mächtigkeit anschwillt und in der Richtung des Abhanges fallende Wallformen zeigt, die aber wahrscheinlich blosse Erosionsformen sind. Echte Moränenwälle sind auch hier nur spärlich zu finden und auf das Gebiet der seitlichen Lokalgletscher beschränkt. Der vom Zindlenspitz, Brünnelistock und Hohfläsch durch das Tälchen von Aaberliboden herabsteigende Gletscher hat, wahrscheinlich während des Bühlstadiums, auf der Südseite der Talmündung eine deutliche Ufermoräne aufgeschüttet. Ein schöner grosser Endmoränenwall liegt auf der Rädertenalp östlich von der Lufthütte zwischen 1600 und 1700 m. Er bezeichnet das Ende eines kleinen Hängegletschers, der während des Gschnitzstadiums in der Nische zwischen dem Grat des Muttriberges und dem Hauptkamme der Rädertenkette lag.

Auf der Passhöhe von Schwarzenegg zwischen Hinterwäggital und Trebsental ist man überrascht durch den Anblick eines prachtvollen mächtigen Moränenwalles, der beim Eingang in die Bockmattlikehle in der Höhe von 1500 m von der Nordkante des Scheinberges ausstrahlt (Tafel 9, Figur 3). Er verdankt seine Entstehung einer kleinen Gletscherzunge, die aus jener scharf eingeschnittenen Kehle gegen den Hintergrund des Trebsentales herunterhing. Da die Schneegrenze damals oberhalb 1500 m, aber kaum höher als 1600 m lag, muss dieser Gletscher dem Bühlstadium zugerechnet werden.

Mächtige Moränenmassen liegen, grösstenteils schon ausserhalb unseres Kartengebietes, auf der Ostseite des Trebsentales auf Feldrederlialp. Sie bauen zwischen dem Feldrederligrat und dem Abhang des Schwantenwaldes ein über 1 km breites, welliges Plateau auf, in das die Seitenbäche des Trebsentalbaches 30—60 m tiefe, ganz in Moräne liegende Erosionstobel eingeschnitten haben. In den ausgedehnten Kahlanrissen sieht man vorwiegend eckigen Schutt, aber auch viele mehr oder weniger vollkommen gerundete und oft prachtvoll polierte und gekritzte Geschiebe. Der Gletscherschutt scheint zum grössten Teil aus dem hellgrauen Troskalk der Köpflerkette zu bestehen, enthält aber auch Schrattenkalk und sehr viele Flyschgesteine, namentlich grünlichgraue und dunkelgrüne Sandsteine aus dem Wildflysch. Im westlichen Teile des Plateaus, bei Schwanten, wird die Moräne oft von einer 1—2 m dicken Torfschicht bedeckt. Nördlich von den Hütten von Feldrederlialp (1285 m) sind dem Plateau zwei sehr schöne kleine Endmoränenwälle aufgesetzt. Sie sind wahrscheinlich während des Bühlstadiums von einer kleinen vom Köpfler heruntersteigenden Gletscherzunge abgesetzt worden, während die vorhin geschilderte Hauptmoränenmasse von Feldrederlialp während der Hauptphase der Würmvergletscherung entstanden sein muss.

5. Der Klöntalgletscher.

Im Klöntale vereinigten sich die Eismassen, die aus dem Rossmattertal und seinen Seitentälchen, vom Pragelpass und aus dem Tälchen von Längenegg-Deyenalp kamen. Im eigentlichen Klöntal finden wir wegen der Überschüttung der Talsohle mit Bergsturzmassen und der durch sie veranlassten Alluvionen und wegen der Steilheit der Talwände nur geringe Ablagerungen des mächtigen Gletschers. Ich habe früher (**155,** p. 52—58) die Grundmoränenreste beschrieben, die auf dem alten Glärnischbergsturze liegen, und dabei hervorgehoben, dass selbst die Moränen auf den an den Rand des Linthtales vorgeschobenen Bergsturzhügeln Bitziberg und Bergli vorwiegend aus Gesteinen des Klöntales bestehen. Mit Brückner (**163,** p. 634) halte ich es nicht für wahrscheinlich, dass die Moränen auf dem Sackberg-Hochwald vom Klöntalgletscher des Gschnitzstadiums abgesetzt worden sind, da er kaum so mächtig war, um den auf 1100 m sich erhebenden Hochwald übersteigen zu können. Noch weniger aber kann ich der Vermutung Brückners zustimmen, die Moräne möchte mit dem Bergsturz abgestürzt und dabei auf seine Oberfläche zu liegen gekommen sein. Ihre ziemlich grosse horizontale Verbreitung und ihre Lage zur Bergsturzmasse spricht dafür, dass sie sich auf primärer Lagerstätte befindet. In diesem Falle muss sie schon während des Bühlstadiums abgelagert worden sein.

Arnold Escher erwähnt schon 1846 (**20,** p. 79) den prachtvollen Moränenwall, der in der Höhe von 1100 m sich quer über das Ostende der Talstufe von Richisau legt. Er lässt sich über dem Timmer-

wald noch eine kurze Strecke in das Rossmattertal hinein verfolgen und erweist sich so als eine alte Ufermoräne des Rossmattertalgletschers. Er besteht vorwiegend aus eckigen Trümmern von Schrattenkalk, Seewerkalk und Neocomkieselkalk. Nördlich von der Richisauerstrasse, die in den ziemlich hart verkitteten Moränenschutt eingeschnitten ist, lässt sich die Wallform nicht mehr erkennen. Die Richisauer Klön hat den Wall in einer hübschen Schlucht durchschnitten, nachdem sie hinter ihm die kleine Geschiebeebene von Richisau aufgeschüttet hatte. Als der Wall sich bildete, muss das Gletscherende bei Vorauen im Klöntal bei zirka 850 m gelegen haben. Nach Brückners Berechnung (**163,** p. 635) lag die zugehörige Schneegrenze in etwa 1960 m Höhe, also 540 m unter der bei zirka 2500 m liegenden heutigen Schneegrenze. Die Moräne der Richisauer Schwammhöhe bezeichnet also wahrscheinlich das Gschnitzstadium des Klöntalgletschers.

In der Sohle des Rossmattertales finden sich spärliche Moränenreste auf Klönstalden und bei Käsern; dagegen treten grosse Moränenmassen im Hintergrunde des Tales auf. Sie überschütten die Steilstufe zwischen den Heuhütten von Käsern und der Alphütte Werben und bestehen hier grösstenteils aus requienienreichem Schrattenkalk, der vom Gipfel des Ruchen-Glärnisch und des Feuerberges stammt; dann überdecken sie den ganzen Abhang zwischen Werben und der Alphütte von Zeinen und reichen durch das Zeinentälchen bis nach Zeinenmatt hinauf. Nach Oberflächenform und Material erweisen sie sich hier als Ablagerung des Zeinengletschers, dessen Sammelgebiet das zwischen Rossstock, Rüchigrat und Gassenstock eingebettete Hochtal war. Der Gletscherschutt gliedert sich hier in ausgezeichnete Ufermoränenwälle. Zwei oder drei Wälle, die gegen Werben fächerförmig auseinandertreten, verschmelzen östlich von der Hütte von Zeinen zu einem einzigen Walle, der sich an den Abhang des Rossstocks anlehnt und sich bis zur Felsschwelle unterhalb Zeinenmatt verfolgen lässt. Dem durch diese rechtsseitigen Ufermoränen bezeichneten Gletscherstande entspricht auch eine linksseitige Moräne auf dem Bergrücken zwischen dem Zeinentälchen und der Talstufe von Dreckloch. Ein sehr deutlicher, niedriger Endmoränenwall quert das Tälchen in der Höhe von zirka 1650 m und schmiegt sich talaufwärts an die rechtsseitige Ufermoräne an. Eine zweite, etwas undeutliche Rückzugsmoräne sitzt bei 1830 m auf dem Valangienkalkriegel vor dem kleinen Zungenbecken von Zeinenmatt. Ein letztes Rückzugsstadium des Gletschers wird wahrscheinlich durch einen hinter dem Geschiebeboden von Zeinenmatt liegenden, fast ganz aus Malmblöcken gebildeten bogenförmigen Trümmerwall angedeutet.

Der Weg zwischen Zeinen und Werben verläuft eine Strecke weit auf dem Kamme eines grossen, gegen Werben absteigenden Moränenwalles, der die Mittelmoräne der beiden von Zeinen und Dreckloch herkommenden Eiszungen darstellt, da er neben reichlichem Malm und Öhrlikalk auch Schiltkalk und Dogger aus dem Gebiete von Braunalpeli enthält, während die rechtsseitigen Ufermoränen des Zeinengletschers nur aus Malm und unterer Kreide bestehen.

Wenn ich auch bei Werben und Käsern keine deutlichen Endmoränenwälle bemerkte, so erscheint es doch sicher, dass in dieser Gegend, also in etwa 1300 m Höhe, das Ende des Gletschers lag, als er die Seitenmoränen bei Zeinen absetzte. Da als Schneegrenze sich das Niveau von 2250 m bestimmen lässt, so müssen jene Moränen während des Daunstadiums entstanden sein, dessen Schneegrenze nach Brückner durchschnittlich 300 m tiefer lag als die gegenwärtige. Die Endmoränenwälle oberhalb Zeinen zeigen deutlich, dass der Rückzug des Gletschers nach diesem Stadium wiederholt durch einen längern Halt unterbrochen wurde.

Bildungen des Daunstadiums sind auch die beiden Seitenmoränenwälle, die südlich von der Hütte von Bächi vorbeistreichen, und die Moränendecke, mit der die ganze Terrasse von Bächi überschüttet ist. Aus der Lage der Moränenwälle geht hervor, dass damals der Glärnischfirn und die vom Radgrat heruntersteigende Eismasse sich auf dieser Terrasse vereinigten und über die darunterliegende Kieselkalkwand in den Zirkus von Werben hinunterstiegen.

Gleichen Alters sind wohl auch der aus groben Kieselkalk- und Öhrlikalkblöcken zusammengesetzte Moränenwall, der sich vom Ostende des Kratzerengrates bis gegen die Hütte Kaltbrünneli erstreckt, und die kleinen Moränenreste, mit denen der rundhöckrig abgeschliffene Neocomfels zwischen Kaltbrünneli und der Hütte von Dreckloch überstreut ist.

Eine sehr deutliche, auf der Nordseite in zwei dicht nebeneinander gereihte, parallele Wälle gegliederte alte Endmoräne des Glärnischfirns liegt auf der Terrasse südlich von der Glärnisch-Clubhütte. Ihr unterer Rand liegt bei 1920 m, während das heutige Gletscherende sich auf zirka 2200 m zurückgezogen hat. Eine Depression der Schneegrenze um weniger als 100 m würde den Glärnischfirn wieder bis zu jener Endmoräne vorrücken lassen. Sie ist daher vielleicht keine Rückzugsmoräne des Daunstadiums, sondern eine Bildung aus historischer Zeit. Für ihr jugendliches Alter sprechen auch ihr frisches Aussehen, der Umstand, dass sie auf der Südseite ohne Unterbruch in die rezente linksseitige Ufermoräne übergeht, und die ausgezeichnete Erhaltung der Gletscherschliffe auf den Drusbergschichten, die innerhalb des Moränenwalles unter dem Gletscherschutt hervortreten. Vielleicht gehört sie dem hohen Gletscherstande vom Anfange des 19. Jahrhunderts an. (Vgl. R. Streiff-Becker, **386**).

Im Gebiet von Längenegg und Deyenalp sowie im Tal Richisau-Pragelpass sind keine deutlichen Moränenwälle vorhanden, wohl aber ausgedehnte Schuttdecken, die wahrscheinlich Moränen sind, wenn man auch nur selten gerundete und gekritzte Geschiebe beobachtet. Eine solche Schuttdecke liegt auf den welligen Abhängen zwischen Hinter-Richisau, Saasalp und Schweinalp. Sie besteht fast ganz aus Neocom-Kieselkalk und Valangienkalktrümmern, also aus den auf der Nordseite des Tales anstehenden Gesteinen. Gekritzte und gerundete Geschiebe fand ich am Pragelpassweg dicht westlich von Hinter-Richisau und auf Schwamm am Abhang unter P. 1491 m.

6. Der Muotagletscher.

Zum Einzugsgebiet dieses grossen Gletschers, der bei Brunnen sich mit dem Reussgletscher vereinigte, gehört das ganze westlich der vom Pragelpass über Silbern und Pfannenstock zum Ortstock verlaufenden Wasserscheide und nördlich von der Ortstock-Märenbergkette liegende Gebiet im westlichen Teil der Glarnerkarte. Während des Maximums der Würmvergletscherung war diese gewaltige Fläche fast zusammenhängend mit Eis bedeckt, da sie, mit Ausnahme der Sohle des Bisistales, über der Schneegrenze lag. Doch sind in unserem Untersuchungsgebiete wahrscheinlich keine Moränen aus jener Zeit erhalten geblieben; die Moränen, die wir heute hier treffen, gehören wohl alle den Stadien der Post-Würmzeit an, während welcher der grosse Gletscher sich in selbständige Lokalgletscher auflöste.

Im mittleren Teile des Bisistales, der Hauptabflussrinne des Gletschers, treffen wir an mehreren Stellen wellig unebene, aus Malm, Dogger und Lias bestehende Schuttdecken, die wahrscheinlich am Ende des Bühlstadiums von dem zurückweichenden Gletscher abgelagert worden sind. Dazu gehört der mitten in der Talsohle liegende Schutthügel, auf dem die Kapelle und die Häuser von Dürrenboden stehen. Auf mächtige Moränenmassen stösst man dann im Hintergrunde des Tales südlich vom Geschiebeboden von Sahli. Fast zusammenhängend bedecken sie den welligen Boden des grossen Zirkus von Ruosalp, mit dem das Bisistal im S abschliesst. Entsprechend dem geologischen Bau desselben wiegt in den Moränen stets der Malm vor, während die Doggergesteine stark zurücktreten und der Lias fast fehlt. Schön polierte und gekritzte Geschiebe beobachtet man z. B. in den Anrissen über dem Südufer des Waldibaches westlich von der Hütte von Ruos (1500 m). An manchen Stellen erheben sich deutliche Wälle über die allgemeine Moränendecke. Drei gewaltige Wälle steigen zwischen den beiden grossen Quellbächen der Muota von der Ruosalp gegen Sahli hinunter als linksseitige Ufermoränen der Gletscherzunge, die hier einst in den Talboden hinunterhing. Zwei andere schöne Seitenmoränenwälle sitzen auf dem Steilbord, mit dem die Ruosalp gegen das Tälchen von Gwalpeten abfällt, und hinter den oberen Hütten von Ruosalp. Einige deutliche Endmoränenwälle liegen im westlichen Teil der Alp und in der Nähe der Hütten von Gwalpeten. Aus der Gruppierung der End- und Seitenmoränen geht hervor, dass der Gletscher beim Rückzuge sich in mehrere Zungen auflöste. Beim Maximum des Gletscherstandes, dem die Moränen von Ruosalp angehören, lag das Gletscherende wahrscheinlich bei Sahli, also in etwa 1160 m Höhe. Als zugehörige Schneegrenze ergibt sich das Niveau von 1900—2000 m. Wir dürfen somit diese Moränen als Ablagerungen des Gschnitzstadiums betrachten.

Die zwischen 1200 und 1400 m auf der rechten Seite des Bisistales liegenden, durch Felsglättungen und Rundhöcker ausgezeichneten Liasterrassen von Milchbühlen, Feldmoos, Zügnagel,

in den Bergen tragen eine ganze Anzahl sehr scharf modellierter Seitenmoränenwälle, die alle nordwestwärts gegen das Tal sich senken und so beim ersten Anblick als Ufermoränen des allmählich sich zurückziehenden Bisistalgletschers erscheinen. Sie sind aber eher Seitenmoränen der Gletscherzungen, die während des Gschnitzstadiums von den Hochflächen der Glattalp und der Karrenalp ins Bisistal hinunterstiegen. So sind gewiss die prachtvoll modellierten, amphitheatralisch übereinanderstehenden Moränenwälle bei Hochweid auf der Südseite des vom Melchberg herunterkommenden Baches nach Lage und Material — sie bestehen fast ganz aus Malm und enthalten nur sehr wenig Dogger — linksseitige Ufermoränen des zwischen Pfaff und Kupferberg heruntersteigenden Karrenalpgletschers. Als rechtsseitige Moränen desselben Gletschers dürfen wir die Moränenwälle beim Hause Giebel (1379 m) betrachten. Bei Schrund strahlt von der Kante des Kupferberges ein grösstenteils aus Malmtrümmern bestehender Seitenmoränenwall der Eiszunge aus, die zwischen Kupferberg und Geitenberg durch das Tälchen von Bärensol herabstieg.

In der schmalen Rinne des Melchtales zwischen der Kette des Kratzerengrates und dem Südrande des Silbernplateaus liegen zwischen 1620 und 1770 m in Abständen von je 200—300 m drei hübsche kleine halbkreisförmige Endmoränenwälle. Sie enthalten bloss Gesteine der beiden Wände des Tälchens, auf der Südseite nur Öhrlikalk des Kratzerengrates, auf der Nordseite nur Valangien und Neocom-Kieselkalk des Toralpgebietes und beweisen so, dass in dem engen Tälchen gegen Ende der Eiszeit, wahrscheinlich während des Gschnitzstadiums, eine selbständige Eiszunge lag.

In dem viel kräftiger eingeschnittenen Rätschtal findet man wohl Gletscherwirkungen in Form von Rundhöckern (auf den Zementsteinschichten westlich von den Hütten 1582 m) und schwachen Moränendecken, aber keine Moränenwälle. Ebenso entbehrt das vom Pragelpass herabsteigende Tal des Starzlenbaches, soweit es unserem Untersuchungsgebiete angehört, deutlicher Moränenbildungen.

Eine auffällige Erscheinung ist das fast vollkommene Fehlen von Moränen auf den gewaltigen Hochflächen des Silbern- und Karrenalpgebietes. Eine noch zum Einzugsgebiet des Klöntalgletschers gehörende ziemlich kräftige Moränenbildung am Nordfusse des Bietstocks, ein kleiner Grundmoränenrest mit gekritzten Geschieben auf der Glätte nördlich von der Hütte Erixmatt und zwei schöne konzentrische Endmoränenwälle bei den Alphütten von Geitenberg sind alles, was ich hier an Gletscherschutt auffinden konnte. Grössere Moränenmassen stellen sich erst westlich von Kreuzbühl auf der Westabdachung des Silbernplateaus ein.

7. Der Urnerbodengletscher.

Dieser Gletscher besass sein Hauptnährgebiet auf der Nordabdachung der Claridenkette; von dem Steilhang der Ortstock-Märenbergkette erhielt er nur relativ schwachen Zufluss. Auf ausgedehnte Moränen desselben stossen wir gleich beim Eintritt in das Tal, auf den steilen Terrassen der Fruttberge auf der Nordseite des Fätschbaches. Die wellige Moränendecke wurde hier beim Bau der Klausenstrasse (1895 m) an vielen Stellen angeschnitten. Die Aufschlüsse zeigten reichlichen Glaziallehm mit eckigen Trümmern und runden geschrammten Geschieben. Zwischen Hochritli und Oberberg wurde auf dem anstehenden Quintnerkalk der Griesstockdecke ein prachtvoller, mit Tausenden von fein gravierten Schrammen bedeckter Gletscherschliff blossgelegt. Die Moräne besteht grösstenteils aus den Malm-, Dogger- und Liasgesteinen der Ortstockkette; auffällig häufig sind auch die roten Schiefer und die Quarzitsandsteine der Quartenschiefergruppe, nicht selten, aber doch stark zurücktretend, die Kreide und Flyschgesteine der Claridenkette. Als mächtige wellige Schuttdecke dehnt sich die Moräne auf der Nordseite des Tales noch über die ganze Alp Unterfrittern aus, wobei sie jedoch mehr und mehr zur Obermoräne wird. Unmittelbar vor dem Eintritt der Strasse in den Urnerboden, an der Kantonsgrenze beim Scheidbächli, ist sie zum letztenmal in einer Kiesgrube aufgeschlossen, in der man alle Gesteine der beiden Talseiten von der Trias des Klausenpasses bis zum Taveyannazsandstein des Claridenstocks und eine Menge gut gerundeter und gekritzter Geschiebe beobachtet. Obschon weder hier noch auf den Fruttbergen deutliche Wallformen zu sehen sind, so scheint doch das Gletscherende längere Zeit in dieser Gegend gelegen zu haben. Die Moränen sind wahrscheinlich beim Rückzug des Gletschers nach dem Hochstande des Gschnitzstadiums abgelagert worden.

Die mächtige Schuttbildung, die auf der Südseite des Fätschbaches fast die ganze Kammeralp bedeckt, kann nicht als direkte Fortsetzung der Moränen der Fruttberge betrachtet werden, da sie ausschliesslich aus Troskalk, Kreide und Eocän des Kammerstockgipfels besteht und keine deutlich gerundeten und gekritzten Geschiebe zu enthalten scheint. Wenn sie trotzdem Moräne ist, wie ich annahm, muss sie Obermoräne eines Lokalgletschers sein, der einst in der Nische auf der Nordseite des Kammerstockgipfels lag.

Der 6 km lange Urnerboden wird ganz von postglazialen Schuttbildungen bedeckt. Erst an seinem Südende, zwischen Jägerbalm und Vorfrutt, treten wieder Moränen auf. Sie bilden den Boden des imposanten Zirkus der Klus und überdecken das Nordende der Malmwand, die westlich von Jägerbalm das Tal durchquert, in Gestalt einer etwa 10 m mächtigen Schuttmasse, in der viele gekritzte Geschiebe vorkommen und die mannigfaltigen Malm-, Kreide- und Flyschgesteine der Claridenkette vertreten sind, die Trias-, Lias- und Doggergesteine der nördlichen Talseite jedoch fehlen. Die Felsunterlage ist poliert und mit nach NE gerichteten Gletscherschrammen versehen. Diese Kritze und die Gesteinsarten beweisen, dass der Gletscher, der die Moräne absetzte, nicht vom Klausenpass, sondern vom Nordabhang des Claridenstocks herkam, an dessen Fuss heute noch der Claridengletscher liegt. Ein ziemlich kräftiger Moränenwall, den der Weg nach Alp Gemsfayer östlich von der Klus überschreitet, darf wohl als rechtsseitige Ufermoräne desselben Gletschers angesehen werden. Die Moränen von Jägerbalm und Klus müssen während des Daunstadiums gebildet worden sein. Die Schneegrenze lag damals im Claridengebiet zwischen 2300 und 2400 m, also so hoch, dass am Klausenpass kein Gletscher mehr sich bilden konnte.

Die rezenten Moränen des Claridengletschers liegen auf der breiten Terrasse oberhalb der Malmwand der Klus. Die flache Gletscherzunge ist völlig unter Obermoränenschutt begraben, und am äussern Rande, dicht über der Oberkante jener Malmwand, endigt das Schuttfeld mit mächtigen Stirnmoränen, die vielleicht beim hohen Gletscherstande zu Anfang des 19. Jahrhunderts entstanden sind. Mächtige rezente Moränenmassen mit schönen Seitenmoränenwällen schliessen sich auch an die beiden Gletscherzungen des Rotnossenfirns an. Sie gehen nach unten ohne scharfe Grenze in das grosse Trümmerfeld des Teufelsfriedhofs über, das sich nach NE noch weit in die Alp Gemsfayer hinein fortsetzt.

Alb. Heim (**70,** I. Bd., p. 332/333; **121,** p. 420) hat die Trümmermasse des Teufelsfriedhofs seinerzeit als Bergsturzablagerung betrachtet. Sie hat damit in der Tat grosse Ähnlichkeit. Sie stellt, namentlich im mittleren Teil, eine unregelmässige Folge von kleinen Hügeln und Vertiefungen dar, die oft völlig aus grossen, wirr durcheinandergeworfenen und aufeinandergetürmten Blöcken bestehen. Auch die Gesteinsarten des Schuttfeldes stehen mit jener Anschauung nicht im Widerspruch; es sind durchaus die Malm-, Kreide- und Eocängesteine, die im Gebiete des Rotnossenfirns anstehend sind. Ich fand im Trümmerfeld auch einen Rötidolomitblock; dagegen vermisste ich die Taveyannazsandsteine, die in den westwärts angrenzenden Moränen des Claridengletschers massenhaft vorkommen.

Mehrere Erscheinungen jedoch, so namentlich der kontinuierliche Zusammenhang mit den rezenten Moränen des Rotnossenfirns und des Claridenfirns, das Auftreten von Wallformen, die stark an echte Moränenwälle erinnern, sowie Lage und Umriss des ganzen Trümmerfeldes, bestimmten mich, die Trümmerbildung als Moräne aufzufassen. Wäre aus der Gegend des Rotnossenfirns ein grosser Bergsturz niedergegangen, so müsste er entweder mit scharfem Rande auf der Terrasse von Gemsfayer liegen geblieben oder in nordwestlicher Richtung über den steilen Abhang in den hintern Teil des Urnerbodens gestürzt sein. Statt dessen sehen wir das Schuttfeld sich auffällig weit nach NE ausdehnen und dort, wie auch im NW, auf dem steilen Abhange ohne scharfe Grenze allmählich endigen. Ich hebe noch hervor, dass im Trümmerfeld keine schwarmweise Gruppierung der Gesteinsarten, sondern eher eine bunte Mischung derselben zu beobachten ist, dass eine schuttkegelartige Anlehnung an den darüberstehenden Abhang fehlt, ferner dass in westwärts sich anschliessenden Moränen des Claridengletschers auch Stellen mit bergsturzartigem Blockwerk vorkommen. Auch das rings von den Trümmern umgebene Malm-Eocänfenster der Griesstockdecke im westlichen Teile des Teufelsfriedhofs scheint mir gegen die Auffassung desselben als einheitlicher grosser Berg-

sturz zu sprechen. Ich möchte also in den Schuttmassen des Teufelsfriedhofs und der Gemsfayeralp eher Moräne erblicken, die vom Rotnossenfirn am Ende der Eiszeit, vielleicht während des Daunstadiums, abgesetzt worden ist. Das Blockmeer des Teufelsfriedhofs mag zum Teil eine Folge von Felsstürzen sein, die auf den Gletscher niedergingen.

Erratische Bildungen finden sich auch auf der zwischen 1800 und 1900 m gelegenen Terrasse, die am Südabhang der Ortstock-Märenbergkette den Urnerboden seiner ganzen Länge nach begleitet. Auf dem Ortstafel von Oberfritternalp liegt stets ein sehr deutlicher, aus Malmtrümmern bestehender Moränenwall auf der aus Liassandkalk gebildeten Terrassenkante, die sich wallartig über die in Liasschiefer eingesenkte, rundhöckrig ausgeschliffene Terrassenmitte erhebt. Auf dem Rücken des Riedstöcklis sieht man zwei parallele, durch eine 10 m breite Sumpfwiese getrennte Wälle. Der innere derselben löst sich nordostwärts in mehrere terrassenförmig übereinanderstehende Wälle auf. Diese Erscheinungen beweisen, dass auf dieser Terrasse am Südostabhang des Ortstocks ein kräftiger Hängegletscher lag. Ein aus Malmblöcken bestehender Schuttwall sitzt auch zwischen Ortstafel und Sali am äusseren Terrassenrande, könnte aber hier auch als Lawinenmoräne gedeutet werden. Ein aus Malm und Schiltkalk gebildeter Moränenwall mit gut gerundeten Geschieben liegt am oberen Rande der Nische, durch welche man vom Urnerboden auf die Alp Zingel hinaufsteigt. Endlich findet man auf der Terrasse von Firnen zwei hübsche Wälle als Seitenmoränen einer Eiszunge, die einst vom Firnerloch herunterstieg. Ob diese Moränen dem Daunstadium oder vielleicht noch dem Gschnitzstadium angehören, kann ich nicht entscheiden.

8. Lokalgletscher auf der Ostseite der Glärnisch-Ortstockkette.

Die Terrassen auf der Ostabdachung der Glärnisch-Ortstockkette, deren höchste heute noch kleine Hängegletscher tragen, waren in der Diluvialzeit die Sammelgebiete und Abflussbetten breiter Eisströme, die mit dem Linthgletscher zusammenhingen. Davon legen die Moränen Zeugnis ab, mit denen alle diese Terrassen überschüttet sind.

a) **Der Braunwaldgletscher.** In der Geologischen Karte der Glarneralpen ist die Schuttdecke, welche die ganze etwa 5 km² grosse Terrasse von Braunwald bedeckt, als Moräne eingetragen. Bei neuen Begehungen dieses Gebietes bin ich jedoch zur Ansicht gekommen, dass die Hauptmasse dieser Schuttbildung ein grosser diluvialer Bergsturz ist, der eine lückenhafte und im allgemeinen wenig mächtige Moränendecke trägt. Moräne und Bergsturz lassen sich nicht scharf gegeneinander abgrenzen, da beide Bildungen aus denselben Gesteinsarten bestehen und zur Feststellung der Moränendecke bloss die spärlichen künstlichen Aufschlüsse benutzt werden können. Sie scheint namentlich den mittleren Teil von Braunwald, das Gebiet zwischen der Station der Drahtseilbahn, den grossen Hotels, dem Schulhaus und den Häusern von Strick zu bedecken. Bei Weganlagen und den Fundamentgrabungen für die Hotels und Chalets, die hier in den letzten Jahren entstanden sind, trat stets eine Moränendecke zutage, bestehend aus lehmiger Erde, Bruchstücken von Lias und Dogger und schlecht gerundeten, oft vorzüglich polierten und gekritzten Malmgeschieben. Typische Moräne mit gekritzten Malmgeschieben wurde im Jahr 1930 auch durch die Grabarbeiten für die Wasserversorgung von Braunwald am Fusse des Kneugrates westlich von Ohren und bei der Reservoirbaute östlich von den Sennhütten von Braunwaldalp Unterstafel aufgeschlossen. Auch im südlichsten Teil von Braunwald, zwischen Stachlen und Walchen, konnte ich die Moräne feststellen. Sie bildet auch eine zusammenhängende Decke am Abhang zwischen der Terrasse von Nussbühl und dem Zillibach. Deutliche Moränenwälle lassen sich nicht beobachten; einzig auf der Bergkante nördlich von Nussbühl bildet die Moräne eine wallartige Erhebung, die vielleicht als ein Seitenmoränenwall gedeutet werden kann.

Im Moränenmaterial fehlen sowohl die kristallinen Gesteine des Tödigebietes als auch die Kreide- und Flyschgesteine der Claridenkette völlig. Die Moräne enthält ausschliesslich Lias, Dogger, Schiltkalk und Quintnerkalk, also die Gesteine des Ortstock-Karrenalpgebietes, und im untersten Teil von Braunwald hie und da noch etwas Quartenschiefer aus der hier durchziehenden Trias zwischen der obern Braunwalder Zwischendecke und der Axendecke. Die Moräne ist also eine reine Lokal-

moräne, abgelagert von dem Gletscher, der einst von der Karrenalp und aus der Nische zwischen dem Ortstock und dem hohen Turm herunterstieg.

Als Moräne darf auch die aus vorwiegend eckigen Malmtrümmern bestehende Schuttdecke angesehen werden, die grosse Teile der Terrasse von Brächalp Oberstafel bedeckt. An ihrem Südrande liegen in 1635 m Höhe zwei kleine Endmoränenwälle; sie deuten zwei Lappen der Gletscherzunge an, die zwischen dem Hohen Turm und dem Ortstock herabstieg, und umrahmen zwei Miniatur-Zungenbecken, die jetzt von dem kleinen Brächseeli und einem flachen Bachschuttkegel ausgefüllt sind. Ein noch jüngeres Stadium desselben Gletschers bezeichnet der kleine Endmoränenwall, der das Zungenbecken von Lauchboden am Ostfusse des Hohen Turms umsäumt. Einen letzten Rest dieses Gletschers stellt das kleine in der Karte verzeichnete Firnfeld in der Furkel zwischen dem Hohen Turm und dem Ortstock dar.

Die Endmoränen von Lauchboden und Brächseeli entsprechen zwei Phasen des Daunstadiums, während die Moränen von Braunwald wahrscheinlich während des Gschnitzstadiums abgelagert wurden. Jedenfalls war während des letztern Braunwald noch von dem grossen Gletscher der Karrenalp bedeckt, da damals das ganze Plateau oberhalb der Brächalp in der Schneeregion lag.

b) **Der Bösbächi-Oberblegigletscher.** Die Moränen von Braunwald stehen am Nordabhang des Kneugrates mit denjenigen auf Bösbächialp, auf Oberblegi und im Luchsingertobel im Zusammenhang. Letztere sind Ablagerungen eines Gletschers, dessen Nährgebiet im Hintergrunde des Bösbächitales an den steilen Hängen des Bösen Faulen und des Ruchigrates, besonders aber auf dem Plateau am Südabhang des Bächistocks und auf den Felsbändern am Südostabsturz des Hintern Glärnisch lag, wo heute noch der ziemlich ausgedehnte Bächifirn und die Eismassen des «oberen Firnbandes» liegen. Als dieser Gletscher während eines letzten Hochstandes bei Luchsingen und Leuggelbach mit dem Linthgletscher verschmolz, entstanden die Moränen auf der Terrasse von Rütenen und Zetenris, auf Tschingel und Bodenberg und auf den Schlattbergen westlich von Luchsingen. An letzterem Orte und auf dem Abhange auf der Südseite des Luchsingertobels muss die Moränendecke mindestens 10—20 m mächtig sein, da manche tiefe Runseneinschnitte ganz in Moräne liegen. Sie enthält nur Malm, Dogger und Lias, also die Gesteine der Umrahmung des Bösbächitales. Im untersten Teile der Schlattberge, am Abhang oberhalb Adlenbach, beobachtet man bis in die Höhe von 150 m über der Talsohle nicht selten Flyschsandsteine und vereinzelte Verrucanostücke, ein Beweis, dass hier Material des Linthgletschers sich der Lokalmoräne beizumengen beginnt. Eine orographisch bemerkbare Grenze zwischen Linth- und Lokalmoräne ist jedoch nicht vorhanden.

Oberhalb des eigentlichen Luchsingertobels, von zirka 1100 m an, wird die Moränendecke noch mächtiger, und es beginnen deutliche Moränenwälle aufzutreten. Ihre Gruppierung lässt erkennen, dass die Eismassen bei ihrem Rückzuge in zwei getrennte Gletscherzungen, in den Bösbächigletscher und den Oberblegigletscher, sich teilten. Zum Ablagerungsgebiet des erstern dürfen wir die beiden langen Seitenmoränenwälle zählen, die südlich von Brüggli in der Höhe von 1050 bis 1260 m zu beiden Seiten des Luchsingerbaches liegen. Beim Eintritt in die Talstufe von Bösbächialp Mittelstafel (1371 m) werden wir durch den Anblick der prachtvollsten alten Moränenwälle überrascht, die sich in den Glarneralpen auffinden lassen. Zwei vorzüglich erhaltene Seitenmoränenwälle lehnen sich in 1550—1650 m Höhe an die Felsen der beiden Talwände an, ziehen dann mit etwa 17 $^0/_{00}$ Gefälle parallel zum Bösbächibach $1{,}_8$ km talauswärts und vereinigen sich dicht unterhalb der Alphütten zu einem Endmoränenbogen, der vom Bache in einer schmalen Rinne durchbrochen wird. Der nördliche Wall gliedert sich in einen höhern äussern und einen niedrigeren inneren Wall; auf der Südseite ist nur ein einziger, oben mit scharfem Kamme endigender Wall von etwa 60 m Höhe und mit ausgezeichnet regelmässigem innerem Steilabfall vorhanden. Der Talgrund wird durch die beiden mächtigen Moränenwälle in drei parallele Tälchen zerlegt, von denen jedes von einem Bache durchflossen wird. Das mittlere derselben stellt das Zungenbecken des schmalen alten Eisstromes dar.

Wandern wir von den Hütten von Bösbächi über den nördlichen Moränenwall gegen den Oberblegisee hinüber, so finden wir die schmale Verbindungsterrasse am Ostfusse des First ebenfalls mit mächtigen Moränen überschüttet. Sie gliedern sich in kurze Wälle, die unter den Schutthalden

am Fusse des First hervorwachsen und über dem anstehenden Lias am Ostrande der Terrasse abbrechen. Man kann die beiden ersten als ältere Seitenmoränen des Bösbächigletschers, den dritten und höchst gelegenen als Mittelmoräne zwischen Bösbächigletscher und Oberblegigletscher deuten. Darauf folgt nun ein System von drei grössern und drei kleinern, nordwärts an Höhe abnehmenden Wällen, die sich in schön geschwungenem Bogen um das Südende des Oberblegisees herumschlingen und so ein hübsches Moränenamphitheater aufbauen. Während die äusseren Wälle an der Ostkante der Terrasse abbrechen, setzt sich der innerste Wall auf dem Ostufer des Sees noch eine Strecke weit als Seitenmoräne fort. Prachtvolle Gletscherwirkungen zeigt auch der anstehende Lias auf der Ostseite des Sees, besonders in der Nähe der Hütte Rietlen. Die Felsbänke sind hier, besonders auf der Stossseite des Gletschers, gerundet und geglättet, und in den Hohlformen zwischen den Rundbuckeln und dem innersten Moränenwall liegen auf dünner Grundmoränenschicht schmale Torfwiesenstreifen. Gegenüber der Hütte Rietlen fand ich am 22. November 1898 bei niedrigem Seestande den gerundeten Fels am Ostufer etwa 2 m unter dem Sommerwasserstande ausgezeichnet poliert und völlig bedeckt von scharf gravierten NS verlaufenden Gletscherschrammen und mit gekritzten Geschieben bestreut.

Dass wir uns hier im Ablagerungsgebiet eines Gletschers befinden, der vom Glärnisch herabstieg und durch die Talmulde von Oberblegi südwärts floss, geht nicht nur aus der Form der Moränenwälle und der Richtung der Gletscherschrammen, sondern auch aus dem Material der Moränen hervor. Neben Malmkalk sind darin Öhrlikalk, Neocom-Kieselkalk und Schrattenkalk aus dem Gipfelgebiet des Glärnisch reichlich vertreten.

Das Talbecken von Oberblegi wird auch auf der Ostseite von einem System von Moränenwällen eingerahmt. Es beginnt auf der Bergrippe zwischen Oberblegi und Oberguppen etwa 200 m über der Talsohle mit einem deutlichen Seitenmoränenwall und setzt sich dann auf dem Westabhange des Leuggelstocks und auf dem flachen Rücken des Weissgand fort. Die beiden übereinanderstehenden Wälle, die sich hier anfänglich unterscheiden lassen, lösen sich nach S in eine ganze Schar paralleler Wälle auf. Östlich von Rietlen biegen sie nach SE um und steigen über den niedrigen Liashang nach Oberblegi Unterstafel hinunter. Der äusserste dieser Seitenmoränenwälle schwillt zwischen Bärensol und Zeferzaun zu einem förmlichen Hügelzuge an und bricht dann über dem gegen das Luchsingertobel abfallenden Steilhange ab (Tafel 16, Figur 1).

Etwa 200 m hinter dem Oberblegisee liegt mitten im ebenen Geschiebeboden ein etwa 100 m breiter Steinwall, der fast ganz aus grossen eckigen Malmblöcken besteht und noch mindestens 50 m an den Liashang des Weissgand bis zu den dort liegenden Seitenmoränen hinaufreicht. Nach W taucht das Blockwerk unter die Bachalluvion unter. Es macht durchaus den Eindruck eines nach Ablagerung der Moränen vom Glärnisch niedergegangenen und auf der Ostseite des Tales aufgebrandeten Felssturzes. Ich habe jedoch Bedenken getragen, dasselbe als Felssturz in die Karte einzutragen, weil keine Verbindung mit dem Glärnischabhang sichtbar ist und weil mir die starke Aufbrandung eines so kleinen Felssturzes am Ostrande des ziemlich breiten Tales fast unmöglich schien. Die Lage des Trümmerhaufens liesse sich vielleicht durch die Annahme erklären, er sei abgestürzt, als noch eine Eiszunge im Oberblegitale und eine Schneehalde am Glärnischfuss lag.

Nach Brückners Berechnung (**163,** p. 634) gehören die Endmoränen von Bösbächi zum Gschnitzstadium, diejenigen von Oberblegi zum Daunstadium. Ich halte es jedoch für wahrscheinlicher, dass alle die geschilderten Moränenwälle westlich von Luchsingen Bildungen einer und derselben Vergletscherungsperiode, und zwar des Gschnitzstadiums, sind. Der lange Seitenmoränenwall Leuggelstock-Weissgand-Bärensol entstand wohl während des höchsten Gletscherstandes dieses Stadiums oder während eines längern Haltes auf dem Gletscherrückzuge, als die Eismassen von Bösbächi und Oberblegi noch zu einem einheitlichen Gletscher verschmolzen waren. Die Endmoränen auf Bösbächi Mittelstafel und das etwa 100 m höher liegende Moränen-Amphitheater am Oberblegisee sind später wahrscheinlich gleichzeitig während eines längern Stillstandes der beiden getrennten Gletscherzungen entstanden.

Der in zirka 1870 m Höhe im hintersten Teile des Bösbächitales liegende kleine Endmoränenwall bezeichnet vielleicht das Gletscherende während des Daunstadiums.

c) **Der Nidfurnergletscher.** Während die oben geschilderten Moränen sich bildeten, stieg auch vom Vrenelisgärtli her ein Gletscher durch die Nische nördlich vom «Nidfurner Turm» über die Terrassen von Heuberge und Oberguppen gegen Nidfurn hinunter. Ihm verdanken die beiden schönen Seitenmoränenwälle ihre Entstehung, die in der Höhe von 850—900 m westlich über Nidfurn das muldenförmige Tälchen von Dohlenberg einfassen. Sie erheben sich 20—30 m hoch über jene Mulde und bestehen ausschliesslich aus den am Glärnischabhang anstehenden Gesteinen. Ihre Enden brechen in einem Abstande von etwa 400 m an der oberen Kante des gegen Nidfurn abfallenden Steilhanges ab. Die Gletscherzunge endigte also nicht auf der Terrasse von Dohlenberg, als sie die beiden Moränenwälle absetzte, sondern hing über jene Kante hinweg noch mit dem Linthgletscher zusammen, dessen Oberfläche damals — wahrscheinlich während des Gschnitzstadiums — bei Nidfurn in etwa 700 m Höhe gelegen haben mag.

Hübsche kleine Moränenwälle desselben Gletschers liegen bei 1530 m auf dem rundhöckrig abgeriebenen Liasfels am Aussenrand der Terrasse von Oberguppen. Sie schliessen sich auf dem Südostufer des kleinen Guppenseelis zu einem unregelmässigen Endmoränenbogen zusammen. Ob er gleichzeitig mit den Moränen am Oberblegisee entstanden ist oder dem Daunstadium angehört, kann ich nicht entscheiden.

d) **Der Guppengletscher.** Die grosse Nische am Ostabhang des Vrenelisgärtlis, die das Einzugsgebiet der Guppenrunse bildet, ist erst gegen das Ende der Eiszeit als Abrissnische des grossen Bergsturzes von Glärnisch-Guppen entstanden. Von ihrer Vergletscherung während des Gschnitzstadiums legt der früher schon (**155,** p. 145/146) beschriebene grosse Seitenmoränenwall von Mittelguppen Zeugnis ab. Der Gletscher scheint damals bis nach Schwändi hinunter gereicht zu haben, da die Moränendecke, die dort auf dem Bergsturze liegt, keine Gesteine des Glarner Hinterlandes, sondern bloss solche aus der Guppennische enthält.

9. Gletscher auf der Ostabdachung der Claridenkette.

Bei Käsboden auf dem nördlichen Teil der Terrasse von Altenoren überschreitet der Alpweg zwei stufenförmig übereinanderliegende Moränenwälle, die sich etwa 50 m über die Sohle des Schreienbaches erheben. Es sind rechtsseitige Ufermoränen eines Gletschers, dessen Nährgebiet der mächtige in den Gemsfayrenstock eingeschnittene Zirkus bildete, mit dem das Tal der Fisetenalp im W abschliesst. Form und Lage der Moränen beweisen, dass während ihrer Bildung der Gletscher auch noch die Terrasse von Brücklis bedeckte und östlich davon mit dem Linthgletscher zusammenhing, dessen Oberfläche dort in ungefähr 1200 m Höhe gelegen haben mag. Die Moränen dürfen wahrscheinlich dem Gschnitzstadium zugerechnet werden. Bei ihrem Rückzuge lagerte die Gletscherzunge die flachwelligen Schutthügel ab, die oberhalb 1600 m den Talgrund von Fisetenalp und die Terrasse von Sulz südlich vom Fisetenpass bedecken. Eine auf dem Südufer des Baches bei zirka 1750 m liegende Wallform stellt entweder eine Rückzugsmoräne des Gschnitzstadiums oder die Endmoräne des Daunstadiums dar.

Am untern Ende der Schutthalde, die sich an den Nordostfuss des Rotstocks anlehnt, liegt der deutliche Endmoränenwall einer selbständigen kleinen Gletscherzunge, die während des Daunstadiums von jenem Gipfel herabstieg (Tafel 20, Figur 2).

Am Südende der Altenorenterrasse liegen zu beiden Seiten des Wallenbaches zwischen 1350 und 1500 m zwei schöne Seitenmoränen der östlichen Zunge des Claridenfirns, die heute schon in 2400 m Höhe nördlich von der Claridenhütte endigt. Der nördliche der beiden Wälle verzweigt sich auf der Terrasse von Kinzen in einige kleinere unregelmässige Wälle, die nordwärts umbiegen, entsprechend der Umbiegung des Gletschers, der hier sich mit dem von der Sandalp herkommenden Linthgletscher vereinigte. Die Moränenwälle sind wahrscheinlich gleich alt wie die Seitenmoräne am Ausgange des Fisetenalptales.

10. Die Rückzugsmoränen des Linthgletschers im Sandalpgebiet.

Nach dem Gschnitzstadium sank der Linthgletscher zur Grösse eines blossen Lokalgletschers herunter. Er hinterliess bei seinem Rückzuge südlich vom Talabschluss beim Thierfehd nur ver-

hältnismässig geringe Spuren. Eine dünne Moränendecke und vereinzelte erratische Blöcke liegen auf der schmalen Terrasse am Wege nach der Pantenbrücke und auf der Ülialp. Zu etwas grösserer Mächtigkeit schwillt die Moräne südlich von der Vereinigung von Sandbach und Limmernbach an, ohne jedoch Wallformen zu bilden. Eine kleine Strecke nördlich von jener Stelle führt der Weg durch eine in anstehenden Malm eingeschnittene, mit Grundmoräne ausgefüllte kleine Schlucht. Offenbar hat hier der Gletscher bei einem kurzen Vorstosse ein altes Linthbett mit Moräne verschüttet. Nach dem Gletscherrückzuge grub sich dann die Linth wenige Meter westlich davon im anstehenden Malm eine neue enge Erosionskesselrinne.

Moränenwälle treffen wir erst ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes am Südende der Geschiebeebene von Hintersand. Es liegen dort dicht westlich von der Vereinigung von Bifertenbach und Oberstafelbach zwischen 1320 und 1380 m zwei deutliche Endmoränenwälle des Gletschers, der von Obersand herabstieg. Diese schon von Alb. Heim auf Blatt XIV der Geologischen Karte der Schweiz angedeuteten Wälle bezeichnen nach Brückner (**163,** p. 635) das Daunstadium des Sandalpgletschers. Aus jüngerer Zeit stammen jedenfalls die bei 1570 m und 1650 m liegenden sehr deutlichen Endmoränenwälle des Bifertengletschers.

11. Der Limmerngletscher.

Dieser Gletscher, der sich südlich vom Thierfehd mit dem Linthgletscher als mächtiger Eisstrom vereinigte, hat innerhalb unseres Kartengebietes nur geringe Ablagerungen hinterlassen. Auf dem grossen Plateau der Muttenalp, das zu seinem Nährgebiete gehörte, finden wir prachtvolle Gletscherwirkungen auf dem anstehenden Fels in Gestalt von Rundhöckern und Gletscherschliffen; das Erratikum jedoch beschränkt sich auf über den anstehenden Nummulitenfels zerstreute grüne Flyschsandsteinblöcke und eine zusammenhängende Moränenmasse, die in Gestalt zweier flacher Wälle auf dem nordwestlichen Teil des Plateaus liegt. Da das zwischen 2450 und 2550 m gelegene Plateau während des Daunstadiums noch einmal vollständig von Eis bedeckt wurde, dürfen wir die Bildung jenes Gletscherschuttes wohl in diese Eisperiode verlegen.

Der gegen das Linthtal abfallende gewaltige Steilhang der Nüschengruppe war zur Ablagerung von Moränen wenig geeignet. Deutliche Moränendecken mit unvollkommen gerundeten und geschrammten Flyschsandsteingeschieben findet man dort bloss auf der Terrasse von Unter-Baumgartenalp und bei P. 1310 m am Wege zwischen Baumgartenalp und Pantenbrücke.

12. Der Gletscher von Gutbächialp,

dessen Sammelgebiet am Nordabhang des Vorstegstocks und am Bächikamm lag, hat während des Gschnitzstadiums auf dem linken Ufer des Bachtobels oberhalb Eggli zwischen 1100 und 1300 m einen deutlichen Seitenmoränenwall und höher oben auf dem linksseitigen Abhang bis nach Mittelstafel hinauf eine Moränendecke abgelagert.

13. Der Durnachtalgletscher.

Eine ziemlich ausgedehnte Moränenablagerung dieses Gletschers finden wir über dem Ausgange des Tales auf der Terrasse von Restiberg zwischen 890 und 1150 m. Bei den Häusern von Restiberg erkennt man an ihrer Oberfläche zwei übereinanderstehende, talauswärts fallende Kanten, die wie die etwas verwaschenen Kämme zweier Seitenmoränenwälle aussehen. Jedenfalls deuten sie zwei ungleiche Höhen der Eisoberfläche an. Zur Zeit ihrer Entstehung muss der Durnachtalgletscher noch in den Linthgletscher eingemündet haben. Eine mächtige Moränenmasse, in welche der Durnagelbach sich 30—50 m tief eingeschnitten hat, ohne das Anstehende blosszulegen, bedeckt die Sohle des mittleren Durnachtales zwischen Berg und Unterstafel. Im Moränenschutte bemerkt man neben grünem Flyschsandstein viele vom Hausstock stammende rote und grüne glänzende Verrucanoschiefertrümmer. Grosse Blöcke dieses Gesteins liegen dicht nördlich von der Hütte von Langenstafel. Gut ausgebildete Wallformen fehlen; jedoch bilden die Moränen bei Berg (1241 m) ziemlich grosse unregelmässige Hügel, aus denen geschlossen werden darf, dass das Gletscherende längere Zeit in dieser Gegend

verweilte. Diese Moränen müssen dem Gschnitzstadium zugerechnet werden. Ob auch diejenigen von Restiberg ihm zugehören oder schon während des Bühlstadiums abgesetzt worden sind, soll dahingestellt bleiben.

In dem gewaltigen Gletscherkar von Hintersulz liegt westlich von dem hohen rezenten Moränenwall des Hintersulzgletschers eine wellige Moränendecke, unter der glazial geschliffene Nummulitenbänke hervorschauen. Vielleicht ist sie während des Daunstadiums entstanden; Endmoränenwälle desselben sind jedoch nicht zu sehen.

Alten Gletscherschutt findet man auch in der Höhe auf den Abhängen des Durnachtales, besonders auf der rechten Talseite. So führt der Richetlipassweg zwischen Trittbödeli und «im Alten» zwischen 1700 und 2100 m über eine von Runsen tief durchfurchte Schuttdecke, die sich durch das Vorkommen vieler unvollkommen gerundeter und geschrammter Flyschsandsteingeschiebe als Moräne erweist. Sie ist wahrscheinlich während des Daunstadiums von einem vom Leiterberg herabsteigenden Hängegletscher abgelagert worden.

14. Der Diestalgletscher.

Der Kärpfstock, an dem heute nur noch einige kleine Firnfelder kleben, bildete während der Eiszeit ein Vergletscherungszentrum, von dem strahlenförmig nach allen Richtungen Eisströme ausgingen. Einer derselben, der Diestalgletscher, floss auf seiner Westabdachung in zwei durch den Siwellengrat getrennten Betten zum Linthgletscher hinunter. Das tief eingeschnittene südliche der beiden Diestäler weist verhältnismässig wenig Gletscherschutt auf, obschon es die Hauptgletscherrinne darstellte. Die stärkste Moränenablagerung liegt dort in der Umgebung der Hütte von Bodmen (1381 m) in Form einer wellig-hügeligen Moränendecke. Moräne mit gekritzten Geschieben bedeckt ferner am vorderen Ende des Tales die Terrasse von Alpeli und Niederenberg und bildet hier, dicht unter der Hütte von Alpeli (1013 m) einen deutlichen Endmoränenwall.

Viel ausgedehnter ist die Moränendecke im nördlichen Zweige des Diestales. Sie überkleidet den Talboden von Altstafel und die unteren Teile der beidseitigen Abhänge mit einer mächtigen Schuttschicht und steigt über den Steilhang nördlich vom Übelbach bis auf die Terrassen von Eggberg und Salzbühl hinunter. Zwei niedrige Endmoränenwälle, zwischen denen kleine Sumpfböden sich ausbreiten, queren den Talboden bei den Hütten von Altstafel (1549 m) und setzen sich auf der Nordseite noch eine Strecke weit taleinwärts als Seitenmoränen fort. Als Moränenmaterial herrscht im nördlichen Diestal der Verrucano, im südlichen der Flyschsandstein vor. An beiden Orten fallen daneben noch viele Trümmer von Rötidolomit, Quartenschiefer und Lochseitenkalk aus der Gegend von Steinstoss und Wigboden auf.

Die Endmoränen von Alpeli und Altstafel lassen die Schneegrenze in etwa 2000 m Höhe voraussetzen und müssen daher dem Gschnitzstadium angehören. Demselben Stadium darf auch die Seitenmoräne zugerechnet werden, die der Weg zwischen Altstafel und Türchlen südlich von P. 1767 m überschreitet, während die schöne Seitenmoräne südlich von der Hütte von Türchlen (1780 m) einer Rückzugsphase dieses Stadiums angehört. Höher oben, auf den rundhöckrig modellierten alten Gletscherböden auf der Westabdachung des Kärpfstocks finden wir bloss einige kleine Endmoränenwälle als Zeugen des Daunstadiums. Dazu gehören ein kleiner Endmoränenbogen bei 2150 m am Südostrande der Kühtalmatt, abgelagert von einer Eiszunge, die vom Hahnenstock herabstieg; ferner etwa drei stufenförmig übereinanderliegende Endmoränenwälle, welche die kleinen Engiseen umrahmen, und ein kleiner, etwas tiefer unten bei 1900 westlich von der Hütte Engi liegender Moränenbogen.

15. Der Niederentalgletscher.

Dieser weitaus grösste Gletscher des Kärpfgebietes floss durch das Niederental und das Tal des Auerenbaches gegen Schwanden hinaus, um sich dort mit Sernf- und Linthgletscher zu vereinigen. Die Rundhöckerformen, die in der Schönaukette und am Matzlenstock und Sonnenberg über die Gipfel hinweggreifen und selbst in der Gandstockkette bis auf die Kammlinie hinaufreichen, erinnern daran, dass während der Hauptwürmeiszeit und noch während des Bühlstadiums das ganze Gebiet von

Schnee und Eis bedeckt war. Während des Gschnitzstadiums dagegen, als die Schneegrenze bei zirka 2000 m lag, wurden der Scheitel der Schönaukette und des Matzlenstocks eisfrei. Aus dieser Zeit stammen wahrscheinlich die Moränenmassen, die die Abhänge des Auernbachtales und den Ausgang des Niederentales mit einem dicken Schuttmantel bekleiden. Sie reicht an letzterem Orte über dem rechten Ufer des Niederenbaches etwa 250 m hoch an den Abhang des Gandstocks hinauf und ist durch massenhafte, zum Teil gut geschrammte Geschiebe ausgezeichnet, unter denen neben dem vorwiegenden Verrucano auch viele Flyschsandsteine und Melaphyre vorkommen. Im Auernbachtale ist bei der Einförmigkeit des Gesteinsmaterials und dem Mangel von Aufschlüssen eine scharfe Abgrenzung von Moräne und Gehängeschutt oft unmöglich. Wallformen fehlen in diesem Gebiete fast ganz; einzig östlich von Niederenstafel stösst man am Wege nach Schwamm etwa 250 m über der Talsohle auf einen 2—4 m über den Abhang emporragenden Schuttwall, der sich einige hundert Meter weit nordwärts in den Neuenhüttenwald hinein fortsetzt und wahrscheinlich eine Seitenmoräne darstellt.

Da während des Daunstadiums die Schneegrenze im Kärpfgebiet bei zirka 2300 m lag, vermochte sich damals bloss noch am Nordabhang des Kärpf ein grösserer Gletscher zu bilden. Er drang über den Kärpfboden nordostwärts bis in das oberste der stufenförmig übereinanderliegenden glazialen Becken des Niederentales vor, wo er nördlich von der Hütte von Niederenalp Oberstafel bei 1790 m drei niedrige Endmoränenwälle absetzte. Während desselben Gletscherstadiums bildete sich auch eine ganze Reihe von niedrigen linksseitigen Ufermoränen, die nördlich vom Kärpfboden über das mit massenhaften vom Unterkärpf stammenden Quarzporphyrblöcken überstreute und mit Gletscherschliffen bedeckte Plateau auf der Ostseite des Sonnenbergs herunterziehen.

Die Schuttmassen der vom Kleinkärpf und Unterkärpf gegen den Kärpfboden herabsteigenden «Kärpfrisi» sind wohl zum grössten Teil unter Mitwirkung von Firn und Eis abgelagert worden. Die darin auftretenden Seiten- und Endmoränenwälle gehören vielleicht zum Teil noch dem Daunstadium an, zum Teil stammen sie aus der Gegenwart.

16. Moränen im Tälchen des Haslerbaches.

Dass auch das von der Schönau nordwärts absteigende Tälchen des Haslerbaches ein altes Gletscherbett ist, beweisen die runden Formen seiner Abhänge und die Moränendecke, die alle flacheren Teile derselben bedeckt. Auf der obersten Stufe des Tälchens, auf der Terrasse von Tiefenwald, zieht sich eine 5—7 m hohe Seitenmoräne dem Fusse des Etzelstocks entlang, und auf dem westlichen Teil der Terrasse beobachtet man etwa drei parallel dazu verlaufende Schuttwälle. Diese Moränen können nicht während des Gschnitz- oder Daunstadiums entstanden sein, da damals selbst die höchsten Punkte der Umrahmung des Tälchens, Schönau (1853 m) und Etzelstock (1843 m), nicht mehr in die Schneeregion hinaufragten. Sie haben sich also wahrscheinlich während des Bühlstadiums gebildet. Dass damals die vom Kärpf herkommenden Eismassen nicht bloss durch die Talrinnen des Diestales und Niederentales abflossen, sondern sogar über die Gipfel von Schönau und Etzelstock hinwegfluteten, wird, abgesehen von ihren Rundhöckerformen, auch durch eine Gruppe roter Verrucanoblöcke bewiesen, die zu oberst auf dem Liasscheitel des Etzelstocks liegen.

17. Der Sernfgletscher.

Während des Hochstandes der Würmvergletscherung war der aus dem Sernftal kommende, durch viele Seitengletscher gespiesene Eisstrom ein gewaltiger Talgletscher, der beim Zusammenfluss mit dem Linthgletscher diesem an Grösse wenig nachstand. Im Ausgange des Tales zwischen Schwanden und Wart finden wir Ablagerungen desselben in Form einer dünnen Moränendecke, die den anstehenden Verrucano lückenhaft überschüttet und nur auf flachen Gehängepartien, z. B. auf der Terrasse längs des Weges von Sool nach Wart und auf Obersool, zu einer geschlossenen Decke wird. Zu etwas grösserer Mächtigkeit schwillt sie auf dem Nordufer des Sernf in der Umgebung des Weilers Wart an, wo ein schief über den Abhang herunterlaufender Wall vielleicht einen längern Stillstand des Gletschers andeutet.

Zwischen Wart und Engi lehnen sich auf dem linken Sernfufer gewaltige Schuttmassen an den Fuss des Gandstocks an, in denen man Moräne vermuten könnte. Da sie jedoch nur aus eckigem Verrucanoschutt bestehen, müssen sie als lokale Gehängeschuttbildung betrachtet werden; sie sind Ablagerungen der Runsen und Lawinenzüge des Gandstocks, zum Teil auch alte Felsrutschmassen.

Wandern wir das Sernftal hinauf, so finden wir erst in seinem hintern Abschnitt wieder Moränen des Sernfgletschers. Sie bauen den welligen, von vielen Bachschuttkegeln überschütteten Talgrund zwischen dem Nordende des Dorfes Elm und dem Hintergrunde der Wichlenalp auf. Ihre überwiegende Masse besteht aus Flyschgesteinen; daneben sind aber auch roter und grüner Verrucano und Malmkalk aus dem Vorabgebiet recht häufig. Die Moränendecke muss ziemlich mächtig sein, da in der 10—50 m tiefen Rinne, die der Sernf an ihrem Ostrande eingeschnitten hat, ihr Liegendes nicht aufgeschlossen ist. Endmoränenwälle sind keine zu bemerken; dagegen treten südwestlich von Hintersteinibach auf der linken Talseite schöne Seitenmoränen auf. Ein langer hoher Wall liegt vor der Ausmündung des Bischofbaches. Er zeigt in einem durch die Strasse geschaffenen Anschnitte die vorhin genannten Gesteinsarten und viele unvollkommen gerundete und gut gekritzte Geschiebe. Der Bach ist durch den Wall aus seiner Richtung abgelenkt und zur Aufschüttung eines Geschiebebodens veranlasst worden. Zwischen Bühlhütte und Wallenbrugg lehnen sich mehrere terrassenförmig übereinanderstehende, talaufwärts ansteigende Seitenmoränenwälle an den Fuss des Erbswaldes an. In der Talrichtung verlaufende Wallformen beobachtet man auch auf der ganz von Moräne bedeckten Fläche zwischen Wallenbrugg und Wichlenalp Oberstafel; allein es scheinen nicht ursprüngliche Wälle, sondern durch die tief eingeschnittenen Bachfurchen erzeugte Formen zu sein. Die Moränen zwischen Elm und Wichlenalp sind wahrscheinlich während des Gschnitzstadiums abgelagert worden. Die Ufermoränen am Bischofbach und bei Wallenbrugg bezeichnen eher ein Rückzugsstadium als das Maximum jenes Gletscherstandes.

Mit mächtigen Moränenmassen ist auch die westlich über Wichlenalp Oberstafel liegende Terrasse von Alpeli überschüttet. Sie stehen oben in direktem Zusammenhang mit den grossen rezenten End- und Seitenmoränenwällen des an den Nordostabhang des Hausstocks sich anlehnenden Gletschers, sind aber offenbar bedeutend älter als diese, da die Bäche sich durch sie hindurch bereits bis in ihre Flyschunterlage eingeschnitten haben. Sie mögen zum Daunstadium gehören.

Die linksseitigen Abhänge des hintern Sernftales sind bis in die unteren Teile von Erbsalp, Bischofalp und Embächlialp hinauf mit einer fast zusammenhängenden Schuttdecke bekleidet, die sich durch das Vorkommen von Verrucanotrümmern und gekritzten Geschieben als Moräne erweist. Da sie hie und da (z. B. am Abhang über Obmoos) viele Malmgeschiebe enthält, aber im ganzen arm an Verrucano ist — in dem ausgedehnten Kahlanriss auf dem Südufer des Bischofbaches sah ich kein Stück dieses Gesteins — ist sie wahrscheinlich nicht von den Lokalgletschern des Kärpfgebietes, sondern vom Haupt-Sernfgletscher in einer der Bildung der Wallmoränen von Hintersteinibach vorangehenden Zeit abgelagert worden.

18. Linksseitige Nebengletscher des Sernfgletschers.

Die Ablagerungen der kurzen steilen Seitengletscher, die dem Sernfgletscher aus der Kärpf gruppe zuflossen, beschränken sich grösstenteils auf kleine Moränendecken und Endmoränenwälle, die in den obersten, meistens karartig gestalteten Enden der Seitentälchen liegen. Ein kleiner Endmoränenbogen umsäumt in der Höhe von 2100 m die aus groben Quarzporphyrblöcken bestehende Schutthalde, die im Hintergrund der Bischofalp aus der Nische zwischen Kleinkärpf und Kärpfstock herausstrahlt, und ein zweiter Endmoränenwall, mit dem ersten durch eine Seitenmoräne verbunden, liegt tiefer unten bei 1950 m (Tafel 24, Figur 1). Ebenso finden wir auf der obersten Terrasse von Embächlialp bei zirka 2050 m zwei deutliche Endmoränenwälle, welche zwei von den Bleitstöcken herabsteigende Gletscherzungen andeuten.

Am auffälligsten sind die Moränenbildungen auf der Berglialp. Eine kräftige Moränendecke, in der neben Flyschtrümmern namentlich die Eruptivgesteine von Karrenstock und Berglihorn auffallen, beginnt schon tief unten im Bachtobel bei 1100 m und setzt sich durch die ganze Alp hinauf

fort. Bei den Hütten im Loch (1352 m) erscheinen zwei parallele, in der Talrichtung verlaufende Seitenmoränenwälle. Auf Oberstafel stossen wir bei 1600 und 1650 m auf zwei Endmoränenwälle der Gletscherzunge, die vom Karrenstock und der Berglimatt herkam. Die Gletscherzunge, die vom Berglihorn und Wildmad durch das Kühtal herunterstieg, hat ebenfalls Endmoränenwälle hinterlassen; zwei derselben (auf der Karte nicht verzeichnet) liegen am Fusse des Karrenstocks auf der Nordseite des Kühtals in 1740 m Höhe, zwei parallele Seitenmoränenwälle, von denen der innere in einen schönen Endmoränenbogen übergeht, in 1900 m Höhe zu oberst im Kühtal am Fusse des Wildmad. Diese letztern, wie auch die Moränenwälle im obersten Teile von Bischofalp und Embächlialp, dürfen als Bildungen des Daunstadiums betrachtet werden, während die wesentlich tiefer gelegenen Endmoränen von Bergli Oberstafel noch ins Gschnitzstadium gestellt werden müssen.

Auf der Terrasse Riedboden-Wolfental-Kreuelberg und auf Lauelialp Oberstafel liegen Moränendecken der Eiszungen, die vom Gandstock ins Sernftal hinunterstiegen. Undeutliche Wallformen findet man im Wolfental bei 1600 m und einen grossen Endmoränenwall östlich unter der Hütte von Laueli Oberstafel in 1900 m Höhe. Sie können nicht während des Daunstadiums entstanden sein, da damals der Gandstock nicht oder nur wenig in die Schneeregion hineinragte; sie werden also wohl Bildungen des Gschnitzstadiums sein.

19. Rechtsseitige Nebengletscher des Sernfgletschers.

a) **Der Jätzalpgletscher** hat einzig auf der Terrasse zwischen Jätzalp Oberstafel und Hagelegg grössere Ablagerungen in Form einer mächtigen, von Runsen tief durchfurchten Moränendecke hinterlassen (Tafel 25, Figur 5). Sie ist wahrscheinlich während des Daunstadiums von einem aus der Nische zwischen Kalkhorn und P. 2720 m herabsteigenden Gletscher abgesetzt worden. Ein kleiner Endmoränenwall in 2050 m Höhe bezeichnet ein Rückzugsstadium der Gletscherzunge.

b) **Der Ramingletscher,** der von der Nordabdachung der Sardona und vom Foostöckli herkam, hat besonders auf dem flachen Abhange auf der Nordseite des Tales, im Camperdun- und Raminwald, eine dicke Moränendecke abgelagert. Sie lässt sich auf den mit Vegetation bedeckten Hängen nicht scharf gegen den Oberflächenschutt des anstehenden Flysches abgrenzen, ist aber in den Bacheinschnitten und dem Alpwege entlang an vielen Stellen gut aufgeschlossen. Sie ist reich an gekritzten Geschieben und besteht grösstenteils aus Wildflyschgesteinen und wenig Verrucano. Deutliche Wallformen treten erst in dem von Mittelramin gegen das Foostöckli hinaufziehenden Tälchen auf. Die wellige Moränenterrasse von Mittelramin (1752 m) lässt zwei bogenförmige Wälle erkennen und deutet einen längern Stillstand des Gletscherendes an. Drei niedrige Seitenmoränenwälle des sich zurückziehenden Gletschers kreuzen den Weg zwischen Mittelramin und Matt. Ein Moränenwall scheint auch der von den Hütten von Matt nordwärts sich ziehende Schuttwall zu sein, hinter dem die vom Foopass kommenden Runsen einen Geschiebeboden aufgeschüttet haben. Im Hintergrunde des Tales bildet eine Anschwellung der Moränenmasse in der Höhe von 2050 m einen grossen, von Bächen durchschnittenen, halbkreisförmigen Wall, der die Endmoräne einer einst am Abhang zwischen Grünenspitz und Foostöckli liegenden Gletscherzunge darstellt. Gleichzeitig muss der bei 2070 m am Foopassweg liegende, fast ganz aus Wildflysch-Quarzitblöcken bestehende Endmoränenwall von einem kleinen Gletscher abgelagert worden sein, der von dem südlich vom Foopass liegenden Gipfel 2445 m herabhing. Diese beiden Moränenwälle sind offenbar während des Daunstadiums entstanden, dessen Schneegrenze in etwa 2300 m Höhe lag. Dagegen dürfen die Endmoränen bei Mittelramin und wahrscheinlich auch noch die Moränendecken im Ramin- und Camperdunwald zum Gschnitzstadium gerechnet werden. Ein kleiner Endmoränenwall, der auf einer Terrasse dicht südwestlich unter dem Foostöckli liegt, deutet ein winziges Firnfeld an, das vielleicht am Ende des Daunstadiums, vielleicht noch in historischer Zeit, von diesem Gipfel herabstieg.

Auf den Terrassen der Alp Falzüber finden wir Moränen der Eismassen, die von der Sardona herabstiegen. Die Moränendecke auf dem Unterstafel ist jedenfalls gleich alt wie diejenige auf der Nordseite des Tales, während der prächtige Endmoränenwall auf Stäfeli (1660 m) und eine Anhäufung von grünen Verrucanoschieferblöcken auf der Terrasse von Horn (1952 m) wahrscheinlich zum Daunstadium zu zählen sind.

Die Eismassen, die vom Segnespass und vom Vorab über die Tschingelnalp herabstiegen, haben längs des Segnespasses Moränen abgesetzt, namentlich auf der Terrasse von Niederen, wo sie in der Höhe von 1500—1600 m eine wellige Decke mit zwei etwas undeutlichen Wallformen aufbauen. Ihre Entstehung, wie auch diejenige der zwei Seitenmoränenwälle am Südabhange des Mörderhorns, muss ins Daunstadium fallen.

c) **Der Krauchtalgletscher.** An den Abhängen des Krauchtales, besonders im Gebiet von Hinter- und Vordereggalp, am Westabhang des Weissgandstöcklis und im Talhintergrund bei Werben, findet man ausgedehnte Schuttdecken von welliger Oberfläche, die als Moränen des Krauchtalgletschers betrachtet werden dürfen. Ihre Abgrenzung gegen den Gehängeschutt und das Anstehende ist jedoch der allgemeinen Vegetationsdecke wegen oft unsicher. Sie besteht grösstenteils aus Flyschgesteinen und Verrucano und enthält meistens auch Rötidolomit aus dem Spitzmeilengebiet. Gekritzte Geschiebe beobachtet man am Wege von Matt nach den Weissenbergen, bei Bruch und auf der Terrasse von Brandegg. Moränenwälle konnte ich nirgends beobachten, weshalb das Alter der Moränendecke unsicher bleibt.

Ein einst aus der Karnische am Südabhange des Gulderstocks heraustretender und unten mit dem Krauchtalgletscher zusammenhängender Gletscher hat die Terrassen von Matt und Fitternstafel, sowie den darunterliegenden Abhang bis auf die Weissenberge hinunter mit einer welligen, ganz aus Trümmern des am Gulderstock anstehenden Verrucanos bestehenden Schuttdecke überzogen. Einige deutliche Endmoränenbogen und Seitenmoränenwälle zwischen Weissenberge und Fitternstafel bezeichnen das allmähliche Zurückweichen der Gletscherzunge während des Gschnitzstadiums, und zwei etwas undeutliche, zwischen 2000 und 2070 m auf der rundhöckerigen Terrasse von Kamm liegende Endmoränenwälle deuten das Daunstadium des Gletschers an.

d) **Der Mühlebachgletscher.** Dieser Gletscher hat, wie derjenige des Krauchtales, während eines hohen Eisstandes, wahrscheinlich während des Bühl- und Gschnitzstadiums, auf den flachern Abhängen (südlich von Gams auf den Abhängen des Gulderstocks, auf der grossen Terrasse von Glattmatt und Lusermatt, bei Pulstern und auf dem Südabhange des Gufelstocks) eine wellige Schuttdecke abgelagert. Sie besteht im hintern und mittleren Teile des Tales ausschliesslich aus Verrucano und ziemlich vielen vom Magereu stammenden Liastrümmern und enthält im vordern Talabschnitt auch Flyschsandstein und Wildflyschgesteine. Gerundete und gekritzte Geschiebe beobachtet man z. B. südlich von Üblital und in kleinen Rutschungen bei Pulstern. Moränenwälle sind auch hier nicht zahlreich anzutreffen. Auf den Gulderblanken südlich vom Alpstafel Gams liegen zwei mächtige Seitenmoränenwälle eines Hängegletschers, der während des Daunstadiums vom Gipfel des Gulderstocks herunterstieg. Der linksseitige Wall fällt mit regelmässiger Böschung 25—30 m hoch gegen das alte Gletscherbett ab und gabelt sich oben in zwei parallele Wälle. Der rechtsseitige Wall wird aussen von etwa vier niedrigeren Seitenwällen begleitet. Der Bach, der sein Sammelgebiet in dem alten, jetzt von einem 500 m breiten Runsenschuttkegel bedeckten Karbecken besitzt, hat die Endmoräne, zu der sich die Ufermoränen in 1750—1800 m Höhe vereinigen, in einem bis 25 m tiefen Tobel durchschnitten [1]). Wahrscheinlich gleichzeitig entstand der Moränenwall im Hintergrunde des Tales bei 1800 m als Endmoräne einer vom Magereu kommenden Gletscherzunge, während ein in 2100 m Höhe am Südfusse dieses Gipfels liegender kleiner Moränenbogen ein letztes Rückzugsstadium dieses Gletschers andeutet.

e) Auf dem **Südabhange der Gufelstockkette** trifft man Moränen von Gletschermassen, die zum Einzugsgebiet des Sernfgletschers gehören, jedoch während der letzten Stadien der Eiszeit zu kleinen selbständigen Gletschern geworden waren. Dazu gehört die wellige, ganz aus Verrucano zusammengesetzte Moränendecke, die einen grossen Teil der Gheistalp bedeckt. Sie zeigt auf dem Ostufer der Stafelruns einen deutlichen Seitenmoränenwall und wurde, wahrscheinlich während des Gschnitzstadiums, von einem Gletscher abgelagert, der vom Südabhange und von der Westseite des Guntelkamms herkam. Ein Gletscher, der vom Heustock und Höchgrat her über das rundhöckerige Plateau von Fässisalp herabstieg, lagerte während des Gschnitzstadiums einen kleinen Endmoränen-

[1]) Die geologischen Verhältnisse von Gulderblanken sind in der Geologischen Karte (**360**) mangelhaft dargestellt.

bogen am Südrande des Schaflägergrates und einen zweiten Moränenwall etwas tiefer unten bei Kühwald ab, während des Daunstadiums einen schönen Endmoränenwall in 2190 m Höhe im obersten Teil von Fässisalp [1]).

20. Die Lokalgletscher der Schildgruppe.

Ausser den beiden vorhin erwähnten Gletschern beherbergte die Schildgruppe noch eine ganze Reihe von Eisströmen, die während der Würmeiszeit und zur Zeit des Bühlstadiums mit dem Linth- oder Walenseegletscher zusammenhingen, in den letzten Eiszeitstadien aber zu selbständigen kleinen Gletschern wurden.

a) Das Tälchen von **Alpeli,** das zwischen das Plateau von Fässisalp und den Hechlenstock (2320 m) eingeschnitten ist, wird in der Höhe von 1900 m von einem sehr schönen bogenförmigen Endmoränenwall durchquert [1]). Er ist wahrscheinlich gleichzeitig mit dem oben erwähnten Endmoränenwall von Ober-Fässisalp entstanden und bezeichnet das Ende eines kleinen Gletschers, der während des Daunstadiums vom Hechlenstock und Heustock her in jenes Tälchen hinunterhing.

In dem Tälchen, das von der Roterdfurkel zwischen Schild und Weisskamm nach S zieht, findet man zwar deutliche Gletscherwirkungen auf dem anstehenden Fels, aber keine nennenswerte Moränen.

b) Die Eismassen, die vom Kamme zwischen Schild und Fronalpstock über den welligen Westabhang der Berggruppe herabstiegen, haben besonders auf der **mittleren Fronalp** schöne Moränen hinterlassen. Bei den Alphütten (1483 m) liegt ein prächtiger Endmoränenwall des kleinen Gletschers, der vom Fronalppass her durch das Tälchen des Fronalpbaches zwischen Fronalpstock und Fähristock herunterstieg. Er besteht ausschliesslich aus den in diesem Tälchen anstehenden Gesteinen: Rötidolomit, rote und weisse Quarzitsandsteine der Quartenschieferstufe, Dogger, Schiltkalk und Quintnerkalk. Der Bach hat das durch den Wall abgedämmte Becken allmählich mit seinen Geschieben ausgefüllt und nachher den Damm an zwei Stellen in ziemlich tiefen Rinnen durchschnitten. Die Endmoräne kann nicht während des Daunstadiums entstanden sein, da zu jener Zeit das Nährgebiet des kleinen Gletschers nicht mehr in die Schneeregion hineinreichte. Ihre Entstehung setzt eine Schneegrenze in der Höhe von 1800—1900 m voraus, muss also in das Gschnitzstadium verlegt werden.

Einen etwas höhern Eisstand desselben Gletschers deuten zwei mächtige Seitenmoränenwälle an, die nördlich von den Hütten von Mittel-Fronalp an den Abhang des Fronalpstocks sich anlehnen. Der jüngere, wahrscheinlich das Bühlstadium bezeichnende Wall enthält genau die gleichen Gesteine wie die vorhin erwähnte Endmoräne und lässt sich von den Alphütten an auf dem rechten Ufer des Fronalpbaches bis in die Höhe von 1380 m hinunter verfolgen. Der Kamm des ältern Walles biegt in schön geschwungener Kurve um die Westkante des Fronalpstockgipfels herum nach N um und steigt gegen die untere Fronalp herunter, wo er in der Höhe von 1350 m sich verflacht. Etwas rätselhaft erscheint seine Gesteinszusammensetzung. Die oberen Teile des Walles bestehen fast nur aus Quintnerkalk des Fronalpstocks und entbehren der Trias- und Doggergesteine; dagegen treten letztere wieder in reichlicher Menge in den unteren Teilen des Walles auf. Besonders merkwürdig aber ist, dass er überall ziemlich viel Kreidegesteine enthält, unter denen namentlich dunkel angewitterte Neocom-Kieselkalkblöcke auffallen. Diese Kreideblöcke können bloss von Heubodenalp am Nordwestabhang des Schild herstammen. Verlauf und Gesteinszusammensetzung des Moränenwalles erklären sich, wenn man annimmt, er sei nach der Hauptphase der Würmvergletscherung entstanden, als der Linthgletscher in dieser Gegend bis in etwa 1400 m Höhe hinaufreichte und die von Wildmad-Heubodenalp herkommende Lokalgletschermasse seitwärts an den Westabhang des Fronalpstocks hindrängte.

c) Die Terrasse von **Mullern** und **Kennelalp** ist von einer zusammenhängenden, aber durch einen alten Bergsturz grösstenteils wieder zugedeckten Moränendecke eines Lokalgletschers bekleidet, dessen Nährgebiet an den Abhängen von Fronalpstock, Scheienstock und Neuenkamm lag. Demgemäss besteht sie vorwiegend aus Malmtrümmern, enthält aber auf Mullern auch viele vom Neuenkamm stammende Kreidegeschiebe. Nach unten geht sie, wie früher (p. 473) schon bemerkt wurde, ohne scharfe Grenze in die Moränen des Linthgletschers über. Östlich von den Hütten von Hofalpeli lehnt

[1]) Die Moränenwälle von Fässisalp und Alpeli fehlen leider in der Geologischen Karte (360).

sich in der Höhe von etwa 1400 m an den Abhang des Scheienstocks ein sehr deutlicher Seitenmoränenwall des Mullerngletschers an, von dem sich nordwärts rasch etwa vier niedrigere Wälle fächerförmig loslösen. Die drei jüngsten unter ihnen biegen bei den genannten Alphütten (1344 m) zu Endmoränenwällen um, tauchen aber westlich davon unter den Bergsturz unter. Zieht man die Lage der Endmoränen und das kleine Einzugsgebiet des zugehörigen Gletschers in Betracht, so kommt man zu dem Schlusse, dass zur Zeit ihrer Bildung die Schneegrenze in höchstens 1500—1600 m Höhe, also mindestens 900 m unter der heutigen Schneegrenze, gelegen haben muss. Die Endmoränen von Hofalpeli bezeichnen also das Bühlstadium des Mullerngletschers. Die Moränendecke im westlichen Teile von Mullern verlangt eine noch tiefere Schneegrenze, stammt also vielleicht noch aus der Hauptwürmeiszeit.

d) Die Talfurche, die sich von Filzbach aus südwärts über die **Plattenalp** in die Schildgruppe hineinzieht, ist reich an Spuren eines Gletschers, der sein Nährgebiet auf der Nordabdachung des Schild und an den Hängen des Mürtschenstocks und Fronalpstocks besass und zu Zeiten hohen Gletscherstandes wohl auch über die Mürtschenfurkel hinüber vom Gletscher der Mürtschenalp Zufluss erhielt. Als jüngste Ablagerung dieses Plattenalpgletschers findet man auf dem Malmplateau «Auf den Karren» dicht nördlich vom Siwellengipfel einen kaum 100 m langen Seitenmoränenwall, der nordwärts in der Höhe von zirka 2150 m in einen ausgezeichnet erhaltenen Endmoränenbogen übergeht [1]). Er bildet eine kaum 50 m breite Gletscherzunge ab, die an die Nordostwand der Siwelle sich anlehnte. Da die Siwelle nicht über 2310 m hinausragt, dürfen wir die diesem Gletscherchen entsprechende Schneegrenze in etwa 2200—2250 m Höhe voraussetzen. Die Moräne ist also ein Zeuge des Daunstadiums.

Etwas ältere Ablagerungen des Plattenalpgletschers verzeichnet die Karte südlich vom Spanneggsee in Form von Seitenmoränenwällen, die zwischen 1460 und 1600 m Höhe einerseits gegen den Kessel am Ostfusse des Fronalpstocks, anderseits gegen die Mürtschenfurkel hinauf streichen. Wir werden kaum fehlgehen, wenn wir sie als gleich alt betrachten wie die Endmoräne von Mittel-Fronalp, also ins Gschnitzstadium versetzen.

Talauswärts stossen wir auf zahlreiche erratische Bildungen eines noch früheren Gletscherstadiums. Auf dem Malmriegel nördlich vom Spanneggsee und am Wege nach dem Kessel von Talalp liegen eine Anzahl Blöcke von rotem Verrucano, weisse und rote Quarzite aus der Quartenschiefergruppe und vereinzelte Trümmer von Rötidolomit und Schiltkalk, die vom Fronalpstock und Schild oder von Mürtschenalp Oberstafel stammen können. Die Sohle des merkwürdigen Talbeckens, in dessen vordersten Teil der Talalpsee eingebettet ist, wird von einer wellig-hügeligen Moränendecke gebildet, die neben vorherrschendem Malm wieder die Verrucano-, Trias-, Dogger- und Schiltkalkgesteine des Fronalpstock- und Mürtschenalpgebietes enthält. Der Troskalkriegel, der das Becken im N abdämmt, ist rundhöckrig abgerieben, mit Grundmoränenresten derselben Gesteinszusammensetzung überschüttet und bei der Abzweigung des ins Filzbachtälchen hinüberführenden Weges mit in der Talrichtung verlaufenden Gletscherschrammen versehen. Grundmoränenreste und vereinzelte erratische Blöcke liegen auch in der Sohle der Kupfernasenruns, der schmalen Rinne, durch welche das Tal auf die Terrasse von Filzbach ausmündet; besonders aber bilden sie eine dünne, lückenhafte Decke auf der welligen Terrassenfläche von Gschwender, Egg, auf dem Ohr zu beiden Seiten jener Rinne. Verrucano und Triasgesteine fehlen auch hier im Moränenschutte nicht, treten aber gegenüber dem herrschenden Malm sehr zurück. Dass wir uns aber auch hier im Ablagerungsgebiete des Plattenalpgletschers befinden, beweisen einige Moränenwälle [2]). Zwei ziemlich deutliche rechtsseitige Ufermoränen ziehen sich westlich von der Lücke zwischen Weissberg und Schönbühl, durch welche der Weg vom Talalpsee nach Obstalden führt, nordwärts gegen die Kupfernasenruns hinunter, und ein älterer, etwas undeutlicher Wall sitzt auf dem Westrande der Terrasse «auf dem Ohr»-Sonnberg und lässt sich nordwärts bis auf die Terrasse von Alter (zirka 700 m) hinunter verfolgen. Die Moränendecke dieser Terrasse selbst ist zufolge ihres grossen Reichtums an grossen, aus dem

[1]) Diese Moräne ist auf der Geologischen Karte leider nicht angegeben.

[2]) Diese Wälle sind bloss in der Geologischen Walenseekarte (**359**) verzeichnet.

Murgtale stammenden, roten Verrucanoblöcken nicht mehr eine Ablagerung des Plattenalpgletschers, sondern des Walensee-Rheingletschers.

Die Seitenmoränenwälle südlich von der Kupfernasenruns und bei Sonnberg-Alter können nicht während des Maximums der Würmvergletscherung entstanden sein, da damals die Oberfläche des Walensee-Rheingletschers viel höher lag als jene Wälle. Sie müssen sich gebildet haben, als der Hauptgletscher bloss bis zur Terrasse von Filzbach hinaufreichte, also wahrscheinlich während des Bühlstadiums.

e) Der Nordwestabhang des **Neuenkamms** trägt oberhalb der mit Linth- und Walenseegletschermoräne bedeckten Terrassen von Obstock, Ober-Ruhstellenberg und Britterberg einen zusammenhängenden Schuttmantel, aus dem erst von etwa 1050 m an im Gebiet der Neuenalp der anstehende Untergrund, Valangienkalk und Hauterivien-Kieselkalk der Säntisdecke, herauszutreten beginnt. Diese Schuttdecke enthält aber im Gegensatz zur Moränendecke jener tiefern Terrasse keine Spur von Linth- oder Rheingletschermaterial, sondern ausschliesslich Trümmer der auf der Neuenalp anstehenden Gesteine, Kieselkalk und wenig Valangienkalk. Da man überdies darin weder gerundete noch gekritzte Geschiebe findet, so könnte man sie als eine blosse Gehängeschuttbildung betrachten. An einigen Stellen, z. B. bei Stalden und namentlich bei Allmeind, finden sich grosse Anhäufungen von mächtigen Kieselkalkblöcken, die an Felssturz erinnern. Die auffallend starken wellenförmigen Unebenheiten ihrer Oberfläche und das reichliche Vorkommen von lehmiger Erde zwischen dem groben Schutte sprechen jedoch dafür, dass die Schuttdecke unter Mitwirkung von Eismassen, die aus dem oberen Teile der Neuenalp herabstiegen, über eine rundhöckerige Felsfläche ausgebreitet worden ist. Diese Lokalmoränendecke muss älter sein als Gschnitz- und Daunstadium, da damals im Gebiet der bloss bis zu 1620 m aufsteigenden Neuenalp kein selbständiger Gletscher existieren konnte. Da hier schon während des Bühlstadiums die Schneegrenze nicht tiefer als 1500 m liegen konnte, ist es denkbar, dass jene Moränendecke noch ein Überrest aus der Hauptwürmeiszeit ist.

f) **Der Meerenbachgletscher.** Das durch sanfte Wellenformen ausgezeichnete Gelände, das zu beiden Seiten des Meerenbachtobels von den Terrassen von Obstalden, Walenguflen und Vortobel aus mit sanfter Böschung gegen die Abhänge des Mürtschenstocks und Alpfirzstocks ansteigt, ist mit einer fast zusammenhängenden Moränendecke bekleidet, aus der nur hie und da das Anstehende herausschaut. Von E her steigt sie bis in die Sohle des Meerenbachtobels hinunter, ein Beweis, dass letzteres nicht postglazial eingeschnitten ist. In manchen Aufschlüssen, z. B. in einer Schuttgrube bei Brächli westlich von Obstalden, bei Geissegg, in den Runsenzügen östlich von Schwammboden, sieht man häufig unvollkommen gerundete und gekritzte Geschiebe. In der Moräne wiegt überall der Quintnerkalk stark vor; in wechselnder Menge sind aber stets auch Trümmer von Schiltkalk, Dogger, Rötidolomit und Melsersandstein beigemischt, und besonders auffallend ist das ziemlich reichliche Vorkommen von rotem Verrucanokonglomerat. Sehr viele und zum Teil mächtige Blöcke dieses Gesteins sind über das Gebiet zwischen Katzenboden und Gäsiberge und über den bewaldeten Abhang östlich von Schwammboden zerstreut. Verhältnismässig spärlich dagegen ist der Verrucano westlich vom Meerenbachtobel; doch finden sich noch ziemlich viele Blöcke desselben bei Blankschwendi bis an den Fuss von Weissenberg hinauf.

Oberhalb 1200 m hört die Moränendecke an den Abhängen des Alpfirzstocks und der Hochmatt rasch auf, und es treten die anstehenden, nach NW fallenden Malmbänke in weiter Ausdehnung zutage. Östlich von den Hütten von Alpstafel jedoch stösst man auf einen prachtvollen Moränenwall, einen der schönsten Wälle der Glarneralpen. Er zieht sich parallel zum Meerenbach von 1100 m bis in die Höhe von 1440 m an den Abhang des Alpfirzstocks hinauf und erhebt sich mit 15—20 m hohem, auffallend regelmässigem Steilbord über die Malmfläche von Altstafel. Er besteht eigentlich aus zwei dicht aneinandergedrängten Wällen, deren Kämme durch eine schmale Furche getrennt sind. Der innere Wall ist im mittleren und unteren Teil selber wieder aus zwei Wällen zusammengesetzt. Neben dem vorherrschenden Quintnerkalk und Schiltkalk enthält er auch Dogger und Quarzite der Quartenschiefergruppe; dagegen scheint der Verrucano, der in der tiefern Moränendecke so auffällig ist, hier ganz zu fehlen. Er ist nach Lage und Material die rechtsseitige Ufermoräne des Gletschers,

der von der Ostwand des Mürtschenstocks durch den Kessel von Meerenalp-Oberstafel bis in den oberen Teil des Meerenbachtobels hinunterstieg.

Das Vorwiegen des Malms in der Moränendecke auf dem Plateau zu beiden Seiten des Meerenbachtobels beweist, dass sie von demselben Meerenbachgletscher zur Zeit eines grösseren Gletscherstandes, als er als breiter Eismantel die ganze Nordabdachung von Mürtschenstock und Alpfirzstock bedeckte, abgelagert worden ist. Ihr starker Verrucanogehalt erklärt sich dadurch, dass der Gletscher damals aus dem Verrucanogebiet der Mürtschenalp über die nur 1758 m hohe Felsenschwelle von Robmen herüber einen starken Zufluss erhielt. Ihre Bildung fällt wahrscheinlich in die Zeit des Bühlstadiums. Der Moränenwall von Altstafel stellt entweder eine Rückzugsmoräne des Bühlstadiums oder die Hauptmoräne des Gschnitzstadiums dar.

g) **Der Rötibachgletscher.** Die Moränendecke, die wir zu beiden Seiten des Meerenbachtobels angetroffen haben, setzt sich ostwärts über die Wiesen von Gäsiberge ins Tobel des Rötibaches und in den Mulzenwald auf dessen Ostseite fort. Sie ist hier wohl grösstenteils von einer Gletscherzunge abgelagert worden, die von der Gäsialp her durch das Tälchen des Rötibaches herabstieg. Die Wasserscheide, welche das Tälchen im S vom Gebiet der Meerenalp und der Mürtschenalp trennt, ist so niedrig, dass man annehmen darf, der Rötibachgletscher sei während der Würmeiszeit und während des Bühlstadiums durch Eismassen des Mürtschenalpgletschers verstärkt worden. Die Moräne ist auf dem Ostufer des Rötibaches in 30—50 m hohen Anrissen prachtvoll aufgeschlossen und besteht hier, wie auch im Mulzenwald, fast ganz aus Verrucano; daneben enthält sie ziemlich viel Melsersandstein und Rötidolomit und kleine Malmgeschiebe. Auf den Gäsibergen westlich vom Rötibach besteht sie fast ganz aus den Gesteinen des Alpfirzstocks und der Gäsialp: Malm, Dogger und Rötidolomit, während der Verrucano fast ganz fehlt. Im untern Teile von Gäsialp, zwischen 1200 und 1450 m, wird die Moränendecke dünner; dagegen treffen wir hier drei bis vier ziemlich deutliche, niedrige Seitenmoränenwälle, die sich alle an den Ostfuss des Alpfirzstocks anlehnen und mit dem Gefälle des Abhangs nordwärts absteigen. Einer derselben biegt etwas nördlich von der Terrasse von Riedboden (1411 m) zu einer kleinen Endmoräne um.

Die Moränendecke ist offenbar gleich alt wie diejenige zu beiden Seiten des Meerenbachtobels, mit der sie zusammenhängt. Ebenso sind wohl die Moränenwälle von Gäsialp gleichzeitig mit demjenigen von Altstafel-Meerenalp entstanden; es sind Rückzugsmoränen des Bühlstadiums oder Ablagerungen des Gschnitzstadiums.

Die jüngsten Ablagerungen des Rötibachgletschers findet man südlich von Alp Biglingen bei zirka 1750—1800 m in dem kleinen Karbecken, mit dem sein Einzugsgebiet zwischen den Drei Hörnern und dem Biglingerstöckli (1961 m) endigt. Die Moränenhaufen [1]) sind zu drei hintereinanderliegenden, etwas undeutlichen Endmoränenbogen gruppiert und bestehen ganz aus Blöcken des Melsersandsteins, der als niedrige Felswand den Hintergrund der Karnische umsäumt. Zwei kleine Wasserlachen sind zwischen die beiden obersten Moränenwälle eingebettet. Da die Rückwand des Kars kaum über 1900 m hinausragt, reichte sie zur Zeit des Daunstadiums nicht mehr in die Schneeregion hinein. Die Endmoränen müssen also wohl noch dem Gschnitzstadium zugewiesen werden.

21. Der Murgtalgletscher.

In der Sohle und auf den steilen Abhängen des Murgtales finden wir fast gar keine Ablagerungen des grossen Gletschers, den es einst beherbergte. Erst an seinem Nordende, auf der $1{,}_5$ km langen Terrasse von Thal und Gand, in welche der Murgbach eine enge und tiefe postglaziale Erosionskesselrinne eingesägt hat, treffen wir eine zusammenhängende Moränendecke an. Sie ist völlig übersät mit roten Verrucanoblöcken von zum Teil riesigen Dimensionen — solche von 100—1000 m^3 sind häufig —, so dass man sich in das Ablagerungsgebiet eines Bergsturzes versetzt glaubt. In kleinen Aufschlüssen findet man aber überall zwischen den grossen Blöcken runde Geschiebe, lehmige Erde und

[1]) Diese Moränen, wie auch die Endmoräne nördlich von Rietboden, sind in der Geologischen Karte der Glarneralpen nicht verzeichnet.

vereinzelte Rötidolomit- und Liastrümmer, so dass an der Moränennatur der Trümmermasse nicht gezweifelt werden kann. Diese fast ganz aus rotem konglomeratischem Verrucano bestehende und blockreiche Murgtalmoräne setzt sich dann als dünne Decke westwärts noch über das Gelände von Guflen fort, lässt aber an vielen Stellen den anstehenden Verrucano in Form von ausgezeichneten, in der Richtung des Walenseetales langgezogenen Rundhöckern zutage treten. Gegen Buchen hin beginnen nach und nach kristalline Bündnergesteine und Malmgeschiebe der Moräne sich beizumischen; sie wird zur Walensee-Rheingletschermoräne.

Zur Zeit des maximalen Eisstandes, während der Würmvergletscherung und wahrscheinlich noch während des Bühlstadiums, hat der Murgtalgletscher gewiss auch noch die Terrasse von Weissbergen (1157 m) am Nordfusse des Kühmettler überflutet, wo wir in den Vertiefungen der rundhöckrigen Rötidolomitfläche stets Grundmoräne und über das ganze Gebiet zerstreut eine Menge roter Verrucanoblöcke finden.

Die Moränendecke von Gand und Guflen ist wahrscheinlich während des Bühlstadiums abgesetzt worden. Aus der gleichen Zeit stammt vielleicht auch die dünne Moränendecke auf der rundhöckrigen Terrasse von Tobelwald (1390 m) auf der rechten Seite des Murgtales.

Auf die vom Nordabhange des Breitmantels über Munz gegen Tobelwald verlaufende, durch Rundhöckerformen und viele S—N gerichtete Gletscherschliffe ausgezeichnete Verrucanoterrasse sind in der Höhe von zirka 1900 m einige niedrige Seitenmoränenwälle aufgesetzt. Sie können nicht während des Bühlstadiums entstanden sein, da die Schneegrenze damals tiefer lag als die Terrasse; sie sind, wie auch der zwischen 1800 und 1950 m auf dem Westrande der Terrasse sitzende ziemlich kräftige Moränenwall von einer lokalen Gletscherzunge beim Rückzuge des Gschnitzstadiums abgesetzt worden. Als Bildungen des Daunstadiums betrachte ich die kleinen Seiten- und Endmoränenwälle bei Erdis in etwa 2050 m Höhe, abgelagert durch ein Gletscherchen, das in der karartigen Nische zwischen Magereu und Erdisgulmen lag; ebenso zwei kleine Endmoränenwälle, die am Nordfusse des Rottors in 2180 m Höhe am innern Rande eines moränenbedeckten und mit einem kleinen See geschmückten Zungenbeckens liegen.

Der mehrfach erwähnte Mürtschenalpgletscher, der seinen Anfang in der grossen Karnische des Klotales am Nordfusse des Schwarzstöcklis nahm, muss als Seitengletscher des Murggletschers betrachtet werden, wenn auch zeitweise ein grosser Teil seiner Eismasse gegen Spannegg, Meerenalp und Gäsialp abfloss. Er hat seine Anwesenheit im vorderen Teile der Mürtschenalp durch Rundhöcker und Gletscherschliffe, im hintern Teile, südlich von Oberstafel, durch eine Anzahl niedriger Seitenmoränenwälle bezeugt, die zwischen 1800 und 1900 m aus dem Ende des Klotales herausstrahlen und wahrscheinlich während des Gschnitzstadiums entstanden sind.

Die Eismassen, die vom Nordwestabhang der Silberspitzkette dem Mürtschenalpgletscher zuflossen, haben auf dem breiten Verrucanoplateau von Silberen und Tschermannen typische Rundhöcker und Gletscherschliffe erzeugt. Hübsche Felsglättungen mit gut erhaltenen S—N gerichteten Gletscherschrammen beobachtet man z. B. westlich von der Hütte Tschermannen am untern Terrassenrande, beim g des Wortes Bergwerk der Karte. Eine in der flachen Mulde westlich vom Silberspitzgrat liegende, ziemlich ausgedehnte dünne Moränendecke mit langer linksseitiger Ufermoräne und einer bei zirka 1850 m liegenden Endmoräne [1]) bilden eine Gletscherzunge ab, die wahrscheinlich während des Gschnitzstadiums zwischen Silberspitz und Hochmättli herabstieg.

22. Der Gletscher von Seewen-Oberterzen.

Die beiden stufenförmig übereinanderliegenden karartigen Hohlformen von Oberterzen und Alp Seewen waren Sammelgebiet und Abflussrinne eines Lokalgletschers, der parallel zum Murgtalgletscher dem Walenseegletscher zufloss. Er hat in der Umgebung von Oberterzen und auf den Wiesenflächen von Gafadura und Hagegg eine wellige Moränendecke hinterlassen, die ganz aus den Verrucano-, Trias- und Liasgesteinen der darüberliegenden Abhänge zusammengesetzt ist. Sie nimmt nordwärts bei Oberterzen rasch an Mächtigkeit zu und geht ohne deutliche Grenze in die Rheingletschermoräne über. Es ist hervorzuheben, dass letztere zwischen Oberterzen und Unterterzen,

[1]) Diese Moränen sind leider nicht in die Geologische Karte eingetragen.

wie man sich in dem tiefen Einschnitt des Kammbaches überzeugen kann, fast genau dieselbe Gesteinszusammensetzung besitzt wie die Lokalmoräne bei Oberterzen; einzig die spärlichen kristallinen Bündnerblöcke beweisen ihre Zugehörigkeit zum Moränengebiet des Rheingletschers.

Das seengeschmückte Karbecken von Seewen ist ein typischer alter Gletscherboden, reich an rundhöckerigen Felsformen und muldenförmigen Vertiefungen. Der Verrucanoriegel, durch den es im N abgedämmt wird, zeigt in der rundhöckerig ausgeschliffenen Rinne nördlich vom westlichsten der drei Seen Gletscherschliffe mit S—N verlaufenden Schrammen. Eine Schuttdecke, die wohl als Moräne aufgefasst werden darf, wenn ich auch keine gerundeten und gekritzten Geschiebe beobachtete, überzieht grosse Teile der welligen Bodenfläche des Beckens. An seinem Ostrande bemerkt man in der Höhe von 1620—1700 m einige an den Nordfuss des Stelli sich anlehnende, niedrige rechtsseitige Ufermoränenwälle. Sie lassen auf eine Schneegrenze in der Höhe von zirka 1800 m schliessen und dürfen daher als Bildungen des Gschnitzstadiums betrachtet werden. In der Umgebung der Hütte von Grub glaubte ich eine Gruppierung der hier ganz aus Lias bestehenden Schuttmassen in drei konzentrische Wälle zu erkennen. Wenn es wirklich Endmoränenwälle sind, so deuten sie eine am Ende des Gschnitzstadiums an den Sexmor sich anlehnende kleine Gletscherzunge an.

Östlich vom Bergrücken des Stelli, im Gebiete der obern Molseralp, treffen wir noch einige hübsche Moränenbildungen von Eismassen, die während des Bühlstadiums mit dem vorhin besprochenen Gletscher zu einer einheitlichen Eismasse verschmolzen waren, jedoch während des Gschnitzstadiums einen selbständigen Gletscher bildeten. Er besass sein Sammelgebiet in der karartigen Nische zwischen Stelli, Zieger, Maskenkamm und Prodkamm und gabelte sich am untern Rande in drei kleine Gletscherzungen. Die nördlichste dieser Eiszungen lagerte südwestlich von Recket in der Lücke zwischen Katzenberg und Winkelzaun in der Höhe von 1500—1580 m zwei deutliche konzentrische Endmoränenwälle ab. Eine mittlere Eiszunge drang vom Ostfusse des Stelli nordostwärts in ein schmales, ganz in Quartenschiefer ausgehöhltes Längstälchen vor, setzte in 1600 m Höhe einen sehr hübschen kleinen Endmoränenwall ab, hinter dem jetzt ein kleines Torfmoor liegt, und liess bei ihrem Rückzuge am Fusse des Stelli noch zwei undeutliche Wälle liegen. Die Hauptgletscherzunge erfüllte das schöne Zungenbecken von Ober-Molseralp. Drei deutliche Endmoränenwälle in 1600, 1607 und 1660 m Höhe, die auf der Nordseite in linksseitige Ufermoränenwälle übergehen, legen von dem allmählichen Rückzuge des Gletscherlappens Zeugnis ab. Diese Endmoränenwälle gehören sichtlich alle demselben Gletscherstadium an. Da die Schneegrenze nicht höher als 1700—1800 m, also 600—700 m unter der heutigen, gelegen haben kann, so müssen sie während des Gschnitzstadiums entstanden sein.

23. Der Schilstalgletscher.

Die Eismassen, die sich in dem von den Kammlinien der Guscha-, Spitzmeilen-Magereu- und Zieger-Prodkammkette eingerahmten Einzugsgebiete des Schilsbachtales sammelten, vereinigten sich während der Würmeiszeit und gewiss auch noch während des Bühlstadiums als gewaltiger Talgletscher bei Flums mit dem Walensee-Rheingletscher. In jenen Perioden hohen Gletscherstandes haben sie wohl im Verein mit den Gletschern, die in den Becken von Prodalp und Tannenboden lagen, die ausgedehnte Moränendecke im oberen Teile des welligen Abhanges des Flumser Grossberges abgelagert. Die Bachrinnen, in deren Sohle der anstehende Fels zutage tritt, beweisen, dass sie meistens nur wenige Meter mächtig ist; aber stellenweise schwillt sie auf 10—20 m Dicke an. Sie besteht ganz aus den Verrucano-, Trias- und Liasgesteinen des Gletschergebietes, entbehrt der Wallformen und geht nach unten ohne deutliche Grenze in die Moränendecke des Rheingletschers über.

Die Lokalmoränendecke ist am mächtigsten entwickelt zwischen Schnäls und Egg, wo das breite, sanft geneigte Schilsbachtal aufhört und das cañonartig in den mit stärkerem Gefälle gegen das Seeztal abfallenden Verrucanohang eingeschnittene Schilstobel beginnt [1]). Die Lokalmoräne dringt hier keilförmig in das Gebiet der Rheingletschermoräne vor. An der Spitze dieses Keiles bildet sie den Hügel Gresch (888 m), einen Schuttrücken, der zwischen der postglazialen Erosionsschlucht

[1]) Vgl. die hübsche Schilderung der glazialen und Erosionserscheinungen im untersten Teile des Schilstales von Früh in «Nachtrag zu Naturbrücken und verwandten Formen» (193).

des Schilsbaches und dem «Tal», einer ältern tiefen Erosionsrinne, in welche der von Prodalp herkommende Talbach einmündet, stehen geblieben ist. Der Hügel Gresch hängt nach W zusammen mit dem Moränenhügel 916 m bei den Häusern von Eggacker und mit mächtigen Moränenmassen bei Säss und Erb. Die Moränenanhäufung setzt sich auch auf dem rechten Ufer des Schilsbaches auf der welligen Terrasse von Eggwiesen fort und bricht dann an der Bergkante Egg-Marmatsch ab, wo plötzlich erratische Bündnergesteine in Menge auftreten. Am Hügel Gresch überdeckt die Moräne den durch die junge Erosionsrinne des Schilsbaches blossgelegten Verrucano in einer Mächtigkeit von 30—50 m. In den Kahlanrissen am Südabhange des Hügels, in Moränenrutschungen auf dem rechten Ufer des Schilsbaches und im Strasseneinschnitt östlich von Säss sieht man viele gut gerundete und gekritzte Geschiebe, und man überzeugt sich hier auch, dass die Moräne ausschliesslich aus den Gesteinen des Schilsbachtales: roter Verrucano, Melsersandstein, Rötidolomit und Rauhwacke, Quarzite aus dem Quartenschiefer und dunkle Liaskalke, zusammengesetzt ist.

Wenn auch die Moränenmasse von Gresch nicht die Gestalt einer Endmoräne besitzt, so ist sie doch sehr wahrscheinlich am Ende der Gletscherzunge während eines längern Gletscherstillstandes abgelagert worden. Eine auf der Nordseite des Tales bei Säss und Sässenberg wallartig vorspringende Moränenrippe, die mit schwach bogenförmiger Krümmung in die Moränenhügel von Gresch und Eggacker übergeht, darf wohl als die jenem Gletscherstande entsprechende linke Ufermoräne betrachtet werden. Diese Moränen bezeichnen einen Gletscherstillstand während der Rückzugsperiode des Bühlstadiums.

Eine merkwürdige Erscheinung ist die bereits erwähnte breite und tiefe Erosionsrinne «im Tal», die östlich von Säss plötzlich mit zirkusförmigem Hintergrunde beginnt und nördlich vom Hügel Gresch in das Schilsbachtobel einmündet. An ihren beiden Seitenwänden tritt der anstehende Verrucano zutage, die Rückwand dagegen wird ganz von Moräne gebildet. Sie ist vielleicht ein altes, an seinem Südende durch die Endmoräne von Eggacker verschüttetes Tobel des Schilsbaches, vielleicht auch die während der Aufschüttung dieser Moräne entstandene Schmelzwasserrinne des Schilsgletschers.

Da während des Gschnitzstadiums die Schneegrenze im Schilsbachgebiet in 1900—2000 m Höhe lag, trug damals die breite, in 1600—2200 m Höhe liegende Terrasse, die den Taltrog rings umsäumt, eine fast zusammenhängende Eisdecke, von der aus kräftige Eisströme ins Schilsbachtal hinunterstiegen, ohne sich jedoch dort zu einem einheitlichen grossen Talgletscher zu vereinigen. Viele Endmoränenwälle dieser Gletscherzungen finden wir in den drei Talzweigen von Naserina-Fursch, Matossa und Werdenbühl, in welche sich das Schilstal im S gabelt.

Gleich beim Eintritt in das bei Wiesen ausmündende Tal von Naserina, östlich von den Alphütten von Ruchegg (1300 m), stossen wir auf einen mächtigen Endmoränenwall des Gletschers, der von der Magereu-Sexmorkette her über das Plateau von Fursch und Leist herunterstieg. Er fällt mit einem hohen, sehr regelmässigen Steilbord nach innen, mit breiter, welliger Böschung nach aussen ab. Ein zweiter parallel dazu verlaufender, niedrigerer Wall erhebt sich dicht westlich von den Alphütten. Die Wälle enthalten neben dem vorherrschenden roten Verrucano auch viele Trias- und Liastrümmer und sind ziemlich reich an gerundeten und gekritzten Geschieben. Die Moräne setzt sich taleinwärts als ziemlich mächtige Decke bis nach Naserina fort, ohne jedoch Wälle zu bilden.

Ein prachtvolles System von Moränenwällen desselben Gletschers tritt uns auf der 400 m höher gelegenen Talstufe von Fursch und Abendweid entgegen. Der ganz mit Moräne ausgekleidete breite Gletscherboden wird auf beiden Seiten von einer kräftigen Seitenmoräne eingefasst und im N, dicht hinter den Hütten von Fursch (1806 m) durch eine ziemlich mächtige, bogenförmige, von den Bächen durchschnittene Endmoräne abgeschlossen. Hinter der Hauptendmoräne folgen im flachen Talgrunde in kurzen Abständen noch etwa sechs andere niedrige Endmoränenwälle, die alle in schön geschwungenem Bogen zu Seitenmoränenwällen umbiegen und den stufenweisen Rückzug der Gletscherzunge aufs schönste veranschaulichen. Schliesslich folgen am oberen Ende des Talbodens am Nordfusse des Magereu zwei Gruppen von je zwei konzentrischen Endmoränenwällen, die andeuten, dass der Gletscher zuletzt aus zwei kleinen Eiszungen bestand. Das Moränenamphitheater von Fursch kann kaum während des Daunstadiums entstanden sein, da das über der damals bei 2300 m befind-

lichen Schneegrenze liegende Nährgebiet am Magereu so klein war, dass es unmöglich einen grossen, bis auf 1800 m herabsteigenden Gletscher liefern konnte. Die Moränen von Fursch verlangen eine bei 2050—2100 m liegende Schneegrenze und müssen daher wohl als Rückzugsmoränen des Gschnitzstadiums angesehen werden. Dagegen dürfen wohl die zwischen 2050 und 2130 m liegenden Endmoränen am Nordfusse des Magereu dem Daunstadium zugewiesen werden.

An den Abhängen der Talzweige von Matossa und Werdenbühl wird der anstehende rote Verrucanoschiefer auf weite Ausdehnung durch eine im allgemeinen wenig mächtige, fast ganz aus eckigen Bruchstücken desselben Gesteins bestehende Schuttdecke verhüllt, über deren Entstehung ich nicht völlig klar wurde. Die runden Terrainformen lassen vermuten, dass sie grösstenteils infolge Aufarbeitung des anstehenden Untergrundes durch die diluvialen Eismassen entstanden ist. An manchen Stellen erweist sie sich durch das Auftreten von deutlichen Moränenwällen, die Beimengung von Trias- und Liasgesteinen und das Vorkommen einzelner gerundeter und gekritzter Geschiebe als wirkliche Moräne.

Der unterste Teil des Tales von Matossa wird in etwa 1300 m Höhe von zwei konzentrischen Endmoränenwällen durchquert, die zwar in der Talmitte zu beiden Seiten des Matossatobels eines scharfen Kammes entbehren und mehr nur eine flache Moränenanhäufung darstellen, im S dagegen ausgeprägte Wallform annehmen und zu Seitenmoränen umbiegen. Sie sind offenbar gleichzeitig mit den Endmoränen von Ruchegg entstanden, mit denen sie in gleicher Höhe liegen, müssen also auch dem Gschnitzstadium zugerechnet werden. Echte Moränen mit vielen gerundeten Geschieben bedecken dann das Gebiet zwischen den Hütten von Unter- und Ober-Matossa. Auf der Südseite des Baches bilden sie zwischen 1650 und 1800 m eine Reihe paralleler Seitenmoränenwälle. Wenn auch deutliche Endmoränenwälle fehlen, so bezeichnen diese Wallmoränen doch einen wiederholten Stillstand der sich zurückziehenden Gletscherzunge. Wahrscheinlich sind sie gleichzeitig mit den Moränenwällen von Fursch entstanden. Südwestlich von Ober-Matossa findet man bei 1800 m und 1930 m noch zwei hübsche kleine Endmoränenbogen als Ablagerungen zweier Gletscherzungen, die während eines noch kleineren Gletscherstandes über den Felsenrand des Madplateaus herunterhingen.

Auf dem Plateau von Mad finden wir prachtvolle Wirkungen des Gletschers auf dem anstehenden Fels in Gestalt von Rundhöckern, Gletscherkolken (Madseeli) und Gletscherschliffen mit in der Talrichtung nach NNE verlaufenden Schrammen, aber nur unbedeutende Moränen. An seinem Südrande liegen in 2200—2250 m Höhe zwei kleine Moränenwälle, die wahrscheinlich während des Daunstadiums von kleinen an Weissmeilen und Spitzmeilen sich anlehnenden Eismassen gebildet wurden.

Im südlichen Hauptzweige des Schilstales, im Tale von Werdenbühl, findet man auffallenderweise keine Moränenwälle, die mit den Endmoränen von Ruchegg und Untermatossa parallelisiert werden könnten. Zwei bogenförmige Schuttwälle, die zwischen 1800 und 1900 m nordöstlich von Werdenbühl-Obersäss liegen, sind wahrscheinlich gleichzeitig mit den Endmoränen westlich von Ober-Matossa von Gletscherzungen abgesetzt worden, die vom Madplateau herabstiegen. Das grosse Plateau von Vansalp, das als Fortsetzung des Madplateaus den Südabschluss des Tales umsäumt, stellt wie letzteres eine grossartige glaziale Rundhöckerlandschaft dar, über welche viele dünne Moränendecken ausgebreitet sind, die jedoch nur selten Wallform annehmen. Zwei übereinanderstehende Endmoränenwälle trifft man in 1980—2050 m Höhe am Ostende der Terrasse südlich von der Hütte von Rindervansalp. Es ist fraglich, ob sie Moränen des Daunstadiums darstellen, da die Gipfel zu beiden Seiten der Kohlschlagfurkel, von der der zugehörige Gletscher herunterstieg, bloss 2350 m Höhe erreichen, also damals nur unbedeutend in die Schneeregion hineinragten. Ich möchte sie eher als Rückzugsmoränen des Gschnitzstadiums betrachten. Als einzigen Zeugen des Daunstadiums kann vielleicht ein kleiner Endmoränenbogen angesprochen werden, der in 2200 m Höhe am Nordwestfusse der Risegg liegt.

Während der letzten Stadien der Eiszeit lagen isolierte kleine Gletscher in den karartigen Becken von Banüöl, In den Masken, Prodalp und Tannenboden, in welche sich die nördliche Fortsetzung der Vansalp-Furschterrasse gliedert. Sie haben ausgedehnte Moränendecken, die sich namentlich im Bereiche des Lias oft nicht scharf gegen das Anstehende abgrenzen lassen, aber

nur wenige deutliche Moränenwälle hinterlassen. Ein schöner Seitenmoränenwall zieht sich auf der Ostseite des Karbeckens von Plattis-Banüöl dem Fusse des Maskenkamms entlang von der Passhöhe 1960 m bis auf 1850 m herab. Die Moränendecke in der Mitte des Beckens ist zu vielen runden Hügelchen gruppiert, die den Eindruck einer Miniatur-Drumlinslandschaft machen [1]). Am Südrande der Terrasse von Spiegen liegen vier niedrige, aber sehr scharf ausgeprägte, stufenartig übereinanderstehende linksseitige Ufermoränenwälle einer Eiszunge, die vom Maskenkamm und aus dem Becken «In den Masken» herunterstieg. Während der Moränenwall bei Banüöl sicher dem Gschnitzstadium angehört, sind die bis auf 1600 m herabsteigenden Wälle von Spiegen wahrscheinlich noch Rückzugsmoränen des Bühlstadiums. Ein in 1850 m Höhe am Südfusse des Prodkamms liegender, etwas undeutlicher Endmoränenwall ist wahrscheinlich von dem kleinen Gletscher erzeugt worden, der sich während des Gschnitzstadiums an jenem Gipfel noch zu bilden vermochte. Gleichen Alters sind zwei schöne konzentrische Endmoränenwälle, die im Hintergrunde der Prodalp in 1800 m Höhe am Ostfusse des Prodkamms liegen.

Das schöne Zungenbecken von Tannenboden wird im NE nicht durch einen scharf modellierten Endmoränenwall, sondern durch einen breiten, flach gewölbten Moränenrücken abgedämmt. Die mindestens 20 m mächtige Moränenmasse zeigt in den schönen Aufschlüssen an den Ufern des Tobelbaches neben Verrucano und Triastrümmern einen auffallenden Reichtum an oft ausgezeichnet gerundeten und gekritzten Liasgeschieben. Sowohl die tiefe Lage (1380 m) als auch die petrographische Zusammensetzung der Moräne beweisen, dass sie nicht während der beiden letzten Gletscherstadien, sondern noch während des Bühlstadiums entstanden ist, als die Schneegrenze so tief lag, dass die Eismassen vom Prodkamm und aus dem Hintergrund der Molseralp bis in das Becken von Tannenboden vorzudringen vermochten.

24. Lokalgletscher auf der Nordostabdachung der Guschagruppe.

Eine der Lokalmoränendecke des Flumser Grossberges analoge Erscheinung ist der breite Moränengürtel, der die in 1450—1650 m Höhe liegende, mit flacher, oft auffallend regelmässiger Böschung gegen das Seeztal fallende Terrasse von Kleinbergalp, Mädemseralp und Tamonseralp bedeckt. Die Moränendecke ist im allgemeinen mächtiger als diejenige des Grossberges und besteht ausschliesslich aus Verrucano-, Trias- und Liasgesteinen der Guschagruppe. Sie ist, wahrscheinlich während des Bühlstadiums, durch die Lokalgletscher, die von der Guscha durch die Tälchen von Mädemsalp und Kohlschlagalp und vom Hühnerkopf herunterstiegen, abgelagert worden. Sie lässt sich nicht scharf gegen die Rheingletschermoräne abgrenzen und entbehrt der Wallformen. Solche treten erst im Innern jener Tälchen und auf den schmalen Terrassen auf, die als Fortsetzung der breiten Moränenterrasse in die Seitentälchen hineinstreichen.

Ein kräftiger Endmoränenwall des Kohlschlaggletschers liegt in 1450 m Höhe nördlich von Kohlschlag Vorsäss. Der auch auf der topographischen Karte angedeutete Querwall, der Geissbühl, fällt nordwärts mit hohem Steilbord ab und zeigt in frischen Anrissen viele gerundete und gekritzte Geschiebe. Der Kohlschlagerbach ist durch den Moränenwall verschüttet worden und hat an seinem Ostrande in den roten Verrucanoschiefer einen neuen Lauf in Gestalt eines engen Cañons mit vielen kleinen Wasserfällen eingeschnitten. Als Fortsetzung der Stirnmoräne ziehen sich zu beiden Seiten des Baches zwei wellige, aus Gletscherschutt bestehende, 50—100 m breite Terrassen taleinwärts bis zu den Hütten von Kohlschlag Vorsäss, wo die Talsohle sich zungenbeckenartig erweitert.

Die Endmoräne von Kohlschlag Vorsäss ist wahrscheinlich beim Gletscherhochstande des Gschnitzstadiums entstanden. Gleichzeitig hat wohl der Gletscher des Mädemseralptälchens die drei etwas höher, zwischen 1600 und 1760 m liegenden, ganz aus Liasschutt bestehenden, niedrigen Seitenmoränenwälle abgelagert, die der Alpweg zwischen Mädems Vorsäss und Mädems Hintersäss durchschneidet. Der südlichste dieser Wälle scheint sich mit einem kleinen auf der Nordseite des Röllbaches liegenden Walle zu einer Endmoräne zu vereinigen.

[1]) Es handelt sich hier wahrscheinlich um Rundhöcker aus anstehendem Fels, die mit einer dünnen Moränendecke überzogen sind.

In den oberen Teilen der Kohlschlagalp finden wir ausser Moränendecken noch kleine Moränenwälle im Tälchen südlich von Kläui bei 2050 m. Es sind eher Rückzugsmoränen des Gschnitzstadiums als Moränen des Daunstadiums, da während des letztern an den rund 2300 m hohen Gipfeln der Taleinfassung sich keine beträchtlichen Eismassen zu bilden vermochten. Dagegen darf wohl als Bildung des Daunstadiums der hübsche kleine Endmoränenwall betrachtet werden, der in 2150 m Höhe auf dem Ostrande der Terrasse von Oberguscha sitzt.

Im Hintergrunde der welligen Alpfläche von Tamons Vorsäss liegt ein breites Trümmerfeld, das ganz aus eckigen Trümmern von Quarzsandsteinen der Quartenschiefergruppe und vereinzelten Rötidolomit- und Liasblöcken zusammengesetzt ist und sich durch eine sehr unregelmässige hügelige Oberfläche auszeichnet. Es kann nicht die Ablagerung eines Bergsturzes sein, da der darüberstehende kaum 100 m hohe Quartenschieferhang unmöglich ein so ausgedehntes Sturzfeld geliefert haben kann. Es ist eher als Moräne zu betrachten, um so mehr, als es eine Reihe deutlicher Wallformen erkennen lässt. In diesem Falle muss es sich um Moränen des Gschnitzstadiums handeln.

25. Der Seezgletscher.

Der Seezgletscher führte während Würmeiszeit und Bühlstadium als mächtiger Talgletscher die Eismassen aus dem Weisstannental und seinen vielen kleinen Seitentälern dem Walenseearme des Rheingletschers zu. Aus jener Zeit stammen die früher erwähnten, im unteren Teile des Weisstannentales auf den Terrassen von Hinter-Vermol und Langwiesen liegenden Moränendecken, die jedoch ihres Gehaltes an kristallinen Bündnergesteinen und an Malm und Kreide der Calandakette wegen der Hauptsache nach eine Ablagerung des Rheingletschers sind (vgl. p. 479). Die Lokalmoränen des Seezgletschers beschränken sich fast ganz auf die wellige Moränendecke, die auf der Nordseite des Tales die weniger steilen Gehängepartien bei Weggut, Meienberg, Ringgenberg, Oberberg und Klosteralp bekleidet und nach oben mit den Moränen der Galanseralp und Lauialp zusammenhängt. Sie besteht fast ganz aus Verrucano- und Flyschgesteinen und ist sehr arm an grössern Trümmern. Oft ist man im Zweifel, ob man es nicht mit blossem Gehängeschutt zu tun habe (namentlich bei Weggut und Meienberg), während an andern Stellen (z. B. am Strässchen gegen Ringgenberg) gerundete und gekritzte Geschiebe die Moränennatur der Schuttdecke beweisen. Sie ist wahrscheinlich am Ende des Bühlstadiums von dem sich zurückziehenden Gletscher abgesetzt worden.

Ablagerungen der beiden letzten Gletscherstadien, vorwiegend des Gschnitzstadiums, finden wir in allen Seitentälchen des Weisstannentales. Kräftige Moränendecken, die aber oft nicht scharf gegen den Gehängeschutt sich abgrenzen lassen, liegen auf der Nordseite des Tales auf den tieferen Teilen der Abhänge, besonders gegen die Ausgänge der Seitentäler hin, so auf Alp Matels, auf Galanseralp am Abhang des Wannekopfs, im untern Teil der Lauialp, am Ausgange des Tales von Obersiez, auf Ober-Fooalp. Da die Gipfel auf der Nordseite des Weisstannentales mit Ausnahme von Foostock, Faulenstock und Faulegg die Höhe von 2300 m nicht oder nur wenig übersteigen, konnten sich hier während des Daunstadiums keine Gletscher von Bedeutung bilden. So erklärt es sich, dass auf den Karböden im Hintergrunde der nördlichen Seitentäler Moränenwälle fast ganz fehlen. Einzig ein am Südabhang des Foostocks liegender Seitenmoränenwall [1]), der von einem kleinen Gletscher in der Nische zwischen Foostock und Foostöckli gebildet wurde, darf dem Daunstadium zugewiesen werden. Im übrigen sind die oben erwähnten Moränendecken und die wenigen in ihrem Bereiche auftretenden Moränenwälle Bildungen des Gschnitzstadiums. Zu letzteren zählen wir den in 1950 m nördlich von der Hütte Tamons Hintersäss liegenden Seitenmoränenwall, eine etwa 20 m hohe, in der Geologischen Karte nicht angegebene Seitenmoräne in 1600—1700 m Höhe im Hahnenbodenwald nördlich von Untergalans, eine zwischen 1300 und 1450 m auf dem rechten Ufer des Lauibaches, südlich von der Hütte Näserina liegende hohe Seitenmoräne, eine kleine Endmoräne am Südrande des Geschiebebodens von Obersiez in 1650 m Höhe und die Endmoräne, die in 1920 m Höhe das Tal von Ober-Fooalp westlich von der Alphütte quert.

---

[1]) Dieser in der Geologischen Karte Nr. 63 nicht eingetragene Moränenwall liegt dicht westlich von den dort angegebenen drei Quellen.

Auch die Südseite des Weisstannentales zeichnet sich nicht durch reichliche und auffallende erratische Bildungen aus. Moränendecken gewinnen fast nur auf den grossen welligen Flächen von Alp Scheibs und Alp Valtnov eine etwas grössere Ausdehnung; dagegen trifft man hier Moränenwälle in etwas grösserer Zahl als auf der Nordseite des Tales. Da die Wasserscheide im S in der Kette westlich vom Heidelpass bis auf 2640 m, in den Grauen Hörnern sogar auf 2847 m ansteigt, sind hier auch Bildungen des Daunstadiums zu erwarten.

Auf Alp Valtnov beobachtet man an den beiden Rändern der vom Kopfbach durchflossenen Talmulde zwischen 1750 und 1950 m Reste von Seitenmoränen einer Gletscherzunge, die in dem hübschen kleinen Karbecken von Obergamsli ihren Anfang nahm. Sie dürfen als Ablagerungen des Gschnitzstadiums angesehen werden, während der auf dem äussern Rande des Beckens von Obergamsli in 2150 m Höhe sitzende kleine Endmoränenbogen das Daunstadium bezeichnet. Im mittleren Teile von Alp Scheibs liegen zwischen 1980 und 2050 m etwas undeutliche End- und Seitenmoränen einer kleinen Eiszunge, die vom Gipfel 2354 m herunterstieg. In den südlich von Alp Scheibs liegenden prächtigen Karbecken von Heubützli und Ritschli, die ihrer Höhenlage wegen auch während des Daunstadiums von Eis erfüllt waren, finden sich nur unbedeutende Moränenreste und keine Wallformen. Im vorderen Teile des Muttentales liegt zwischen 2150 und 1950 m auf dem Nordufer des Baches ein langer, wahrscheinlich während des Daunstadiums entstandener Wall.

Der grösste unter den südlichen Seitengletschern des Seezgletschers, der vom Piz Sol durch das Tal von Ober-Lavtina und vom Zinerspitz und Hangsackgrat durch das Valtüsch herabsteigende Gletscher von Lavtina, hat nur in den obersten Talstufen deutliche Moränen hinterlassen. Am mächtigsten sind sie im vordern Teile des Gutentales entwickelt, wo der Bach sich wohl 30 m tief in dieselben eingeschnitten hat, ohne das Anstehende zu erreichen. In der Höhe von 1950 m bilden sie eine Anhäufung rundlicher Schutthügel, die wahrscheinlich ein längeres Verweilen des Gletscherendes andeutet. Talaufwärts finden wir noch einen deutlichen Seitenmoränenwall auf der Nordseite des Baches und eine kleine Endmoräne bei 2200 m. Letztere, wie auch ein kleiner Seitenmoränenwall im südlichen Teile von Valtüsch, müssen zum Daunstadium gerechnet werden, während die Moränenmasse im vorderen Teile des Gutentales vielleicht noch einer Rückzugsphase des Gschnitzstadiums angehört.

Der Gletscherarm, der im Talbecken zwischen Piz Sol und Stafinellagrat lag, hat am Abhang des letztern bei Ober-Lavtina eine ziemlich mächtige, grösstenteils aus Quarzporphyrtrümmern bestehende, wellige Moränendecke hinterlassen. Sie zeigt zwischen 1700 und 1900 m zwei bis drei ziemlich deutliche parallele Ufermoränenwälle und darf wohl dem Daunstadium zugerechnet werden.

Derselben Rückzugsphase mögen auch die mächtigen Gletscherschuttmassen angehören, die zwischen 1900 und 2400 m das Karbecken Piltschina am Nordwestfusse des Sazmartinhorns bedecken. Die tiefen Bachrinnen, welche sie durchfurchen, haben nur an drei Stellen den anstehenden Wildflyschuntergrund erreicht und beweisen, dass die Moräne, wenigstens im untern Teil, 30—50 m mächtig ist. Am Westrande ist ein niedriger Seitenmoränenwall deutlich bemerkbar, und im obern Teil des Kars endigt die Moränendecke mit zwei kleinen, von den Bächen durchbrochenen Endmoränenbogen, die einen letzten Stillstand des abschmelzenden Gletschers andeuten.

Über die Moränen im Gebiete der Grauen Hörner hat bereits Tolwinski einige Beobachtungen mitgeteilt (**236**, p. 58 und 59). Das jetzt von einem kleinen Torfmoor erfüllte Zungenbecken von Unter-Gamidauer (1683 m) wird von einem gut erhaltenen Endmoränenwall abgedämmt, der auf beiden Seiten in einen Seitenmoränenwall übergeht. Der westliche derselben wird auf der äussern Seite noch von einem ältern kräftigen Walle begleitet. Die Wälle tragen die Hütten von Oberprecht und Obersulz, und ihr Schutt dehnt sich noch weit hinunter gegen Unterprecht und Untersulz aus. Die ganz aus Verrucano bestehenden Moränen sind Ablagerungen eines Gletschers, der aus dem von der Baseggla und dem Schwarzplankgrat (2647 m) eingerahmten Hochtälchen herabstieg. Ihre Bildung fällt wahrscheinlich ins Daunstadium.

Hübsche Moränenwälle hat auch ein Gletscher hinterlassen, der vom Gamidauerspitz (2313 m) nordwärts durch die breite Karnische zwischen Garmil und Gamidauer über die Vermialp hinunterstieg. Drei parallele, stufenartig übereinanderstehende Seitenmoränenwälle desselben begrenzen

das schöne Zungenbecken von Unter-Vermi (1552 m) auf der Westseite und biegen an seinem Nordende zu einem deutlichen Endmoränenbogen um. Das dahinterliegende Becken beherbergte einst vielleicht einen Moränensee, ist aber jetzt von Bachalluvion erfüllt. Als diese Moränenwälle entstanden, muss die Schneegrenze bei 1900—2000 m gelegen haben; ihre Bildung fällt also ins Gschnitzstadium. Zur Zeit des Daunstadiums, dessen Schneegrenze hier bei 2200—2300 m lag, tauchte das Einzugsgebiet des Gletschers nur noch wenig in die Schneeregion ein; er war daher auf eine kleine Eiszunge reduziert, die vom Gamidauerspitz auf den flachen Rücken von Schmalzrain herunterhing, durch den das Kar in zwei Teilnischen getrennt wird. Dieser Gletscherstand ist durch einen kleinen halbkreisförmigen Endmoränenwall angedeutet, der in 2050 m Höhe auf diesem Rücken liegt. An Stelle der kleinen Hohlform, die die Gletscherzunge nach ihrem Abschmelzen zurückliess, finden wir auch hier einen sanft ansteigenden, durch Lawinen und Schmelzwasser erzeugten Schuttboden. Ein flacher Moränenwall, der vom rechtsseitigen Rand der genannten Endmoräne aus tiefer auf den Abhang hinuntersteigt, sowie die Moränendecken auf dem nördlichen Teil von Schmalzrain und im Becken von Ober-Vermi sind vielleicht vom Gletscher beim Rückzuge nach dem Gschnitzstadium abgesetzt worden.

Im oberen Teile der Muggalp auf der Ostseite der Grauen Hörner, schon ausserhalb des Einzugsgebietes des Seezgletschers, liegen zwischen 1700 und 1800 m zwei grosse Seitenmoränenwälle. Sie vereinigen sich dicht über Neuehütte (1614 m) zu einer etwa 50 m hohen, vom Bache durchschnittenen, hügeligen Moränenmasse, die wohl als Endmoräne betrachtet werden darf. Der westliche Wall lehnt sich an die Schutthalden am Fusse des Tschingel an, der östliche liegt als 10—15 m hoher Wall am oberen Rande des Absturzes gegen den grossen Erosionskessel von Ober-Valeis und setzt sich südwärts noch am Muggkamm, südöstlich von den Hütten von Gaffia, fort. Die Wälle bestehen fast ganz aus Verrucano der Grauen Hörner. Sie wurden von einem Gletscher abgelagert, der von P. 2307 m und über die Ostabstürze der Baseggla ins Tälchen von Gaffia herabstieg. Es ist fraglich, ob sie während des Daunstadiums entstanden sind, da damals das Nährgebiet des Gletschers einzig mit den wenig ausgedehnten Felshängen des Grates südlich der Baseggla in die Schneeregion hineinragte. Sie müssen eher dem Gschnitzstadium zugewiesen werden. Zur Zeit noch höheren Gletscherstandes stieg der Gletscher bis Muggalp Untersäss (1306 m) und Gampedels hinunter, wo ausgedehnte Lokalmoränendecken liegen, und vereinigte sich dann mit dem Rheingletscher.

26. Der Taminagletscher.

Im Kunkels- und Taminatal lag während der Würmeiszeit und während des Bühlstadiums ein grosser Talgletscher, der teils eine Abzweigung des Rheingletschers war (vgl. p. 478/479), zu einem grossen Teil aber durch Lokalgletscher, besonders aus dem Calfeisental und aus den Grauen Hörnern, genährt wurde. Wir ergänzen unsere früheren Angaben über das Rheingletschererratikum durch einige Notizen über die Moränen der Lokalgletscher.

Die Nordseite des Calfeisentales westlich von St. Martin zeigt überall die Wirkungen der alten Gletscher in Form von Rundhöckern und Moränendecken. Die Gletscher bedeckten hier jedenfalls noch während des Gschnitzstadiums den Abhang mit einem zusammenhängenden Eismantel. Die aus jener Zeit stammende Moränendecke ist am ausgedehntesten und mächtigsten auf der Malanseralp und auf der Eggalp, wo sie den anstehenden Wildflysch auf weiten Flächen verhüllt. Viele gerundete und gekritzte Geschiebe beobachtet man z. B. in Grundmoränenrutschungen nördlich vom Nummulitenfelsen von Ancapan und nordwestlich von Stockboden. Dass die Moränendecke, wenigstens auf den tieferen Teilen der Abhänge, nicht ausschliesslich eine Bildung der von N herkommenden Lokalgletscher ist, sondern zum Teil auch von dem von der Sardona herkommenden Hauptgletscher abgesetzt wurde, beweisen die vielen grünen Verrucanotrümmer, die man im Gletscherschutte von der Talsohle bis über den Ammannsboden hinauf findet.

Auf den mittleren Teilen des Abhanges, zwischen 1800 und 2050 m, liegen einige Seitenmoränenwälle [1]), die nach ihrer Richtung und Zusammensetzung von lokalen Gletscherzungen, wahrscheinlich gegen das Ende des Gschnitzstadiums, abgesetzt worden sind. Am deutlichsten sind die

[1]) Leider sind diese Wälle auf der Geologischen Karte nicht eingetragen. Ihre Lage lässt sich aber zum Teil aus der Topographie erkennen.

Moränenwälle, die eine vom Heidelpass herkommende Eiszunge zu beiden Seiten des Baches zwischen Plattenalp und Malanseralp abgelagert hat. Der Moränenwall, auf dem die Hütten von Eggalp (1982 m) stehen, ist die linke Ufermoräne eines Gletschers, der aus der Nische östlich vom Zinerspitz herabstieg. Zwei Wälle westlich vom Zinerboden und am Südfusse des Seezberges deuten eine Gletscherzunge an, die in der Nische zwischen Seezberg und Zinerspitz lag.

Die aus einer ununterbrochenen Folge von kleinen Karbecken bestehende Terrasse, die in der Höhe von 2200—2450 m am Südfusse des von der Sardona bis zum Sazmartinhorn sich erstreckenden Wildflyschkammes liegt, weist nur dünne Moränendecken und einige wenige deutliche Moränenwälle auf, die während des Daunstadiums entstanden sein müssen. Dazu gehören ein schöner Wall im Innern der Nische am Südfusse des Hangsackgrates und ein kleiner Endmoränenbogen, der südlich vom Heidelpass eine kleine Wasserlache umsäumt. Etwas undeutlich ist die Wallform der Moräne, die dicht nördlich davon das Südufer des kleinen am Fusse des Heidelpasses liegenden Sees bildet.

Bildungen des Daunstadiums sind wohl auch der schöne Seitenmoränenwall, der am Westende des Geschiebebodens von Sardonaalp in 1900 m Höhe am Fusse der Sardona liegt; ferner die nicht deutlich wallförmige Moräne, die das kleine Seelein bei der Roten Platte oberhalb Brändlisbergalp im S umsäumt, und die vorzüglich erhaltenen Seitenmoränenwälle, die zwischen 1900 und 2500 m den Umriss einer $1{,}_5$ km langen, schmalen Gletscherzunge angeben, welche vom Sazmartinhorn ins Tobel des Tellerbaches herabstieg.

Der Grund des tiefen Tales von Tersol wird ganz von rezenten Gehänge- und Runsenschuttkegeln bedeckt; dagegen liegt auf seiner Ostseite auf der Terrasse von Crisp eine kräftige Moränendecke des Daunstadiums. Auf dem nördlichen Teil der Terrasse hat die Gletscherzunge, die aus dem in den Verbindungsgrat zwischen dem Grossen Zanayhorn und dem Piz Sol eingeschnittenen Karbecken kam, schöne End- und Seitenmoränenwälle abgelagert.

Von den Seitengletschern des Taminatales haben namentlich die Eismassen, die aus den Grauen Hörnern durch die Täler des Radeinbaches (Calvina) und des Vaplonabaches herabstiegen, bedeutende Moränen hinterlassen. Mächtige, ganz aus Flyschschutt bestehende Moräne bedeckt die Sohle des Tales von Calvina und setzt sich auch in das zwischen Vogelegg und Seeligrat liegende Tälchen hinein fort. Auf dem Nordufer des Baches ist sie in hohen Kahlanrissen aufgeschlossen. Ihre Oberfläche bildet eine wellige Terrasse, auf der die Hütten von Calvina (1904 m) stehen. Die Mächtigkeit der Moräne lässt auf ein längeres Verweilen des Gletscherendes im Gebiete von Calvina schliessen. Die Eisoberfläche wird wahrscheinlich durch die ziemlich scharf ausgeprägte und gleichmässig talauswärts fallende obere Moränengrenze am Westfusse des Monteluna angedeutet. Nimmt man das Gletscherende bei 1800 m an und bedenkt man, dass das Einzugsgebiet in den Zanayhörnern bis auf 2800 m ansteigt, so wird man die Moränenmasse als eine Bildung des Daunstadiums betrachten dürfen. Ein längerer Stillstand der sich zurückziehenden Eismassen wird durch zwei im Tälchen zwischen Monteluna und Vogelegg liegende parallele Ufermoränenwälle, die bei 1900 m in eine vom Bache durchbrochene Endmoräne übergehen, angedeutet.

Noch weit grössere Schuttmassen hat der Gletscher abgelagert, der aus der Gipfelregion der Grauen Hörner ostwärts durch das weite Tal des Vaplonabaches herabstieg. Eine fast zusammenhängende Moränendecke, die fast nur in den vielen Bacheinschnitten den anstehenden Flysch zutage treten lässt, bedeckt die Weiden von Lasaalp, Vasanealp, Dreher, Wollebboden, Branggis und Valenserberg und setzt sich westwärts auch in das Tälchen von Vaplona fort. Mit mächtiger Moräne, in welche die von den Zanayhörnern kommenden Bäche tiefe Rinnen eingeschnitten haben, ist auch die Terrasse von Ober-Zanay überschüttet. Im Moränenschutte wiegen überall die Wildflyschgesteine der Grauen Hörner vor, unter denen neben knorrigen Schiefern, Sandkalken und Glimmersandsteinen namentlich viele Trümmer polygener Breccien auffallen. Fast überall sind auch Geschiebe und Blöcke des an den südlichen Gipfeln der Grauen Hörner anstehenden blassroten, feinkonglomeratischen Verrucanos ziemlich häufig. Ihre grösste Mächtigkeit scheint die Moräne am Abhang bei Dreher, in der Gegend, wo die von Vaplona, Valgrausa und Ober-Zanay kommenden Bäche sich vereinigen, zu erreichen. Sie ist dort an den Bachufern in über 50 m hohen Steilborden aufgeschlossen. Ostwärts stellen

sich in der Moräne allmählich immer reichlicher kristalline Bündnergesteine ein; die Moränendecke wird, ohne dass eine Grenze angegeben werden kann, zur Moräne des Taminaarmes des Rheingletschers.

Die Moränen im Tale des Vaplonabaches lassen keine deutlichen Wallformen bemerken, weshalb eine genaue Bestimmung ihres Alters nicht möglich ist. Während die Moränen von Valenserberg und Branggis zufolge ihres Gehaltes an Bündnergesteinen mit ziemlicher Sicherheit dem Bühlstadium zugewiesen werden können, lassen sich die Moränen des Gschnitz- und Daunstadiums in den hintern Teilen des Tales nicht scharf gegeneinander abgrenzen. Zwei kleine Ufermoränenwälle auf Ober-Zanay bezeichnen das Daunstadium von Gletscherzungen, die sich an die Zanayhörner anlehnten.

Da die rechte Seite des Taminatales steil und durch keine Seitentäler gegliedert ist, konnten hier keine grössern Seitengletscher entstehen. Das Erratikum dieser Talseite beschränkt sich daher im Talabschnitt zwischen Vättis und Ragaz auf die p. 479 erwähnten spärlichen Ablagerungen des Taminaarms des Rheingletschers, auf der Südseite des Calfeisentales auf kleinere Moränendecken auf den Terrassen von Tristelalp und Schräenalp und einige Moränenwälle, die vom Glasergletscher und einer auf dem Nordabhang des Tristelhorns liegenden Gletscherzunge vielleicht erst in der Alluvialzeit gebildet worden sind.

27. Lokalgletscher auf der Ostseite des Calanda.

Gegen das Ende der Eiszeit lag in den sechs Karbecken, die zwischen Mastrilseralp und Felsberger Älple in den Scheitel der Calandakette eingeschnitten sind, noch eine Reihe von Gletscherzungen. Sie haben im mittleren und vorderen Teil aller dieser Kare hügelige Moränendecken und deutliche End- und Seitenmoränenwälle abgelagert. Die schönste dieser kleinen Moränenlandschaften breitet sich auf der Südseite des Felsberger Calanda am Eingang in die Nische Im Tal und auf dem Felsberger Älple aus. Sie ist scharf gegen den rundhöckerigen Malmboden der Umgebung abgesetzt und bildet ein System von 3—4 vorzüglich erhaltenen, parallel verlaufenden, am Südende 10—15 m hohen, aus Öhrlikalktrümmern bestehenden End- und Seitenmoränenwällen. Auch im nördlichsten Karbecken, im Vordertal, trifft man ein System von drei scharf ausgeprägten End- und Seitenmoränenwällen. Die beiden schönen Endmoränenbogen in der Nische zwischen Felsberger Calanda und Teufelskirchli beweisen, dass dort südlich von der Hauptgletscherzunge auf der in die Zementsteinschichten eingeschnittenen Terrasse am Nordostabhang des Felsberger Calanda noch ein isoliertes kleines Gletscherchen lag. Alle diese Moränenwälle lassen auf eine bei 2300 bis 2400 m liegende Schneegrenze schliessen. Man darf sie daher als Bildungen des Daunstadiums betrachten.

Am Taminser Calanda fehlen Moränen dieses Stadiums, weil er damals nicht mehr oder nur wenig in die Schneeregion hinaufreichte. Die fast ganz moränenfreien Rundhöckerformen der Malmterrasse des Taminser und Felsberger Älple und die westlich vom Felsberger Calanda bis auf den Scheitel der Calandakette hinaufreichenden Felsrundungen müssen während der Hauptwürmeiszeit und des Bühlstadiums entstanden sein.

Auf der Haldensteineralp, Vazeralp und Mastrilseralp liegen unterhalb der Daun-Moränenwälle noch Moränendecken, die ganz oder fast ganz aus Lokalgletscherschutt bestehen. Eine scharfe Grenze gegen die Rheingletschermoränen lässt sich nicht angeben.

28. Gletscher auf der Südseite der Ringelkette.

Der Taminsergletscher, der heute als kleiner Hängegletscher an die Südostwand des Ringelspitz sich anlehnt, stieg während der Würmeiszeit und ihrer späteren Stadien über den jetzt prachtvoll rundhöckerig modellierten Karboden von Augstberg ins Lavoitobel hinunter und flutete über die Felsschwelle hinweg, die südlich von P. 2321 m den Ostrand des Kars bildet, über Grossalp und Hinteralp bis auf die Sohle des Kunkelstales hinunter. Die Moränendecke, die grosse Teile dieser Alpen zusammenhängend bedeckt, ohne jedoch deutliche Wallformen zu zeigen, ist wahrscheinlich eine Bildung des Gschnitzstadiums. Dem Baue des Einzugsgebietes entsprechend besteht sie grösstenteils aus Malm, enthält daneben noch Kreide und auffallend spärlich grünen Verrucano vom Ringelspitz. Die 30—50 m mächtige Moräne von Hinteralp enthält im mittleren und oberen Teil nur Malm

von Troskalktypus mit vielen vorzüglich polierten und gekritzten Geschieben und scheint daher ganz vom darüberliegenden Abhang des Schafgrates zu stammen. Ausser den früher (p. 479) erwähnten zwei Granitblöcken im Schreusstobel konnte ich im ganzen Gebiet keine Spur von Rheingletscherschutt finden [1]).

Merkwürdigerweise hat das Daunstadium des Gletschers keine auffallenden Moränenwälle hinterlassen. Vielleicht gehören dazu die zwei kleinen Seitenmoränenwälle auf dem Malmrücken nordwestlich von Bicaschè, die Moränenhaufen auf dem Schafberg nördlich von Lavoi und die vielen kleinen Moränenreste auf dem Karboden von Augstberg. Der Endmoränenwall am Südfuss der Panärahörner bei 2700 m muss jünger sein als das Daunstadium, da er über seiner Schneegrenze liegt.

Die beim Bau der neuen Kunkelspassstrasse (1914) entstandenen Aufschlüsse beweisen, dass der Schutt, der den Boden der grossen vom Felsenzirkus Sessagit-Carschlinkopf eingerahmten Nische bildet, im Schwarzwald auf weite Ausdehnung reine, anscheinend nur aus Malm bestehende Lokalmoräne ist mit vielen polierten und gekritzten Geschieben. An einigen Stellen kamen auf der anstehenden Malmunterlage prächtige Gletscherschliffe mit ausschliesslich gegen SE gerichteten Schrammen zum Vorschein. Moräne und Gletscherschliffe müssen Bildungen des Taminsergletschers sein und sind am ehesten dem Gschnitzstadium zuzuweisen.

Im Einzugsgebiet des Schreusstobels lehnt sich an den Südabhang des Schafgrates ein merkwürdiges Konglomerat an. Es besteht völlig aus kleinen von diesem Abhang stammenden Malmtrümmern, ist über 30 m mächtig und sehr fest verkittet, so dass es an den Ufern der darin eingeschnittenen Bachrinne überhängende Wände mit höhlenförmigen Auswitterungen bildet. Es kann kein blosser Gehängeschutt sein, da es neben den vorwiegend eckigen Trümmern auch viele unregelmässig bis gut gerundete Geschiebe enthält und eine 20—30° talwärts fallende Schichtung erkennen lässt. Obschon ich darin keine sehr gut gekritzten Geschiebe sah, scheint es doch Lokalmoräne zu sein. Es taucht am südlichen Bachufer unter die mächtige unverkittete Moräne von Hinteralp, ist also älter als letztere. Vielleicht stammt es aus der Hauptwürmeiszeit oder sogar aus der Risseiszeit.

Der Gletscher, der einst nördlich vom Schafgrat im Becken von Ramuzalp lag, hat, wahrscheinlich während des Daunstadiums, den Moränenwall, der das Ochsentäli umsäumt, und einen kleinen Seitenmoränenwall oberhalb der Hütte 1659 m abgelagert.

Auf den breiten, rundhöckerigen Malmflächen von Alp Mora und Muotta nördlich von Trins liegen viele zerstreute Moränenreste eines Gletschers, dessen Hauptnährgebiet die beiden südlich vom Tschepp und vom Crap Matts liegenden Kare waren. Die grössten Ablagerungen hat er zwischen 1200 und 1500 m auf den Terrassen zwischen Maliens und Si Munt hinterlassen. Da ihnen Gesteine aus dem Vorderrheingebiet fehlen, scheinen sie während des Gschnitzstadiums entstanden zu sein, zu einer Zeit, da der Rheingletscher nicht mehr bis in jene Höhe hinaufreichte. Erwähnenswert ist, dass darin auch Verrucano und Wildflysch aus der Gipfelregion der Ringelkette vorkommen. Das Daunstadium oder eine Rückzugsphase desselben stellt der schöne Endmoränenbogen im Kar am Südabhang des Crap Matts dar. Während desselben Stadiums werden auch die vielen kleinen Moränendecken auf dem langen rundhöckerigen Karboden zwischen Alp Mora und dem Karbecken zwischen Crap Matts und Tschepp entstanden sein.

Die Gletscher, die aus den Karen von Lavadignas, Culm da Sterls und Surcruns heraustraten und im Tale von Bargis-Rusna sich vereinigten, haben im ganzen nur spärliche Moränen hinterlassen. Die kräftigsten Ablagerungen liegen am untern Rande von Lavadignas zu beiden Seiten des Baches. Oberhalb der untern Hütte sitzt darauf zwischen 1950 und 2050 m eine schwache Ufermoräne, die zum Daunstadium gerechnet werden darf. Aus derselben Zeit stammen wohl auch die meisten andern alten Moränendecken dieses Gebietes. Wallmoränen fehlen fast ganz. Am Westrande von Surcruns liegt eine Seitenmoräne der Gletscherzunge, die im Karbecken von Sax lag, und ein hoher doppelter Endmoränenwall, der jünger sein muss als das Daunstadium, umsäumt bei 2500 m

---

[1]) Blumenthal lässt in seiner Kartenaufnahme die Rheingletschermoräne von der Kunkelspasshöhe bis über die Hütten von Grossalp hinaufreichen und gibt nördlich von denselben bei 1720—1810 m einige kristalline erratische Blöcke an.

das vordere Ende des Karbeckens zwischen Piz Sax und P. 2707 m. Die Moränenwälle im obersten Teil von Lavadignas sind aus der Neuzeit stammende Bildungen der kleinen rezenten Gletscher am Südabhang von Ringelspitz und Glaserhorn.

Die Eismassen, die einst das Scheitelplateau des Flimsersteins bedeckten, haben auf seinem südlichsten Teil, auf Alp sura, ausgedehnte und zum Teil recht mächtige Moräne abgelagert. Sie besteht grösstenteils aus Kreide und enthält auffallend wenig Verrucano aus dem nördlichen Teil des Flimsersteins. Sie baut zwar länglichrunde, wallartige Formen auf; aber deutliche End- und Seitenmoränenwälle konnte ich nicht bemerken. Zur Zeit des Daunstadiums mit einer hier zwischen 2400 und 2500 m liegenden Schneegrenze muss der obere Teil des Flimsersteins noch in der Eisregion gelegen haben; aber vielleicht reichen die Moränen von Alp sura noch ins Gschnitzstadium zurück.

Der Gletscher des Segnestales hat nur auf der obersten Talstufe, im Kar zwischen Piz Atlas und den Tschingelhörnern, grössere Moränenmassen abgesetzt. Aus dem untern Teil der $2{,}_5$ km langen Moränendecke erheben sich bei 2200—2300 m mehrere von den Bächen durchschnittene niedrige Wälle, die sich zu konzentrischen Endmoränenbogen zusammenschliessen. Sie sind wahrscheinlich noch während des Daunstadiums entstanden. Dagegen ist der bis auf 2370 m herunterreichende doppelte Endmoränenbogen des heutigen Segnesgletschers am Nordrand von Segnes sura gewiss eine Bildung der Neuzeit. Ein schmaler Schuttstreifen mit Trümmern von Verrucano und Wildflysch, der am Südende der Geschiebeebene von Segnes sut auf dem Rand der Malmblockmasse des Flimsersturzes liegt, darf als während des Gschnitz- oder Daunstadiums entstandene Moräne des Segnestalgletschers betrachtet werden.

Obschon während dieser beiden Rückzugsstadien der Gletscher gewiss noch in die Abrissnische des Flimsersturzes hinunterstieg, finden wir in ihrem Gebiete keine deutlichen Moränen. Am ehesten glaubte ich die aus Malm, Kreide, Verrucano und viel lehmiger Erde bestehende Schuttdecke auf dem Abhang zwischen Bargons und Narraus als Moräne betrachten zu dürfen. Dagegen blieb ich im Zweifel, ob die ähnlich zusammengesetzte Schuttdecke zwischen Narraus und Cassons als Nachhut des Bergsturzes oder als Moräne oder als blosser Gehängeschutt anzusehen ist. Ebensowenig konnte ich mir ein sicheres Urteil über die Entstehung der dünnen, lückenhaften, aus vorwiegend kleinen, eckigen oder gerundeten Trümmern von Malm, Kreide und Verrucano bestehenden Schuttdecke von Foppa, Spalignas und der Terrasse von Fidaz bilden.

29. Gletscher auf der Südseite der Vorabkette.

Abgesehen von den umfangreichen rezenten Moränen des Bündnerbergfirns trifft man auf den weiten rundhöckerigen Hochflächen von Alp Nagiens und Alp von Sagens und auf dem Karboden von Alp Ruschein fast keine Moränen, obschon noch während des Daunstadiums gewiss ein grosser Teil derselben von Eis bedeckt war. Etwas reichlicher sind diluviale Moränen im Kar von Ranasca und im Panixertal vorhanden. Eine schmale Gletscherzunge, die noch während des Daunstadiums an den Südfuss des Crap ner sich anlehnte und bis auf 2100 m herunterstieg, hat im östlichen Teil von Ranasca ein System von vier parallelen Seitenmoränenwällen abgelagert. Auf dem nordwestlich davon zutage tretenden grobklastischen Verrucano der Vorabdecke hat der Gletscher von Ranasca während eines höheren Eisstandes prachtvolle Gletscherschliffe mit N-S gerichteten Schrammen erzeugt.

Die Moränendecke, die längs des Panixerpassweges zwischen der Hütte von Ranasca (1800 m) und Kreuzecke aufgeschlossen ist, enthält neben aus der Nähe stammenden Trümmern von Verrucano, Dogger, Schiltkalk und Malm auch viele Flyschsandsteine aus der Gegend der Panixerpasshöhe. Sie muss daher während eines ältern Gletscherstadiums entstanden sein, als die vom Panixerpass und Hausstock kommenden Eismassen das ganze Panixertal erfüllten. Auch die Moränendecke der Terrasse, auf der das Dörfchen Panix steht, ist reich an Flyschsandsteinen von der Panixerpasshöhe.

Die Nord- und Ostabhänge des Crap St. Gion werden bis zur Sohle des Laaxerbaches und bis auf den Grund des Val Buglina von einem zusammenhängenden, ganz aus Verrucanotrümmern

bestehenden Schuttmantel bedeckt, über dessen Entstehung ich mir kein klares Bild machen konnte. Um blosse Schutthalde kann es sich nicht handeln, da die Abhänge nach Art einer Rundhöckerlandschaft wellig uneben sind. Die Bildung kann auch nicht als Moräne erklärt werden, da sie nur aus eckigen Verrucanoschieferstücken besteht und keine Kreide aus dem Vorabgebiet enthält. Da in einigen Anrissen am Ufer des Laaxerbaches und in Runsenzügen der Laaxer Schafalp einzelne zusammenhängende, aber zerrüttete Schichtpakete von Verrucanoschiefern beobachtet werden, mag die Trümmerstruktur teilweise die Folge von Rutschungen sein. Als Hauptursache der Erscheinung vermute ich aber eine starke Aufarbeitung des dort anstehenden weichen, blätterigen Verrucanos durch die diluvialen Eismassen.

Auf der Südseite des Crap St. Gion, auf Alp de Fallera und südlich von Sut crappa, geht die Verrucanotrümmerdecke ohne scharfe Grenze in Lokalmoräne mit gerundeten Geschieben über. Sie ist namentlich im Gebiet des Schleuiser Tobels sehr mächtig, so dass der anstehende Verrucano fast nur in den vielen Bachrinnen zutage tritt. In der Moräne fallen neben dem überall herrschenden Verrucano einzelne Kreideblöcke, namentlich Kieselkalk, auf, die aus dem Karbecken von Alp Ruschein am Südabhang des Vorab stammen müssen. Diese Moränen wurden also zur Zeit eines hohen Gletscherstandes (Würmeiszeit oder Bühlstadium) abgelagert, als der Gletscher des Sether Tobels über den Ostrand des Tales hinweg mit den Eismassen von Alp de Fallera zusammenhing. Wie früher bemerkt wurde, geht die Lokalmoräne südwärts zwischen 1500 und 1400 m allmählich in die Rheingletschermoräne über.

II. Diluviale Breccien.

Blumenthal (**240,** p. 70) hat bereits die Breccie beschrieben, die im Hintergrund des Drosstobels westlich von Kunkels zwischen 1350 m und 1800 m auf dem Südostabhange des Schafgrates (Ringelkette) eine fast $0{,}_5$ km² grosse Fläche bedeckt. Sie besteht ganz aus scharfkantigen kleinen Trümmern von hell bis dunkel blaugrauem Malmkalk, die durch Kalksinter fest verkittet sind, und bedeckt den anstehenden Malm in einer Mächtigkeit von 25—30 m. Obschon sie gewiss nicht unter Mitwirkung des Wassers abgelagert wurde, da gerundete Geschiebe völlig fehlen, zeigt sie doch an den meisten Stellen eine ausgesprochene, 5—25° steil gegen das Tal fallende Schichtung. Eine liegende Moräne konnte ich nirgends beobachten; dagegen wird die Breccie deutlich von Lokalmoräne mit runden Geschieben überdeckt. Ihre Entstehung fällt also jedenfalls noch in die Diluvialzeit.

Von gleicher Beschaffenheit ist die schon von Penck (**163,** p. 440) erwähnte Breccie, die auf der rechten Seite des Kunkelstales in grosser Ausdehnung den Abhang des Felsberger Calanda bedeckt. Sie beginnt nördlich vom Mieseggtobel und lässt sich südwärts auf 2 km Länge bis südlich vom Brandwald verfolgen. Von der bei 1050 m liegenden Talsohle reicht sie bis in ungefähr 1450 m Höhe hinauf. Nach den Aufschlüssen im Balmentobel muss sie stellenweise eine Mächtigkeit von 80—100 m besitzen. Sie besteht ausschliesslich aus eckigen, meistens sandkorn- bis nussgrossen, selten kopfgrossen Trümmern von hell- bis dunkelgrauem Malmkalk. Die fest verkitteten Breccienwände zeigen oft höhlenartige Auswitterungen (Balmentobel). Auf dem rechten Ufer des Mieseggtobels bildet sie an einer Stelle auf etwa 60 m Länge ein bis 20 m weit überhängendes Dach. An den meisten Stellen ist wie im Drosstobel eine mehr oder weniger steil gegen das Tal fallende Schichtung erkennbar. In der Breccienwand, die im untern Teil des Balmentobels das linke Bachufer bildet, liegt sie im obern Teil auf 40—50 m Mächtigkeit fast horizontal, darunter aber fällt sie steil gegen das Tal (Figur 86). Der anstehende Malm (oberer Schiltkalk und Quintnerkalk), der als Liegendes der Breccie in der Sohle des Tobels aufgeschlossen ist, fällt dagegen 35° bergeinwärts. Schon diese grosse Diskordanz der Schichtung beweist, dass die Breccie nicht etwa als eine anstehende Dislokationsbreccie aufgefasst werden darf, sondern eine quartäre Schuttbildung ist. Der im allgemeinen nur dünne, mit Wald bestandene Schuttmantel, der zwischen den Bachtobeln die Breccie grösstenteils verhüllt, enthält gerundete Geschiebe und kristalline Trümmer aus dem Vorderrheintal. Als deutliche Moräne erweist er sich besonders südlich von Gaschleira. Die Breccie ist also jedenfalls älter als das Bühlstadium. Im Ausgange des Balmentobels sieht man am Fusse der Breccienwand lehmige

Grundmoräne mit eingebackenen Geschieben; wahrscheinlich ist hier die Liegendmoräne der Breccie aufgeschlossen, wenn auch ihr Untertauchen unter die Breccie nicht deutlich beobachtet werden kann.

Beim Abstieg von der Kunkelspasshöhe gegen Tamins findet man am alten Passweg bei zirka 1230 m nochmals eine 30—50 m hoch an den Abhang des Foppawaldes hinaufsteigende, verkittete Malmbreccienmasse mit flach südwärts fallender Schichtung.

Über die Entstehung dieser Malmbreccien des Kunkelsgebietes können wir uns noch kein klares Bild machen. Wenn sie blosse Gehängeschuttbildungen sind, müssen sie unter Bedingungen entstanden sein, die von den heutigen wesentlich verschieden waren. Ob ihre Bildung in die Zeit zwischen Würmvergletscherung und Bühlstadium oder in die letzte Interglazialzeit fällt, kann vorläufig noch nicht entschieden werden.

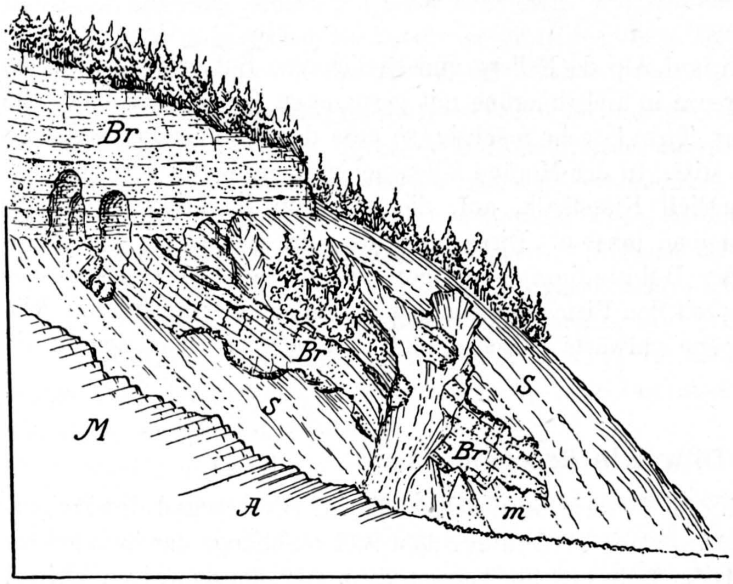


Fig. 86. **Die diluviale Breccie auf dem linken Ufer des Balmentobels (Kunkelstal).**

A = Schiltkalk. M = Quintnerkalk. Br = Breccie. m = Moräne. S = Gehängeschutt.

Im Dorfe Vättis, am Nordabhang des im Winkel zwischen Tamina und Görbsbach liegenden Bühl, tritt 8—10 m über dem Taminabett eine Strecke weit eine ganz aus scharfkantigen Splittern und kleinen Blöcken von Malmkalk bestehende Breccie zutage. Sie wird am Scheitel des Hügels von Schottern bedeckt, die zu der grossen Vättiser Kiesaufschüttung gehören, und Schotter derselben Art lehnen sich am Fusse des Hügels an die Breccie an. Die Bildung dieser Breccie reicht daher jedenfalls noch in die Diluvialzeit zurück. Ob sie ähnlich entstanden ist wie die Malmbreccien des Kunkelstales, oder ob sie der Überrest eines alten Bergsturzes vom Calanda ist, der sonst keine Spuren hinterlassen hat, kann ich nicht entscheiden.

III. Diluviale Schotter.

Man findet nicht selten geschichtete sandige Kiesmassen von geringer Ausdehnung, die mit Moränen in Verbindung stehen und durch Schmelzwasser abgesetzt worden sind; grössere aus der Eiszeit stammende Schottermassen dagegen sind innerhalb unseres Untersuchungsgebietes nur wenige vorhanden.

1. Die Schotter hinter dem Bergsturz von Glärnisch-Guppen.

Die umfangreichsten diluvialen Schotter der Glarneralpen, die Staukiesmassen, die bei Schwanden und Nidfurn hinter dem Trümmerwalle des Bergsturzes von Glärnisch-Guppen liegen, sind schon früher (**155,** p.131—136) eingehend geschildert worden und sollen später im Abschnitt über die Bergstürze nochmals kurz besprochen werden. Fridolin Jenny (**286,** p. 706—714) konnte nachweisen, dass die durch den Bergsturz veranlasste Kiesaufschüttung sich vom Bergsturzhügel von Sool aus noch 3 km weit ins Sernftal hinein fortsetzte, wobei ihre Oberfläche von 590 m bei Sool auf 641 m bei den östlichsten Häusern von Wart anstieg. In den Aufschlüssen, die durch die Wasserkatastrophe vom 15. Juni 1910 bei den Häusern von Wart entstanden waren, beobachtete er unter einer etwa 12 m mächtigen Grundmoränendecke eine 20—25 m mächtige, bis auf die heutige Talsohle hinunterreichende, aus horizontalen Sand- und Kiesschichten bestehende Flussablagerung, und kleine Aufschlüsse, die er früher zwischen Wart und Sool beobachtete, bewiesen ihm den Zusammenhang dieser Kiesaufschüttung mit den Schotterterrassen von Sool.

2. Das interglaziale Konglomerat von Walenberg.

Gegenüber dem sogenannten «Kupfernkrumm» des Escherkanals wird die Kreidewand im Sockel des Kerenzerberges auf fast 1 km Länge durch eine kräftig gegen die Linthebene vorspringende Schuttmasse unterbrochen. Nach den Aufschlüssen an ihrem steilen Aussenrande und in den in sie eingeschnittenen Runsenbetten besteht ihre Hauptmasse aus einem mehr oder weniger fest verkitteten Konglomerat, das stellenweise, z. B. südlich vom Hofe Walenberg und am Fusswege, der von Walenberg zur Kerenzerstrasse hinaufführt, in 10—15 m hohen Wändchen aus dem Abhange herausschaut. In den tieferen Lagen, bis etwa 30 m über der Linthebene, scheint es ganz aus auffällig kleinen, meist nur etwa nussgrossen und ziemlich gut gerundeten Geschieben und dünnen Sandstreifen mit deutlicher, 20—30° steil gegen NE fallender Schichtung zu bestehen; höher oben dagegen wird die Schichtung undeutlicher und die Zementierung im allgemeinen etwas weniger fest, auch sind die Geschiebe hier wenig gerundet bis eckig, und es sind grosse Seewerkalkblöcke in das Konglomerat eingebacken, so dass es stellenweise an eine Bergsturzbreccie erinnert.

Die Bildung besteht ausschliesslich aus Gesteinen, die an dem darüberliegenden Abhange anstehend sind, und zwar vorwiegend aus Valangienkalk und Seewerkalk, während Neocom-Kieselkalk, Gaultgrünsande und Valangienmergel weniger häufig sind. Die Leitgesteine des Linthtales, Verrucano und Flyschsandstein, fehlen vollständig. Das Konglomerat trägt, wie man sich in den Bachfurchen und auf der welligen Oberfläche unterhalb der Kerenzerstrasse überzeugen kann, eine ziemlich mächtige Grundmoränendecke mit gekritzten Geschieben und vielen erratischen Blöcken, worunter an dem oben genannten Fusswege eine Anzahl kristalline Gesteine aus dem Vorderrheintal (darunter ein prachtvoller Punteglasgranitblock von 3 m Länge) auffallen. Nach oben geht die Grundmoränendecke in die früher (p. 472) erwähnte, mit vielen roten Verrucanoblöcken überstreute wallartige Moränenanhäufung über, welche die Grenze zwischen Rhein- und Linthgletscher bezeichnet.

Das Walenbergkonglomerat ist nach Struktur und petrographischer Zusammensetzung weder Moräne noch eine fluvioglaziale Bildung des Linth- oder Rheingletschers. Es ist eine rein lokale Bildung und kann am ehesten als ein alter Bachschuttkegel gedeutet werden, der, wie die Deltaschichtung seiner tieferen Teile beweist, in einem stehenden Gewässer abgelagert wurde. Da es nicht bloss von Moräne, sondern auch von einem kleinen später zu besprechenden Schieferkohlenlager bedeckt wird, das in einer Interglazialzeit entstand, so muss es ebenfalls älter sein als die Würmvergletscherung. A. Jeannet (**313,** p. 303—306 und Tabelle bei p. 362) verlegt es sogar in die grosse (Mindel-Riss) Interglazialzeit und ist der Ansicht, es sei in dem grossen Linthsee abgelagert worden, der in der Diluvialzeit im Zürichsee-Walensee-Linthtal lag und zur Zeit seines höchsten Standes bis zu etwa 600 m hinaufgereicht haben soll (vgl. **313,** p. 353—362, und **277,** Bd. II, p. 900).

3. Deltaschotter östlich von Mollis.

Beim Bau der Mullernstrasse (1919—1921) wurden in der Facht östlich von Mollis in der Höhe von etwa 600—630 m auf einer etwa 400 m langen Linie an mehreren Stellen Kies- und Sandlagen mit 20—30° gegen W oder NW fallender Deltaschichtung aufgeschlossen, die sich an die den Abhang bedeckende mächtige Linthmoräne anlehnen. Sie sind wahrscheinlich in einem kleinen Gletscherstausee abgelagert worden, der am Rande des nach dem Bühlstadium sich zurückziehenden Linthgletschers lag. Eine ähnliche Bildung wurde nördlich vom Schuttkegel der Rufiruns im Jahr 1922 bei einer Weganlage in der Höhe von 670—685 m angeschnitten. Die in einer Mächtigkeit von etwa 15 m aufgeschlossenen, in Wirklichkeit wahrscheinlich noch 20—30 m tiefer hinunterreichenden Schotter sind leicht verkittet, zeigen 25—30° gegen NW fallende Deltaschichtung und bestehen aus Geröllagen mit vorwiegend kleinen und unvollkommen gerundeten Geschieben und dazwischenliegenden Sandschichten. Sie enthalten neben den weitaus vorherrschenden Gesteinen aus dem Rufitobel spärliche kleine rote Sernifitgeschiebe und vereinzelte Flyschsandsteine, offenbar verschwemmte Linthmoräne. G. Freuler (**324,** p. 171) sah diskordant darüberliegende Moräne von $0{,}_2$—$1{,}_5$ m Mächtigkeit und schloss daraus auf interglaziales Alter der Schotter. In den gegenwärtig (1931) sichtbaren

Aufschlüssen werden die schiefen Kiesschichten oben durch eine mit scharfer, zackig unregelmässiger Grenze auf den Schottern ruhende, parallel zum Abhang verlaufende braune Erdschicht von 10 bis höchstens 30 cm Dicke abgeschnitten, die ich als eine blosse Verwitterungsschicht betrachte, da sie die gleichen Gesteine enthält wie die Schotter. Grössere eckige Trümmer, erratische Blöcke, Glaziallehm und gekritzte Geschiebe fehlen darin. Die Schotter sind daher nach meiner Ansicht jünger als die Würmvergletscherung, jedenfalls bedeutend jünger als das Walenbergkonglomerat. Wahrscheinlich wurden sie wie die Schotter an der Mullernstrasse beim Rückzug des Linthgletschers nach dem Bühlstadium in einem lokalen Gletscherstausee abgelagert.

4. Die fluvioglazialen Schotter bei Mels.

In der Umgebung von Mels liegen ziemlich umfangreiche Schottermassen, auf die E. Blumer (**204,** p. 211) zum erstenmal aufmerksam gemacht hat. Sie bilden westlich vom Dorfe vom Ausgange des Seeztobels an das linke Ufer der Seez und reichen bis auf die Terrasse von St. Martin (574 m) und auf den Scheitel des Hügels Wingerten (609 m) hinauf. In einem grossen Kahlanrisse südlich vom Schlosse Nidberg zeigt sich die Kiesmasse aus meist nuss- bis faustgrossen, selten 30—50 cm Durchmesser erreichenden Geschieben und dünnen Sandlagen zusammengesetzt. Die deutliche Schichtung liegt annähernd horizontal oder fällt etwa 5° nach N. Der Schotter ist leicht verkittet und zeigt auf dem steilen Kahlanriss einen mehrere Meter hohen Erdpfeiler. Die Geschiebe sind meistens ziemlich gut gerundet, scharfkantige Trümmer und grössere Blöcke fehlen ganz; dagegen findet man in der Schutthalde, die sich an die verkittete Schottermasse anlehnt, viele deutlich gekritzte Geschiebe. Es liegt also verschwemmte Moräne vor, deren primäre Lagerstätte nicht weit entfernt sein kann. Studiert man die petrographische Zusammensetzung des Schotters, so fällt sofort der grosse Reichtum an rotem und zum Teil auch grünem Verrucano auf. Wohl ebenso häufig sind graue, körnige, mehr oder weniger sandige Kalke, die zum Teil aus dem Wildflysch, zum Teil aus dem Lias oder aus der Kreide des Calanda stammen. Ferner beobachtet man viel Quintnerkalk, grünlichgraue Flyschsandsteine, vereinzelte Geschiebe von Nummulitenkalk, Rötidolomit, Melsersandstein und hie und da ein kristallinisches Bündnergeschiebe. Der Schotter stellt also ein Gemisch von Gesteinen dar, die aus dem Weisstannental, Taminatal und Vorderrheintal stammen, ähnlich wie die Moränen im untersten Teile des Weisstannentales.

Zwischen Mels und Wangs lehnt sich an den Bergfuss eine flache, mit Wiesen und kleinen Weingärten bedeckte Terrasse an. Von dem darüber aufsteigenden moränenbedeckten Abhange unterscheidet sie sich durch das Fehlen von erratischen Blöcken und durch einfachere Oberflächengestaltung. Zwar besitzt ihre Oberfläche auch kleine Erhöhungen und Vertiefungen; aber es fallen darin auch einzelne ziemlich ausgedehnte ebene Partien auf, wie die $0{,}_6$ km lange, 30 m über der Talsohle liegende Terrasse von Gabreite zwischen Mels und Fehrbachmühle. Die wenigen vorhandenen Aufschlüsse lassen es als ziemlich sicher erscheinen, dass sie die Fortsetzung der Schottermasse von Nidberg bildet. Eine Kiesgrube, die am Südrande des Dorfes Mels in dem Steilbord angelegt ist, mit dem die Terrasse gegen den flachen rezenten Schuttkegel der Seez abfällt, zeigt ganz ähnliche Erscheinungen wie die Aufschlüsse bei Nidberg. Die aus gut gerundeten Geschieben und dünnen Sandlagen bestehende Schottermasse besitzt am Grunde fast horizontale, gegen die Terrassenkante hinauf etwa 10° nach N fallende Schichtung. Wie am Nidberg, so sind auch hier der Verrucano und die Flyschgesteine (Nummulinenkalk, Flyschsandstein, polygene Breccien und Sandkalke aus dem Wildflysch) des Weisstannentales reichlich vertreten, während kristalline Bündnergesteine nur vereinzelt gefunden werden. Wichtig ist die Tatsache, dass auch hier, jedoch nach meinen Beobachtungen nur im oberen Teil des Kieses, viele gekritzte Geschiebe vorkommen.

Die Schotter sind auch in einer Kiesgrube am Südwestrande des Dorfes Wangs in 560—570 m Höhe aufgeschlossen. Sie bestehen hier wieder vorwiegend aus Verrucano und Flyschgesteinen und enthalten kristalline Bündnergesteine (z. B. Punteglasgranit) nur in geringer Menge. Die Schichtung ist hier auffallend undeutlich und unregelmässig, teils fast horizontal, teils 20—30° nach NW fallend. Deutlich gekritzte Geschiebe konnte ich hier nicht beobachten.

Eine Kiesanschwemmung scheint auch der 29 m über die Ebene des Seeztales aufsteigende Hügel 514 m zu sein, der, scharf gegen den Verrucanohang abgesetzt, in der merkwürdigen halbkreisförmigen Talnische südöstlich vom Weiler Plons liegt. Leider fehlen Aufschlüsse, die einen Einblick in seine Struktur gestatten würden. Jedoch sieht man in den Weingärten auf seiner Oberfläche und an dem gegen die Seez abfallenden Steilborde in Menge mehr oder weniger vollkommen gerundete Geschiebe, aber keine Blöcke und eckige Trümmer. Die petrographische Zusammensetzung scheint dieselbe zu sein wie diejenige der Schotter von Mels.

Interessant ist die Tatsache, dass auch in dem tief in den Verrucano eingeschnittenen Seeztobel im Ausgange des Weisstannentales Reste einer Schotterbildung sitzen. Sie baut $1{,}_5$ km südwestlich vom Ende des Tobels die Blereegg auf, einen Schuttgrat, der in einer auffälligen Weitung des Tobels an dessen Nordwand sich anlehnt. An seinem Südende ist sie an dem ins Tobel hineinführenden Fusswege in einer kleinen, in hübsche Erdpfeiler gegliederten Steilwand aufgeschlossen, und kleine Entblössungen an dem bewaldeten Abhange der Schuttrippe beweisen, dass die Schotter von der in zirka 710 m Höhe liegenden Oberkante des Verrucanosockels, auf dem sie etwas unterhalb des Fussweges aufruht, bis in die Höhe von 830 m, bis nahe an die Oberkante des Seeztobels, hinaufreicht. Die Kiesmasse ist stellenweise ziemlich fest verkittet. Die deutliche Schichtung fällt 10—15° nach N. Die Gesteinszusammensetzung ist dieselbe wie in den Schottern bei Mels; es herrschen auch hier die Verrucano- und Flyschgesteine des Weisstannentales vor; doch bemerkt man nicht selten auch typischen Quintnerkalk und vereinzelte kristallinische Bündnergesteine (Punteglasgranit, Diorit). Bemerkenswert ist, dass die Geschiebe im allgemeinen viel weniger gut gerundet sind als in den Schottern bei Mels; häufig sind sie, besonders die harten grünlichen Wildflyschquarzite, nur etwas kantengerundet. Unter den herausgewitterten Geröllen findet man auch hier wieder manche mit Gletscherkritzen bedeckt. Die durchgreifende Schichtung beweist jedoch, dass die Schuttbildung keine primär gelagerte Moräne, sondern fluvioglazialer Schotter ist.

Bei Hinterschlössli, etwa 1 km südwestlich von Bleregg, stossen wir im Seeztobel abermals auf einen Schuttriegel. Er erhebt sich wohl 60 m über die Sohle des Tobels und besteht, nach den leider nur spärlichen Aufschlüssen zu schliessen, aus geschichteten Sand-, Lehm- und Kieslagen, die aus den gleichen Gesteinen zusammengesetzt sind, wie die Schotter von Blereegg. Die Schottermasse lehnt sich im E wie im W an anstehenden Verrucano, an alte Wände des Seeztobels an. Sie hat eine alte, 30—40 m breite Erosionsrinne der Seez verschüttet. Beim Wiedereinschneiden hat der Bach seinen alten Lauf nicht mehr gefunden und, den Schuttriegel in einer auffällig nach E ausbiegenden Kurve umgehend, in den Verrucano auf dem alten rechten Ufer einen 50—70 m tiefen Cañon eingesägt, dessen senkrechte, nur wenige Meter voneinander abstehende Wände von unten bis oben mit prachtvollen runden Erosionskesseln bedeckt sind.

Ich halte es für wahrscheinlich, dass auch bei Blereegg, wo die Seez den Schuttriegel in einer ganz ähnlichen, aber bedeutend grössern Kurve umgeht, ein altes Bachbett unter dem Schotter verborgen liegt und die gegenwärtige Bachrinne epigenetisch eingeschnitten ist.

Eine gegenüber Hinterschlössli auf dem nördlichen Teil der Terrasse von Langwiesen an der Strasse in der Höhe von 860 m liegende Kiesgrube zeigt schön geschichteten Kies mit sandigen Zwischenlagen. Die Schichtung verläuft ziemlich flach und zeigt im oberen Teil wellige Verbiegungen. Da man der Strasse entlang noch an andern Stellen kleine Aufschlüsse von Schottern und geschichtetem blaugrauem, sandigem Lehm antrifft, so erscheint es mir wahrscheinlich, dass der ganze nördliche, auffallend ebene Teil der sonst von Moräne bedeckten Terrasse von Langwiesen eine fluvioglaziale Kiesaufschüttung darstellt.

Die alten Schotter, die wir am Rande des Seeztales bei Mels, Plons und Wangs, im Seeztobel und auf der Terrasse von Langwiesen gefunden haben, stimmen miteinander darin überein, dass sie ein Gemisch von Gesteinen bilden, die teils im Gebiete des Seeztales, teils im Einzugsgebiet des Rheingletschers anstehend sind; sie besitzen dieselbe petrographische Zusammensetzung wie die Rheingletschermoränen im unteren Teile des Weisstannentales und auf der Ostabdachung der Grauen Hörner. Sie müssen durch Schmelzwasser, die aus dem Gebiete jener Moränen kamen, abgelagert worden sein. Die genaue Bestimmung ihres Alters ist vorläufig nicht möglich, da die Frage, ob sie

von Moräne bedeckt sind, nicht völlig abgeklärt ist. In den Kiesgruben bei Mels und Wangs, in den Aufschlüssen bei Nidberg und bei Anlass einer Fundamentgrabung auf der Terrasse zwischen Nidberg und St. Martin konnte ich keine Moräne auf den Schottern bemerken. Der geschichtete Kies reicht überall bis in die 30—50 cm dicke Verwitterungs- und Humusschicht hinauf, und die gekritzten Geschiebe, die ich an einigen Stellen fand, stammen aus dem Schotter selbst. Er scheint also einer Moränendecke zu entbehren. Dagegen besitzt seine Oberfläche im allgemeinen nicht die Gestalt einer fluviatilen Aufschüttungsfläche; sie zeigt Erhöhungen und Vertiefungen, die sich am ehesten mit Zuhilfenahme eines über die Schotter hinweggegangenen Gletschers erklären liessen. Sicher ist aber, dass, wenn die Schotter noch übergletschert worden sind, die Moränendecke nur lückenhaft und wenig mächtig ist. Die Schotter von Mels sind jedenfalls eine verhältnismässig junge Bildung, wofür auch ihre geringe Verkittung spricht. Ihre Bildung fällt vielleicht in die Zeit zwischen Bühl- und Gschnitzstadium.

Die im Seeztobel liegenden diluvialen Schotter beweisen, dass diese Erosionsschlucht schon vor dem Absatz der Schotter, also vor dem Ende der Eiszeit, bis fast auf ihre heutige Tiefe eingeschnitten war.

Eine Fortsetzung der fluvioglazialen Schotter von Mels stellt wahrscheinlich die etwa 20 m über die Kiesebene des Seeztales sich erhebende flache Bodenschwelle dar, die den grössten Teil des Städtchens Sargans trägt. Sie besteht, wie sich bei Fundamentgrabungen zeigt und wie ich bei Grabarbeiten im Jahre 1912 sehen konnte, aus flach geschichteten Sand- und Kieslagen, die petrographisch mit dem Melserschotter übereinstimmen.

5. Die alten Schotter im Taminatale.

a) Die Schotter von Vättis. Die Geschiebeaufschüttung im Talgrunde von Vättis ist schon wiederholt erwähnt worden, so von Albert Heim (**121,** p. 470 und 471), von Piperoff (**142,** p. 42), und Blumenthal (**240,** p. 70). Sie ist namentlich auf der linken Seite der Tamina und des Görbsbaches erhalten geblieben und erstreckt sich von Spina beim Eintritt in die Talenge von St. Peter über Gamsboden und Mattlina bis in den untern Teil des Kunkelstales hinein. Sie ist nach Gesteinszusammensetzung und Oberflächenform eine Ablagerung der Tamina, des Görbsbaches und der seitlichen Wildbäche. Man erkennt deutlich, wie ihre in der Talmitte fast horizontale Oberfläche mit der Neigung eines flachen Schuttkegels gegen den Eingang ins Calfeisental ansteigt und ebenso nordwärts allmählich in die unten flachen, nach oben allmählich steiler werdenden Schuttkegeloberflächen des Kreuzbaches und des Radeinbaches übergeht. Die Tamina hat in die Geschiebeaufschüttung ein etwa 40 m tiefes, schön terrassiertes Tälchen eingeschnitten, ohne jedoch den anstehenden Felsgrund zu erreichen. Ebenso haben sich auch die Seitenbäche in den Stauboden eingesägt und auf dem jüngsten Taminatalboden wieder kleine sekundäre Schuttkegel abgelagert. Stellenweise ist bereits eine Verkittung der alten Schotter eingetreten, wie man an der Strasse östlich von Vättis sehen kann. Moränen sind bisher keine auf ihrer Oberfläche beobachtet worden.

Piperoff nimmt an, die Schotter von Vättis seien in einem Stausee abgelagert worden, der durch die stauende Wirkung des weiter talauswärts ausmündenden Gletschers der Grauen Hörner — damit ist wohl der aus dem Tal des Vaplonabaches kommende Gletscher gemeint — erzeugt wurde. Dieser Erklärungsversuch kann jedoch nicht befriedigen, da es nicht denkbar ist, dass der Talgrund von Vättis, auf den mehrere ausgedehnte und hochgelegene alte Firngebiete ausmünden, schon eisfrei war, während gleichzeitig noch Gletscher in den Taleinschnitt zwischen St. Peter und Valens hinunterstiegen. Natürlicher scheint mir folgender Erklärungsversuch zu sein: Nach dem Rückzuge des Taminagletschers am Ende des Bühlstadiums lag das Taminabett in der Talenge von St. Peter etwas höher als gegenwärtig, und der dahinterliegende Talgrund von Vättis stellte ein durch Glazialerosion etwas übertieftes flaches Becken dar, das nun durch die Geschiebeablagerungen der Tamina und ihrer Seitenbäche ausgefüllt wurde. Die Geschiebeaufschüttung stieg jedoch infolge der starken Geschiebeführung der Seitenbäche beträchtlich über die Sohlenhöhe der Tamina in der Talenge von St. Peter;

namentlich der Radeinbach, dessen Geschiebeführung besonders durch die grossen Moränenmassen von Alp Calvina gespiesen wurde, baute bei Spina einen mächtigen Schuttkegel auf, der wie ein Stauriegel wirkte. Als später die Geschiebeführung nachliess und die Tamina bei St. Peter sich etwas in den Malmkalk eingeschnitten hatte, begann die Durchtalung der Stauschottermassen. Einige konkave Aushöhlungen, offenbar die Reste alter Erosionskessel, die an der Troskalkwand auf dem linken Taminaufer bei St. Peter etwa 6—8 m über die heutige Flusssohle gehen, lassen darauf schliessen, dass hier seit dem Rückzuge des Eises die Tamina sich tatsächlich noch in den Felsriegel eingesägt hat.

b) Die Schotter zwischen Valens und Mapragg. Zwischen Mapragg und dem Eintritt der Tamina in die Quellenschlucht von Pfäfers treten im Taminatale abermals grosse Schottermassen auf. Sie unterscheiden sich von denjenigen von Vättis dadurch, dass sie bedeutend höher — bis 150 m — über die Tamina emporreichen und eine weniger regelmässige Oberfläche besitzen. Ihre Hauptmasse bedeckt die Terrasse, die sich auf der linken Talseite von Langwies über Vasön, Tschenner und Valens erstreckt. Sie ist hier in mehreren Kiesgruben längs der Strasse sowie in Kahlanrissen und Rutschungen, namentlich östlich unter Valens und östlich von Tschenner, aufgeschlossen. Einige kleine Aufschlüsse beweisen, dass sie auch die Terrasse von Vadura auf der rechten Talseite aufbaut. Sie bedeckt hier, wie auch bei Vasön und Valens, die Abhänge unter der Terrasse bis nahe auf die Sohle der Tamina hinunter, die hier bis zum Eintritt in die eigentliche Taminaschlucht in einen engen, aber meist nur wenig tiefen Felsencañon eingeschnitten ist. Aus den Oberflächenformen und der Verbreitung der Schottermasse möchte man schliessen, dass sie einst den ganzen Taleinschnitt zwischen Vasön und Vadura ausfüllten. Die heute noch erhaltenen Alluvionen sind jedoch zum grössten Teil Reste von alten Bachschuttkegeln, die von den linksseitigen Wildbächen auf eine über Valens und Vasön bis nach Langwies sich erstreckende, gegen die Talmitte geneigte Felsterrasse abgesetzt worden sind. Der grösste unter ihnen setzt sich am Ausgange des Tschennertobels wohl 150 m über der heutigen Sohle des Vaplonabaches an den Bergabhang an. Sein prachtvoll erhaltener südlicher Flügel trägt die schönen Wiesen von Tschenner; seinem nördlichen, durch spätere Erosion stark veränderten Flügel gehören die Schotter von Valens an. Ein alter Schuttkegel des Lauizuges trägt die Häusergruppe Langwies und reicht beim Elektrizitätswerk Mapragg bis nahe zur Tamina hinunter. Ein schöner alter Bachschuttkegel legt sich am Ausgange des Zanuztobels auf die Terrasse von Boden und Balen nördlich von Valens, und auch auf der Südseite des Schrepfentobels scheint eine alte Bachschuttkegelfläche vorhanden zu sein. Eine grosse Kiesgrube an der Strasse südlich von Boden zeigt 5—30° gegen die Taminaschlucht fallende unregelmässige Schichten von grobem, schlecht gerundetem Bachschutt mit eingelagerten dünnen Sand- und Lehmschichten. Im Schutte sind nur die im Einzugsgebiet des Baches anstehenden Gesteine vertreten; gekritzte Geschiebe fehlen. Ähnliche Erscheinungen zeigen Kiesgruben bei Vasön und Langwies und natürliche Aufschlüsse südlich vom Tschennertobel. An mehreren Stellen innerhalb des Schottergebietes ist jedoch typische Moräne mit gekritzten Geschieben und vereinzelten kristallinen Bündnergesteinen aufgeschlossen, so am Fusswege Pfäfersbad-Valens an der Stelle, wo er gegen die Terrasse von Valens umbiegt, am Fusswege Valens-Vadura über dem linken Taminaufer, an der Strasse nördlich von Valens am Südrande des Schrepfentobels. Diese Rheingletschermoränen bilden offenbar das Liegende der Bachablagerungen.

Die hohen Steilborde, mit denen die alten Bachschuttkegel gegen die Tamina abfallen, und die tiefen Einschnitte, welche die Bäche in dieselben und in ihre Felsunterlage eingesägt haben, beweisen, dass zur Zeit ihrer Entstehung die orographischen Verhältnisse andere waren als heute. Wahrscheinlich erfüllten die Schotter einst den ganzen Taleinschnitt zwischen Vasön und Vadura, vielleicht zum Teil auch noch das Taminatobel nördlich von Pfäfers-Bad. Später haben die Tamina und ihre Seitenbäche die Geschiebeaufschüttung wieder durchschnitten und sich noch in den anstehenden Felsgrund eingesägt. Am Abhange unter Vasön sind in der Kiesaufschüttung vier oder fünf ziemlich deutliche Erosionsterrassen zu erkennen; auch das Steilbord unter der Schotterfläche von Valens zeigt eine kleine Terrasse. Im übrigen aber vermisst man eine scharf ausgeprägte Terrassierung. Wahrscheinlich ist sie durch Rutschungen, wie sie in diesem Gebiete heute noch vorkommen, gestört worden.

Die Schotter von Valens und Vasön sind offenbar nicht mehr vom Gletscher überdeckt worden; sie sind jünger als das Bühlstadium. Einige erratische kristalline Blöcke, die man bei Glarina südlich von Valens und über dem rechten Taminaufer am Fusswege Valens-Vadura antrifft, entstammen wahrscheinlich der Moräne im Liegenden der Schotter.

In die Zeit der Durchtalung der Schottermasse fällt wahrscheinlich auch die Entstehung der berühmten cañonartigen Taminaschlucht südlich von Pfäfers-Bad. Betrachtet man ihren südlichen Eingang von S her, so gewinnt man den Eindruck, sie sei in den rechtsseitigen Abhang des alten Taminatales epigenetisch eingesägt, und dieser Eindruck verstärkt sich noch, wenn man von N, z. B. von der Terrasse Böden aus, gegen die Schlucht hin blickt (Figur 87). Der Westabhang des schotterbedeckten Hügelrückens Calandaschau erscheint dann als die genaue Fortsetzung des rechtsseitigen

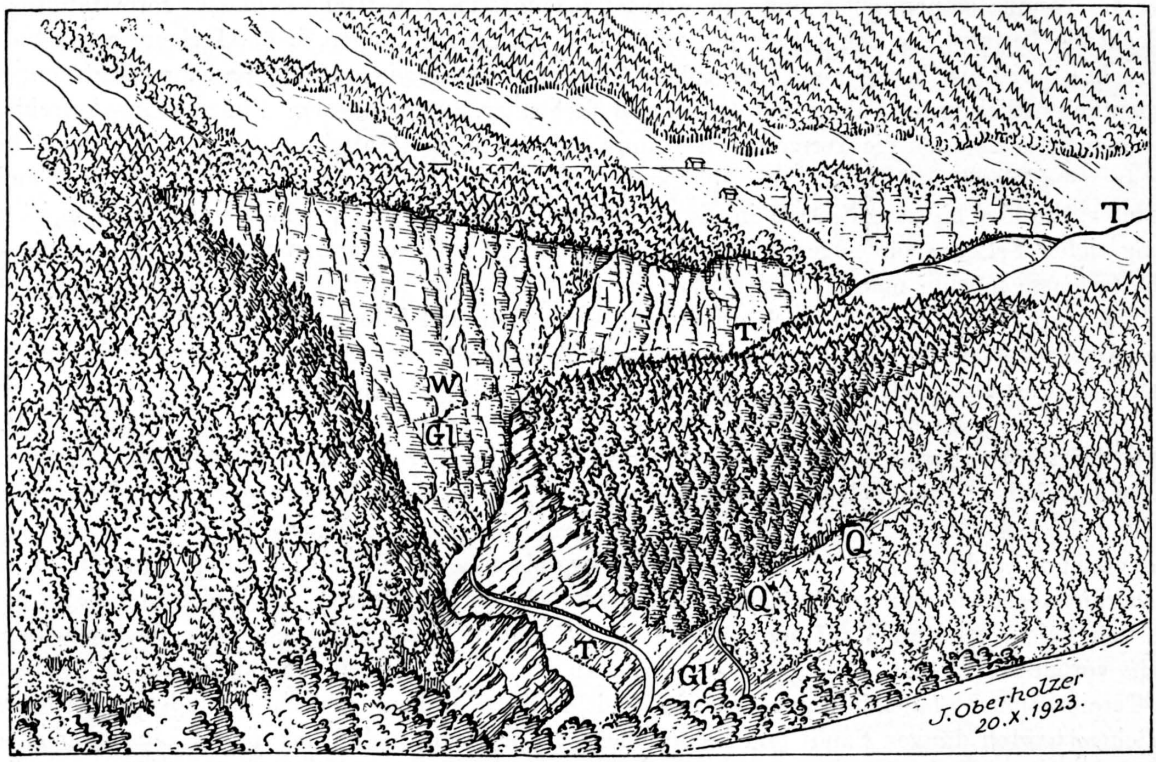


Fig. 87. **Das epigenetische Taminatobel, von Böden nördlich von Valens aus gesehen.**
(Nach Photographie gezeichnet.)

Gl = Globigerinenschiefer. W = Wildflysch. Q = Schotterausfüllung des alten Taminatales. T = Epigenetisches Talstück.

Taminatalabhanges von Ragol. Die breite und tiefe Hohlform, die im E von dem Felskern des Calandaschaurückens, im W von den Flyschfelsen begrenzt wird, welche die Terrasse von Valens-Schrepfentobel tragen, kann unmöglich von dem unbedeutenden Bächlein erzeugt worden sein, das jetzt durch diese Hohlform fliesst und bei P. 654 m in die Tamina mündet. In diesem Bachtälchen dürfen wir wohl den Überrest eines älteren Taminalaufes erblicken, der von der Mündung des Mühletobels an westlich von der heutigen Taminaschlucht lag und erst von P. 654 m an wieder dem heutigen Taminatobel folgte. Die Moränen des Bühlstadiums und namentlich die nachfolgenden mächtigen Schotterablagerungen des Vaplonabaches und der Tamina verschütteten diesen alten Taminalauf und drängten den Fluss an die östliche Talwand hinüber, wo er sich auf $1{,}_5$ km Länge in der heutigen Quellenschlucht ein neues Bett einschnitt. Kleine Wasserrinnsale, die nördlich von Valens ihren Anfang nehmen, folgten gleichzeitig der Richtung des älteren Taminatobels, das wahrscheinlich im unteren Teil, gegen P. 654 m, nicht völlig verschüttet war, räumten die Moränen und Schotter teilweise aus und trennten so den Calandaschaurücken vom linksseitigen Talabhange ab. Der Bach dieses älteren Taminatälchens fällt über eine 15—20 m hohe Felsstufe in die Tamina. Die

Sohle der epigenetischen Taminaschlucht liegt also bereits merklich tiefer als diejenige des älteren Taminabettes.

Das Badtobel zwischen P. 654 m und Ragaz besitzt zwar das Aussehen einer jungen Erosionsschlucht, die in einen ältern, durch die Terrasse Pfäfers-Balen-Boden markierten Talboden eingeschnitten erscheint; allein es war wahrscheinlich doch schon am Ende des Bühlstadiums fast völlig ausgetieft, da beim Restaurant Schwattefall die Moränendecke von der Terrasse von Suldis bis zum Taminaufer hinuntersteigt.

IV. Die Schieferkohlen bei Mollis.

Etwa $1,_5$ km nördlich von Beglingen bei Mollis treten am untern Rande der Wiesen von «Winden» und im darunterliegenden Waldrande (dicht südlich vom Worte «Klein Walenberg» der Karte 1 : 25,000) in kleinen, zum Teil durch Terrainrutschung entstandenen Entblössungen auf einer 70—80 m langen Linie in der Höhe von zirka 560 m Schieferkohlen zutage (vgl. **313,** Tafel XVII). Da im ganzen Einzugsgebiet von Linth- und Rheingletscher kein Schieferkohlenlager vorkommt, können diese Kohlen nicht zum Erratikum gehören. Jedenfalls muss hier ein kleines Schieferkohlenlager vorhanden sein; allein die wenigen Aufschlüsse geben keine genügende Auskunft über seine Ausdehnung, seine Mächtigkeit und seine Beziehung zum Liegenden und Hangenden. Die Mächtigkeit der Kohle schwankt in den Aufschlüssen zwischen $0,_3$ und 1 m. Sicher ist, dass sie von einer bloss $0,_2$ bis $0,_6$ m dicken Moränenschicht bedeckt wird. Ihr Liegendes wird wahrscheinlich durch die lehmige, gekritzte Geschiebe enthaltende Grundmoräne gebildet, die dicht unterhalb des Kohlenaufschlusses durch eine kleine Rutschung entblösst worden ist und auf dem p. 517 beschriebenen Walenbergkonglomerat aufruht.

Nach den Untersuchungen von A. Jeannet (**313,** p. 303—306 und p. 310) und H. Gams sind die Schieferkohlen von Winden aus einem typischen Alnetumtorf (Erlenbruchtorf mit Schilf und Seggen) entstanden, der in einem sumpfigen Wald sich bildete. Sie enthalten viele Holzreste. Stellenweise wurden darin viele Früchte von *Menyanthes trifoliata*, L., gefunden. Nicht selten bemerkt man darin metallisch grünglänzende Käferflügeldecken.

A. Jeannet hält diese Schieferkohlen für ungefähr gleich alt wie die Schieferkohlenlager von Uznach-Kaltbrunn und Wangen im untern Linthtal und ist der Ansicht, sie seien wie jene im Ufergebiet des grossen diluvialen Linthsees während der grossen Interglazialzeit (Mindel-Riss) entstanden (**313,** Tabelle bei p. 362).

Nach A. Jeannet (**313,** p. 303) soll das Vorkommen von Schieferkohlen am Walenberg bei Mollis schon um die Mitte des vorigen Jahrhunderts Arnold Escher bekannt gewesen sein. Sie blieben seither völlig vergessen und wurden erst 1919 durch Einwohner von Mollis neu entdeckt. Für technische Verwendung kommt das Lager seiner geringen Ausdehnung wegen kaum in Betracht.

B. Wirkungen der Glazialerosion.

1. Allgemeines über Glazialerosion.

Der Schlammgehalt der heutigen Gletscherbäche, die Gletscherschliffe und Felsrundungen auf den vom Eise verlassenen Böden der rezenten und der diluvialen Gletscher sind unwiderlegbare Beweise dafür, dass das Eis auf seine Unterlage eine erodierende Wirkung auszuüben vermag. Über die Grösse dieser Erosion gehen jedoch die Meinungen noch weit auseinander. Während nach der Ansicht mancher Geologen die Oberflächenformen der Alpen, ihre Täler und Seebecken zum grossen Teil das Werk der Glazialerosion sind, wollen andere ihr nur einen geringen Einfluss auf das alpine Relief zugestehen. Sie geben zu, dass die Gletscher kleine Vorragungen ihrer Felsbetten abzuschleifen vermögen, betrachten aber im übrigen ihre Tätigkeit eher als eine konservierende statt zerstörende. Ein einwandfreier Entscheid in dieser wichtigen Frage nach der Grösse der diluvialen Glazialerosion ist ausserordentlich schwierig, weil die vollendeten Erosionsformen keinen sichern Schluss auf den

Anteil, den die der Gletscherwirkung vorangehende fluviale Erosion daran hat, zulassen, und weil die direkte Beobachtung an den heutigen, sehr langsam sich ändernden Eisströmen schwierig ist. Ich selbst besitze in dieser Frage noch keine abgeschlossene Meinung; immerhin hat sich mir während meiner Wanderungen in den Glarneralpen immer mehr die Überzeugung aufgedrängt, dass der eiszeitlichen Vergletscherung ein grosser Einfluss auf die Morphologie der Alpen zugestanden werden muss, da uns überall im Landschaftsbilde glaziale Züge entgegentreten, Formen, die sich nur unter Zuhilfenahme einer beträchtlichen Glazialerosion erklären lassen.

Die Modellierarbeit des Gletschers macht sich auf zwei Hauptarten geltend: Er wirkt ausräumend, indem er die Schuttbildungen des Gletscherbodens und die Felstrümmer, die von den Bergwänden auf die Firnfelder fallen, aus dem Gebirge heraustransportiert, und erodierend im engern Sinne durch mechanische Abnutzung seiner Felsunterlage. Dass letztere sich nicht bloss auf die schleifende Wirkung der am Gletschergrunde transportierten Geschiebe beschränkt, sondern dass der Gletscher auch imstande ist, grössere Felsstücke von seiner Unterlage abzutrennen, ist durch viele Tatsachen bewiesen (vgl. J. Früh, **182,** p. 265—268). Zu den bisherigen Beobachtungen füge ich aus meinem Untersuchungsgebiete einige neue hinzu:

1. In den Moränen des Niederurnertales sind, wie früher (p. 481) bemerkt wurde, Wildflyschgesteine sehr reichlich vertreten. Da der Wildflysch im Einzugsgebiete des Gletschers keine über das Eis emporragende Gipfel und Grate bildete, müssen jene Trümmer notwendig durch den Gletscher dem Untergrunde entnommen worden sein.

2. Die beträchtlichen Moränenmassen, die oberhalb der Alp von Sagens den Südrand des Bündnerbergfirns auf etwa 3 km Länge umsäumen, bestehen vorwiegend aus Trümmern der Drusbergschichten. Sie müssen durch das Eis vom Gletscherboden losgerissen worden sein, da dieses Gestein nirgends in Gestalt eines Nunatakers über den Gletscher emporragt, wohl aber auf weite Ausdehnung seinen Untergrund bildet (vgl. Tafel 4, Profil 10).

Bei dem gewaltigen Druck, den die 1000—1500 m dicken diluvialen Eisströme auf ihre Sohle ausübten, kann es nicht verwundern, dass sie grössere Trümmer von ihrem felsigen Untergrunde loszubrechen vermochten. Druckänderungen des Eises, namentlich aber die wechselnde Widerstandsfähigkeit des Gesteins, seine Durchklüftung und Schichtstellung begünstigten den Vorgang. Der Effekt der Glazialerosion wird ferner ganz besonders durch den Umstand erhöht, dass der Gletscher auf seiner ganzen breiten Sohle den Felsgrund bearbeiten kann, während die Wirksamkeit des Flusses auf eine Linie beschränkt ist. Indem ferner das Eis mit den vom Boden aufgeschürften Trümmern über Felsschwellen hinwegzusteigen vermag, ist der Gletscher im Gegensatz zum fliessenden Wasser imstande, grössere Felsbecken zu schaffen. Aus der Eigenart der Glazialerosion erklärt es sich, dass die durch sie erzeugten Hohlformen sich durch grosse Breitenausdehnung und durch einen vielfachen Wechsel von glatt gescheuerten Erhöhungen und dazwischenliegenden muldenförmigen Vertiefungen auszeichnen.

2. Kleinformen der Glazialerosion: Rundhöcker, Schliffkehlen und Gletscherschliffe.

Wenn auch Rundhöcker und Gletscherschliffe uns keine genaue Auskunft über die Grösse der Glazialerosion zu geben vermögen, so verdienen sie unser Interesse doch als untrügliche Zeugen der ehemaligen Vergletscherung. Wir finden sie in den Glarneralpen überall, wo die eiszeitlichen Gletscher hinkamen, in der Sohle und an den Wänden der Täler, in besonders grosser Verbreitung auf den flachen Gehängepartien, die sich vom oberen Rande der steilwandigen Taltröge bis gegen die eckig verwitterten Grate und Gipfel hinziehen. Die obere Schliffgrenze ist nicht an ein bestimmtes Niveau gebunden; je nach der Lage der einstigen Lokalgletscher liegt sie bald höher, bald tiefer am Gehänge. Sie ist auch lange nicht so auffällig wie in den vorwiegend kristallinen Alpengebieten; doch fällt manchenorts, namentlich im Verrucanogebiet der Kärpfgruppe und in der Spitzmeilen-Guschagruppe, der Gegensatz zwischen den eckig verwitterten Graten und den runden Formen der darunterliegenden Terrassen deutlich in die Augen. Auf eine eingehende Einzelbeschreibung darf verzichtet

werden, da schon bei der Besprechung der Moränen die auffallendsten Rundhöckerlandschaften erwähnt wurden und da die Erscheinung aus andern alten Gletschergebieten genügend bekannt ist. Nur wenige bemerkenswerte Tatsachen sollen hervorgehoben werden.

In den Talsohlen sind der Überschüttung mit jungen Schuttbildungen wegen Rundhöcker gewöhnlich nicht zu sehen. Sie pflegen aber sofort aufzutreten, sowie sich die Talsohle über diese Schuttmassen emporhebt. Sehr schön zeigt sich diese Erscheinung im oberen Teile des Murgtales zwischen Mornen und den Murgseen. Das Querprofil des ganz in vorwiegend konglomeratischen Verrucano eingeschnittenen Tales zeigt die für Gletschertäler charakteristische U-Form. Seine Sohle ist jedoch nicht eben, sondern es erheben sich darüber zu beiden Seiten des Baches in der Talrichtung langgestreckte Felsrücken. Ihre Oberfläche und die zwischen ihnen und den beiden Talwänden liegenden unregelmässigen Vertiefungen weisen viele kleinere sekundäre, oft ausgezeichnet geschrammte Rundhöckerformen auf. Auch das Längsprofil des Talabschnittes ist sehr unregelmässig gestaltet. Es gliedert sich in eine Reihe von niedrigen Stufen, über die der Bach in hübschen Wasserfällen stürzt. Zu oberst wird das Tal zu einer förmlichen Kartreppe. Auf ihren drei beckenförmig ausgestalteten Stufen liegen die drei Murgseen, und die sie trennenden Querriegel sind völlig mit geschliffenen Rundhöckern bedeckt. Ausgezeichnete, in der Talrichtung verlaufende Gletscherschrammen und Schliffkehlen beobachtet man besonders auch an den rundhöckerigen Felsstufen oberhalb des Weges zwischen den Murgseen und Mornen. Betrachtet man von einem Übersichtsstandpunkte aus das höchst unregelmässige Relief dieses Talbodenabschnittes mit seinen grossen Felsbuckeln, Querriegeln und Steilstufen und sieht man, wie der Murgbach heute zwischen den Rundhöckern hindurch seinen Weg sucht, hier ein Hohlbecken mit seinen Geschieben ausfüllend und dort eine schmale Erosionskesselrinne in den Fels einsägend, so drängt sich uns die Überzeugung auf, dass der Gletscher nicht bloss die Felsglättung und Rundungen, sondern auch die grösseren Formen des Talgrundes erzeugt haben muss.

An den einst von den Gletschern bestrichenen Talwänden sind typische Rundhöcker und Felsglättungen wegen der grossen Steilheit und der dadurch bedingten postglazialen Abwitterung im allgemeinen nur spärlich zu beobachten. Sie sind aber auf flacheren Teilen der Abhänge, auf Terrassen und an spornartigen Bergvorsprüngen fast immer vorhanden, jedoch meistens durch Moränendecken mehr oder weniger verhüllt. Flachwellige Rundhöckerformen sehen wir z. B. auf der Terrasse von Beglingen nördlich von Mollis. Der Valangienkalkrand der Terrasse von Ruhstellen-Britterberg (zwischen Mollis und Filzbach) ist rundhöckrig abgerieben und ragt oft hügelartig über die glazial vertiefte Terrassenmulde empor. Rundhöckerige Glättungen zeigt auch die Terrasse «Schlatt» auf dem rechten Linthufer nordöstlich von Netstal. Der spornartig an die Linth herantretende Elggis zwischen Netstal und Glarus hat die Gestalt eines mächtigen Rundhöckers, der durch eine breite Schliffkehle, den «Sattel», vom Schildabhange getrennt ist. Sein gerundeter Scheitel und Südabhang kontrastieren lebhaft mit dem durch Erosionsangriff der Linth und Verwitterung splitterig gewordenen Westabhange. Ähnliche Erscheinungen sind das Hörnli (mit der Ruine Vorburg) bei Oberurnen, das Schlössli (mit der Ruine Oberwindegg) bei Niederurnen und der Biberlikopf bei Ziegelbrücke.

Durch einen besondern Reichtum an Rundhöckerformen zeichnet sich das Walensee-Seeztal aus, namentlich seine Südseite, deren mässig steile Böschung für die Erzeugung und Erhaltung von Rundhöckern besonders günstig war. Die Steilwände unter der Terrasse von Filzbach und Obstalden und die wenigen Steilufer der Bäche abgerechnet, stellt hier das ganze Gelände eine zusammenhängende Rundhöckerlandschaft dar. Der ausgedehnten Moränendecke wegen sind jedoch, wenigstens über dem Südufer des Walensees, nackte gerundete Felsbuckel nicht sehr häufig sichtbar (am schönsten im Verrucano an der Ausmündung des Murgtales).

Eine besondere Schilderung verdient die grossartige Rundhöckerlandschaft des Verrucanoabhanges zwischen Flums und Mels. Sie erfüllt den ganzen Raum zwischen den Ausmündungen des Schilsbachtales und des Weisstannentales und von der Sohle des Seeztales bis in die Höhe von ungefähr 1300 m. Der durchschnittlich 15—19° geneigte, oben etwas flachere, in den untersten 100—150 m etwas steilere Abhang zeigt, vom gegenüberliegenden Abhang der Alvierkette aus betrachtet, sanfte flachwellige Formen und einzelne breitere Terrassen (St. Martin, Meilen, Bermort

bei Mels, Portels bei Flums), die den Eindruck von Flusserosionsterrassen machen. In der Nähe jedoch löst er sich in eine sehr unruhige Rundhöckerlandschaft auf. Wie schon die hier vortreffliche topographische Karte zeigt, sitzt auf dem Abhang eine grosse Zahl von meist schmalen, in der Richtung des Seeztales langgestreckten Felsrücken, die durch schmale talförmige Einschnitte oder langgestreckte muldenförmige Vertiefungen voneinander getrennt werden. Die breitern unter den Felsrücken, wie sie namentlich im südlichen Teile des Abhanges auftreten, lösen sich an ihren Enden wieder in schmale Rücken und Sporne auf. So bilden die Felsrücken und die sie trennenden Tälchen im Grundriss ein zierliches Netz, von dem die geologischen Karten (**367** und **370**) eine Vorstellung geben.

Die Felsrücken sind oft nur wenige (5—10) Meter, bisweilen aber auch 20—50 m hoch. Im SE, also auf der Stossseite des Walensee-Rheingletschers, tauchen sie fast ohne Ausnahme nach Art der Rundhöcker mit prachtvoll gerundetem Rücken, wie ein umgekehrter Löffel, unter eine dünne Grundmoränendecke unter, auf der Leeseite dagegen brechen sie meistens eckig ab. Die niedrigern unter ihnen senken sich auch an ihren Seitenrändern mit gerundeten Flächen in die trennenden Tälchen hinunter; die höheren dagegen sind meistens auf beiden Seiten von einer niedrigen Steilwand begrenzt, an der häufig ausgezeichnete Glättungen, Hohlkehlen und in der Richtung des Seeztales verlaufende Gletscherschrammen beobachtet werden können. Am prachtvollsten fand ich diese Erscheinung ausgebildet beim Hofe Irre (575 m, Siegfriedatlas Blatt 267 in 1 : 25,000), $1{,}_5$ km südöstlich von Diersch, Flumser Kleinberg. Auf langer Linie ist dort die über der Wiesenterrasse stehende 30—40 m hohe senkrechte Verrucanowand von oben bis unten mit geglätteten Hohlkehlen und runden Wülsten bedeckt, die unbekümmert um Schichtung und Klüftung des Gesteins horizontal in der Talrichtung verlaufen. Die Schliffkehlen können bequem auch auf der Terrasse am Fusse der Wand auf den aus der dünnen Moränendecke herausstechenden Felsbänken betrachtet werden und zeigen sich hier oft von prachtvoll erhaltenen, parallel zur Talrichtung liegenden Schrammen bedeckt. In dem unterhalb der Terrasse liegenden Rundiwald findet man Gletscherschliffe bis auf die Sohle des Seeztales hinunter. Schöne Gletscherschliffe und ganze Systeme von Schliffkehlen trifft man noch an manchen andern Stellen, z. B. am Felsband über Herrentils, an der Felsbank über der Strasse zwischen der Kapelle von Tils und dem Kohlschlagerbach, im Märzental.

Die zwischen den gerundeten Felsrücken liegenden Tälchen und Mulden stellen oft schmale, kaum zimmerbreite Rinnen dar, oft sind sie 50—100 und mehr Meter breit. Sie lassen sich nicht über die ganze Länge des Abhangs verfolgen, sondern sind meistens nur 50—300 m, bisweilen aber auch 1 km lang und münden stets wieder auf flachwellige Gehängepartien, Terrassen und muldenförmige Weitungen aus. Sie sind stets von Grundmoräne bedeckt; manche beckenartig vertiefte Mulden und Tälchen mögen einst kleine Seen gebildet haben und sind jetzt von Torfmoor erfüllt. Aus ihrer Sohle und namentlich an ihren Rändern tauchen oft niedrige, flach gewölbte kleine Rundhöcker auf. Das ganze Gelände ist mit erratischen Blöcken bestreut.

Es liegt auf der Hand, dass diese zahlreichen longitudinal gerichteten, 5—50 m tiefen Tälchen weder durch die über den Abhang hinunterfliessenden Bäche noch durch den Fluss des Seeztales erzeugt worden sind. Sie sind eine Wirkung der Erosionsarbeit des Rhein-Walenseegletschers. Genetisch sind sie nicht wesentlich verschieden von den Schliffkehlen der Rundhöcker; es sind Schliffkehlen von gewaltigen Dimensionen. Morphologisch bildet die geschilderte Glaziallandschaft eine Mittelform zwischen einer gewöhnlichen Rundhöckerlandschaft und einer Rippenlandschaft (vgl. J. Früh, **182**, p. 280 u. f.). Den Anlass zur Rippung des Abhangs mögen Unterschiede in der Widerstandsfähigkeit des Verrucanos gegeben haben, dessen annähernd mit der Neigung des Abhanges nach NE fallende Schichten hier in der Tat einen vielfachen Wechsel von feinkonglomeratischer und sandig-schiefriger Ausbildung zeigen. Doch ist der Zusammenhang zwischen Gesteinsbeschaffenheit und Morphologie des Abhanges jedenfalls nicht besonders auffällig und im einzelnen kaum feststellbar.

Beim Durchwandern dieser Rundhöckerlandschaft fällt uns auf, dass ihre Formen in postglazialer Zeit fast gar keine Veränderungen erlitten haben. Der Verrucano hat den Angriffen der Verwitterung vorzüglich zu widerstehen vermocht. Nur hie und da findet man am Fusse

der Steilwändchen am Rande der Schlifftälchen einen unbedeutenden grobblockigen Trümmersaum als Ergebnis der rezenten Absplitterung. Die von der Guscha, von Mädemsalp, Kohlschlagalp und Tamonseralp herabsteigenden, ziemlich wasserreichen Bäche suchen sich gleichsam tastend einen Weg quer durch das Labyrinth der Terrassen und Schlifftälchen und haben seit dem Rückzuge des Gletschers nur verhältnismässig schwache Einschnitte in den Abhang einzugraben vermocht. Man hat Mühe, vom Seeztale aus den stellenweise zwar 10—30 m tiefen, jedoch nur wenige Meter breiten, gewundenen Cañon zu entdecken, den der Kohlschlagerbach unterhalb der Terrasse von Meilen in den Verrucanohang eingesägt hat. In dem vom Röllbach eine Strecke weit benutzten glazialen Längstälchen zwischen Geisswiesen und Boval liegt die Grenze zwischen den rezenten, vom Bache erzeugten runden Strudellöchern und den fast horizontalen glazialen Schliffkehlen an dem Felswändchen auf dem rechten Ufer kaum 2 m über dem Bachbett. Die Wirkungen der postglazialen Erosion und Verwitterung sind also in diesem Gebiete verschwindend klein im Vergleich mit denjenigen der Glazialerosion.

Ich füge hier noch zwei Beobachtungen an, die mit der Frage zusammenhängen, ob der Gletscher auch durch Lossprengen grösserer Felsstücke zu erodieren vermag. Bei den Häusern Helgli und Rütistein (689 m, Flumser Kleinberg) fällt uns ein System von stufenweise übereinanderstehenden Rundhöckern auf, deren sanft nach SE fallende Rücken schön gerundet und geglättet sind, während sie auf der Nordwestseite mit 2—10 m hohen, eckigen Steilstufen abbrechen. Diese eckigen Formen können nicht seit dem Rückzuge des Gletschers entstanden sein, da am Fusse der Steilwändchen keine Blöcke liegen und kein Bach in der Nähe ist, der die abgesprengten Trümmer hätte wegführen können. Andrerseits ist aber auch kaum denkbar, dass diese eckigen Formen die ganze letzte Vergletscherung unverändert überdauern konnten, während gleichzeitig der Gletscher daneben Tälchen von bis 50 m Tiefe aus demselben Gestein herausschliff. Viel natürlicher erscheint mir die Annahme, jene eckigen Stufen seien die Abbruchflächen von Felsblöcken, die unter dem Eise durch den Druck des bewegten Gletschers losgesprengt wurden. Ein System von steil nach NW fallenden Kluftflächen, das im ganzen Gebiete dem Verrucano eigen ist, erleichterte diese Abtrennung.

Eine Erscheinung ganz ähnlicher Art zeigt die oben beschriebene, von Schliffkehlen bedeckte Felswand über der Terrasse von Irre. Sie ist ebenfalls von einem System von 70—80° steil nach NW fallenden Bruchflächen durchsetzt. Die Wand weicht bisweilen längs einer solchen Kluftfläche um einige Meter zurück. Auch die Schliffkehlen brechen dann an der Bruchlinie ab, setzen aber jeweilen einige Meter nordwestlich davon auf der bergeinwärts versetzten Wandfläche wieder ein. Hieraus folgt, dass die Felsabbrüche, die längs jener Kluftflächen erfolgt sein müssen, nicht nach dem Rückzuge des Eises stattgefunden haben. Es erscheint mir auch hier am natürlichsten, sie als eine Wirkung des bewegten Eises zu betrachten. In ähnlicher Weise denke ich mir die Entstehung der meisten eckigen Stufen und Wändchen, mit denen die Mehrzahl der kleinen und grossen Rundhöcker auf der Leeseite der Gletscherbewegung abbricht. Die eckigen Formen der Rundhöckerlandschaft sind, wie die Spärlichkeit des eckigen Oberflächenschuttes beweist, nur zum kleinsten Teil in postglazialer Zeit entstanden, und noch weniger sind sie präglazial. Sie müssen grösstenteils unter dem Eise sich gebildet haben. Der Gletscher erzeugte gleichzeitig runde Formen durch Abschleifung und eckige Formen durch Lossprengen grösserer Felsstücke.

In der Rundhöckerlandschaft bei Flums und Mels kommt der Zusammenhang zwischen den geologischen Verhältnissen und der menschlichen Kultur sehr augenfällig zum Ausdruck. Die kahlen oder nur spärlich mit Grundmoräne und Torferde bedeckten Verrucanoflächen der Rippen und grössern Rundhöcker sind fast ohne Ausnahme mit Wald bekleidet, während in den mit Grundmoräne austapezierten Schlifftälchen und Mulden Wiesen und kleine Torfmoore sich ausbreiten. Die auf der Karte verzeichneten Waldgrenzen fallen grösstenteils mit den Grenzen des Anstehenden zusammen. Die Siedelungen liegen vorwiegend auf den moränenbedeckten welligen Terrassen und auf den trockenen Rändern der Schlifftälchen, mit Vorliebe auch auf dem festen und mangels der Moränendecke für Wiesenkultur nicht geeigneten Felsgrund kleiner Rundhöcker.

Die Rundhöckerlandschaft ist westlich vom Schilsbach im untern Teile des Flumser Grossberges nicht mehr so typisch ausgebildet wie auf dem Kleinberg und bei Mels, weil das Anstehende viel

stärker von Moräne verhüllt ist, namentlich aber, weil die hier beginnende Aufrichtung der Schichten der Ausbildung von horizontalen Schlifftälchen nicht mehr günstig war. Eine durch den Gesteinswechsel und die Tektonik bedingte Rippung schimmert jedoch noch deutlich durch die Moränendecke durch.

Die Rundhöckerlandschaft von Flums und Mels setzt sich auch südöstlich vom Weisstannental bis über Ragaz hinaus fort. Auch hier finden wir, besonders auf dem Flyschhang südlich von Vilters und westlich von Ragaz von der Talsohle an bis in die Höhe von 1000—1200 m eine Unzahl von welligen Terrässchen, Mulden und kleinen Tälchen, die mit einer dünnen Grundmoränendecke ausgekleidet und mit erratischen Blöcken überstreut sind. Die Terrassen und Mulden sind im allgemeinen weniger vollkommen ausgebildet und die Rinnen und Tälchen weniger zahlreich als im Verrucano von Mels und Flums; aber sie sind doch meistens ziemlich deutlich in der Richtung des Rhein- und Seeztales langgestreckt. Auch hier erkennt man deutlich, dass diese Hohlformen genetisch unabhängig sind von den Bachrinnen, die heute den Abhang durchfurchen, und ebensowenig als vom Rhein erzeugte Erosionsterrassen betrachtet werden können. Es sind Wirkungen der Glazialerosion des Rheingletschers. Die auffälligste unter den glazial modellierten Rinnen ist das in den Seewerkalk von Krinne eingeschnittene Tälchen von Herrenboden. Zwei Bäche, der Saschielbach und eine kleine, westlich davon liegende Wasserader, durchkreuzen das Tälchen und haben beim Auftreffen auf seine Sohle ihre Geschiebe in Form von flachen Schuttkegeln abgelagert. Aus der geringern Widerstandsfähigkeit des Flysches gegen Verwitterung und Erosion erklärt es sich, dass in diesem Gebiete typische Rundhöcker mit Felsglättungen weniger häufig und die postglazialen Erosionsrinnen der Bäche im allgemeinen kräftiger entwickelt sind als im Verrucano bei Mels und Flums.

Rundhöcker im Sammelgebiet der Lokalgletscher. Auf den breiten, mässig geneigten Hochflächen und Mulden unterhalb der Gipfelregion herrschen rundliche, wellige Terrainformen vor, die in ihrer heutigen Erscheinungsform nicht durch das fliessende Wasser geschaffen worden sein können, sondern ihre Entstehung der ungleichmässigen Denudation und Abschleifung durch die Gletscher verdanken. Im Kalkgebirge sind die Felsglättungen und Schliffe freilich durch die nacheiszeitliche chemische und mechanische Verwitterung grösstenteils verloren gegangen, aber die Formen zeigen im grossen doch noch die ursprüngliche Rundung. Solche ehemalige, durch postglaziale Verwitterung veränderte Rundhöckerlandschaften sind z. B. alle die grossen Karrenfelder der Wiggis- und Rädertenkette, der Silbern, der Karrenalp und des Schildgebietes. Überblickt man z. B. vom Pfaff aus die Karrenalp, so erscheint das ganze gewaltige Karrenfeld als ein flachwelliges Gewoge von langgestreckten Hügelrücken, und seine zahllosen, nachträglich durch chemische Auslaugung entstandenen Schlote, Trichter und Rinnen bilden auf seiner Oberfläche eine feine Ornamentik, welche die ursprünglichen grossen Formen nur wenig zu beeinflussen vermag.

Rundhöckerformen, die in Gestalt von konvexen Felsrundungen und Gletscherschliffen die Bearbeitung durch die alten Gletscher noch deutlich zur Schau tragen, sind im Verrucanogebiet am reichlichsten erhalten geblieben. Typische Rundhöckerlandschaften sind in der Schildgruppe der südöstliche Teil von Fässisalp, die Terrasse am Südostfusse des Gufelstocks bei Gufelialp Oberstafel; in der Kärpfgruppe die Kühtalmatt zwischen Hahnenstock und Bützistock, die Umgebung des Milchspülersees, wo besonders die Quarzporphyrbänke schöne Glättungen zeigen, die Terrasse «auf den Matten» am Westfusse der Bleitstöcke; in der Spitzmeilengruppe die Terrasse am Westfusse des Munzkopfs, die Terrasse «auf den Kämmen» auf der Westseite der Gulderstockkette und die Vansalp. Weitere Beispiele werden im nächsten Abschnitt erwähnt werden.

Ähnliche wellige Hochflächen treffen wir auch im Flysch, z. B. auf den Ennetbergen am Schild, auf der Alp Camperdun im Sernftal, auf der Alp Scheibs südlich vom Weisstannental, auf der Nordseite des hintern Calfeisentals. Die grösste und auffallendste dieser Rundhöckerlandschaften ist das Flyschgebiet von Vilterseralp und Alp Pardiel in den Grauen Hörnern. Aus der Ferne, z. B. von Sargans aus betrachtet, erscheint sie als eine gewaltige, fast ungegliederte Fläche, die vom Verrucanosteilrand der Grauen Hörner aus mit auffallend regelmässiger flacher Wölbung nach NE und E gegen das Rheintal absinkt. In der Nähe betrachtet, zeigt sich die Fläche jedoch nicht bloss von

vielen postglazialen Bachrinnen durchschnitten, sondern auch durch eine Menge von flachen Mulden und Terrainwellen gegliedert, die auf den höhern Teilen des Abhangs durch die von den Grauen Hörnern kommenden Eismassen, tiefer unten durch den Rheingletscher erzeugt worden sind (vgl. p. 528). Auch die grössern in diese Fläche eingesenkten Hohlformen, der mächtige Zirkus von Valeis und das karartige Becken des Viltersersees, zeigen Erosionswirkungen der Gletscher.

3. Inselberge.

Im Rheintal und Seez-Walenseetal stossen wir auf eine ganze Anzahl Inselberge, d. h. Hügel aus anstehendem Fels, die über die Alluvialebene emporragen. Es sind dies der Verrucanohügel Tiergarten zwischen Mels und Flums, der kleine Liashügel Kastels bei Sargans, der aus Wildflyschschiefern und -sandkalken bestehende Bühl bei St. Leonhard unterhalb Ragaz; ferner können auch der aus Lias bestehende, aus dem Schuttkegel der bei Wangs ausmündenden Bäche auftauchende, etwa 15 m hohe Kirchenhügel im Dorfe Wangs und die kleine, nur 2—3 m über den Seespiegel sich erhebende Doggerinsel im Walensee bei Walenstadt hierher gezählt werden.

Denkt man sich unsere Täler durch reine Flusserosion geschaffen, so ist man, um die Entstehung der Inselberge zu erklären, gezwungen, allerlei hypothetische Annahmen zu machen, die durch keine tatsächlichen Erscheinungen gestützt sind. Man muss sie als Felsrippen betrachten, die zwischen parallelen Urtälern stehen geblieben sind, oder man muss zur rückschreitenden Erosion von heute nicht mehr vorhandenen Nebenflüssen oder zur Abschnürung von Bergspornen durch Flussserpentinen Zuflucht nehmen. Viel ungezwungener jedoch lassen sich die Inselberge erklären, wenn man der Glazialerosion einen erheblichen Anteil an der Austiefung der Alpentäler zugesteht. Man hat dann keinen Grund, zu zweifeln, dass die Abhänge des Rhein- und Seeztales zwischen Ragaz und dem Walensee mit ihren oben (p. 524—529) geschilderten, durch Glazialerosion erzeugten Formen sich auch noch unter die Kiesaufschüttung der Talebene hinein fortsetzen. Könnten wir diese Schottermasse wegräumen, so würde sich der Felsboden des Tales nicht als eine Ebene, wie die Flusserosion sie schafft, sondern als eine wellige Rundhöckerlandschaft mit Mulden, in der Talrichtung langgestreckten Schliffkehlen und Schlifftälchen und dazwischen stehen gebliebenen Felsbuckeln darbieten, wie sie für die benachbarten Abhänge und für alle Gletscherböden charakteristisch sind. Die Inselberge sind wohl nichts anderes als die höchsten Erhebungen jener unter der postglazialen Kiesaufschüttung begrabenen Rundhöckerlandschaft. Zugunsten dieser Auffassung spricht noch, dass sie Grundmoränenreste tragen, eine wellig unebene Oberfläche mit Rundbuckeln besitzen (Bühl, Tiergarten), meistens in der Talrichtung langgestreckt sind (besonders schön der Tiergarten) und nahe am Rande des Tales liegen.

Als Mittelglied zwischen den Inselbergen und den Glazialformen der Talseiten treten am Rande des Seez- und Rheintales mehrere halbfertige Inselberge oder zerschnittene Talsporne auf. Das schönste Beispiel hierfür bildet der Hügel Reischiben südlich von Walenstadt. Er wird von der südlichen Talwand durch eine breite, sattelförmige Einsenkung getrennt, deren höchster Punkt etwa 130 m über dem Walenseespiegel liegt. Grössere Bäche, welche diesen breiten Einschnitt hätten erzeugen können, sind nicht vorhanden. Seine Grundmoränendecke, seine welligen Formen und das darin eingebettete, durch zwei kleine Bachschuttkegel abgedämmte kleine Torfmoor deuten darauf hin, dass er eine vom Rheingletscher geschaffene Glazialerosionsrinne ist. In den weichen Liasschiefern, die hier zwischen die widerstandsfähigern Liassandkalke und Dogger-Eisensandsteine eingeschaltet sind, konnte sich der Gletscher leicht einschneiden (vgl. Figur 45, p. 160). Wäre die Gletschererosion noch weiter vorgeschritten oder würde die Geschiebeaufschüttung höher hinaufreichen, so wäre der Reischiben zum Inselberg geworden.

Ähnliche unvollendet gebliebene Inselberge sind der Hügelrücken Kastels nordwestlich von Mels, der kleine Hügel Grestis (512 m) östlich von Vilters, der Burgruinenhügel Freudenberg nordwestlich von Ragaz.

Die hier gegebene Erklärung ist gewiss auch für die Entstehung der Inselberge zutreffend, die ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes am Rande des Rheintales unterhalb Sargans bei Sevelen

aus dem Rheinkies auftauchen. Es ist sehr bemerkenswert, dass der benachbarte Kreideabhang des Rheintales in ganz ähnlicher Weise durch glazial modellierte wellige Mulden und Tälchen reich gegliedert ist wie derjenige des Rhein-Walenseetales zwischen Ragaz und Walenstadt.

4. Die Kare.

Eine für die ehemals wie auch für die gegenwärtig noch vergletscherten Gebirge charakteristische Erosionsform ist das Kar. Nach Penck (**163,** p. 265) sind die Kare nahe am Gebirgskamm liegende Nischen in den Gehängen, welche rückwärts meist von steilen Felswänden umrahmt werden und sich nach vorwärts in stattlicher Breite gegen das viel tiefer eingeschnittene Gletschertal öffnen. Die in halbkreisförmiger oder hufeisenförmiger Krümmung verlaufende Wand, die Karwand, umrandet einen breiten Karboden, welcher durch eine häufig steil abfallende Stufe vom Boden des benachbarten Tales getrennt ist und stets die Wirkungen der Gletscherbedeckung in Form von Rundbuckeln und muldenartigen Vertiefungen zeigt. Er steigt oft ziemlich steil an; häufig aber ist er wannenförmig eingesenkt und birgt dann oft einen kleinen See. Grosse Kare haben meistens einen stufenförmig gegliederten Boden. Die einzelnen Stufenflächen dieser Treppenkare sind in der Regel muldenförmig vertieft.

Die Kare bilden sich stets nur oberhalb der Schneegrenze; sie sind die Ursprungsgebiete der Lokalgletscher. Ihre Entstehung und Weiterbildung ist besonders von Richter (**158**) eingehend besprochen worden. Nach seiner Darstellung entstehen sie in einem Klimagürtel, wo die Erosion des fliessenden Wassers fehlt und durch die abschleifende Wirkung langsam bewegter Schnee- und Eismassen ersetzt ist, wo zugleich der ungeschützte Fels der Zerstörung infolge starker Temperaturschwankungen nahe dem Gefrierpunkt in hohem Masse ausgesetzt ist. Das von den Karwänden abstürzende Material wird durch den Gletscher aus dem Kar herausbefördert. Die Wände werden daher nicht von ihren eigenen Sturzkegeln verhüllt, sie bleiben stets frei und ungeschützt und weichen daher infolge der lebhaft arbeitenden Absplitterung relativ rasch zurück. Der Karboden verbreitert sich infolgedessen rasch und wird gleichzeitig durch den Gletscher abgescheuert. Die Karbildung erscheint somit als eine kombinierte Wirkung der abschleifenden Arbeit des Gletschers und der Zerstörung der Wände durch die Verwitterung. Sie begann in den Alpen beim Beginn der Eiszeit wohl in den meisten Fällen damit, dass in den radial zusammenlaufenden Anfängen der präglazialen Wasserläufe sich isolierte Schneeansammlungen bildeten.

Auch in den Glarneralpen beobachten wir viele Hohlformen, welche die Eigenschaften der Kare in mehr oder weniger typischer Ausbildung zeigen. Die schönsten unter den aktiven Karen sind die drei auf der Südseite der Hausstockkette liegenden breiten, von hufeisenförmigen steilen Felsrahmen umgebenen Talmulden des Cavirolas-, Fluaz- und Meergletschers. Als echte Kare dürfen wohl auch die grossen Zirken gelten, mit denen auf der Nordseite derselben Kette das Durnachtal und das Sernftal endigen. An beiden Orten sind die Karböden nur noch von einem relativ kleinen Gletscherrest bedeckt. Ihre vom Eise freien Teile weisen alte Moränen, Rundhöcker und Gletscherschliffe auf. Beide Zirken gehen über eine Steilstufe ins Haupttal über. Der von Hausstock, Mättlistock und Leiterberg eingerahmte Zirkus kann als eine Kartreppe angesehen werden, da über dem Hauptkarboden noch ein kleinerer Boden in Gestalt einer ziemlich steilen, aber mit Rundformen ausgestatteten, an den Leiterberg sich anlehnenden Terrasse liegt. Ein Kar, dessen Gletscher ebenfalls auf einen kleinen Rest zusammengeschmolzen ist, ist die östlich vom Segnespass zwischen dem Piz Segnes und den Tschingelhörnern liegende Nische. Der Karboden ist im eisfreien Gebiete fast ganz von Moräne und rezenten Schutthalden verhüllt, zeigt aber an seinem untern Rande im Flyschsandstein deutliche Rundhöckerformen.

Von den inaktiven Karen, die jetzt keinen Gletscher mehr beherbergen, erwähnen wir nur die bedeutendsten. Im Kalkgebirge auf der Westseite des Linthtales sehen wir zahlreiche zirkusartige Nischen, besonders in den Talabschlüssen (Oberblegi, Bösbächital, Brächalp, Klus-Urnerboden, Fisetenalp, Werben-Rossmattertal, Ruosalp-Bisistal); allein wie in andern Kalkgebirgen (vgl. **158,** p. 17—20), so ist auch hier oft schwer zu entscheiden, ob es sich um ein echtes Gletscher-

kar oder um eine Erosionsform von anderer Entstehung handelt. Die Kare sind hier auch deshalb schwierig zu erkennen, weil sie oft nicht die typische Zirkusform besitzen, sondern infolge der ungleichmässigen Verwitterung der aus ungleich resistenzfähigen Gesteinen aufgebauten Karwände unregelmässig gestaltet sind. Solche Karformen sind manche Nischen auf der Westabdachung der Wiggis-, Räderten- und Fluhbrigkette (Rautialp, Nischen zu beiden Seiten des Muttriberges, Gegend von Sihlseeli und Krähloch am Lauiberg), ferner die Nischen auf der Nordwestabdachung des Rossstocks im Rossmattertal, das Tälchen von Zeinenmatt.

Viel zahlreicher sind typische Karformen im Flysch- und Verrucanogebiet auf der Ostseite des Linthtales. Manche Kare treten hier vereinzelt an den Gehängen auf; eine allgemein verbreitete Erscheinung dieses Gebietes ist jedoch die reihenweise Gruppierung der Kare an den Seiten der Bergkämme, wie Richter sie aus den Ostalpen geschildert hat.

Das grossartigste unter den Einzelkaren ist wohl das Hochtal des Muttensees in der Hausstockgruppe. Die eckigen Formen der verwitternden steilen Flyschwände seiner Umrahmung kontrastieren lebhaft mit dem flachen, am vordern Ende 2 km breiten, ganz von Rundhöckerformen beherrschten und mit Gletscherschliffen bedeckten Karboden. Sein mittlerer Teil weist ausser der grossen wannenförmigen Einsenkung, in welche der Muttensee eingebettet ist, noch manche andere, zum Teil auch von Wasserlachen erfüllte Vertiefungen auf. Der hintere Teil des Beckens bildet eine kleine Kartreppe mit zwei niedrigen Stufen, deren untere abermals einen kleinen See trägt. Die trennenden Felsschwellen werden aus zähem, rundhöckerig geglättetem und geschrammtem Taveyannazsandstein gebildet.

Die rundhöckerige Fläche, die mit mässiger Neigung von der Panixerpasshöhe und vom Hexenseeli nordwärts ansteigt, ist ein alter Karboden, dessen Felsumrahmung jedoch nur noch auf der Ostseite im Rinkenkopf und Kalkhorn erhalten geblieben ist. Im N und W sind die Karwände der rückwärtsschreitenden Verwitterung gänzlich zum Opfer gefallen, so dass der Karboden im N bis auf die Kammlinie des Ruch-Wichlenberges hinaufreicht und im W über eine niedrige Felsstufe mit demjenigen des Meergletschers zusammenhängt.

Die flache Südabdachung der Vorabkette ist fast ganz aus alten Gletscherböden zusammengesetzt. Deutliche Karnischen mit unregelmässigen, zum Teil gestuften Karböden und noch ziemlich vollständig erhaltenen Karwänden sind die oberen Teile von Alp Ranasca zwischen Rotstock und Crap ner und von Alp Ruschein am Südabhange des Bündner Vorab. In der bis 5 km breiten Hochfläche von Alp von Sagens und Alp Nagiens dürfen wir wohl zwei alte, durch Piz Grisch und Crap ner getrennte Karböden erblicken, deren Rückwand fast ganz zerstört worden ist. In den breiten alten Gletscherboden schneiden heute zahlreiche Bäche enge cañonartige Rinnen ein.

Die Nische, die auf dem steilen Nordabhang der Vorabkette zwischen Mittaghorn und Ofen eingesenkt ist, stellt ein ausgezeichnetes steiles Treppenkar mit 5—6 übereinanderliegenden Stufen dar. Die 50—150 m hohen Stufenabstürze sind postglazial eckig verwittert und vom Bache in engen Schluchten durchsägt, die Stufenflächen dagegen, besonders diejenige des Martinsmad, zeigen rundliche Glazialerosionsformen. Der Bündnerbergfirn reicht noch bis auf die oberste Treppenstufe hinunter.

Die Kärpfgruppe ist reich an Karnischen verschiedener Dimensionen. Die beiden Diestäler endigen mit den Ursprungskaren des einstigen Diestalgletschers. Das südliche derselben erreicht eine Breite von $2{,}_5$ km und besitzt in der vom Unterkärpf bis zum Hahnenstock reichenden Felsmauer eine typische Rückwand. Dagegen ist von der linken Seitenwand nur noch ein Rest im Bützistock erhalten geblieben. Zwischen diesem Gipfel und dem Hahnenstock ist sie infolge der rückwärts schreitenden Verwitterung zerstört worden, so dass hier die Felsrundungen der Kühtalmatt bis auf den Bergkamm hinaufreichen. Der fast ganz in den Verrucano eingeschnittene Karboden gliedert sich in drei Stufen. Die oberste, eine wellige, vom Unterkärpf bis zum Hahnenstock reichende Terrasse, trägt auf ihrem höchsten Teil noch einen kleinen Gletscher; die mittlere umfasst die Terrasse des Milchspülersees und die weite Rundhöckerlandschaft der Kühtalmatt, die unterste bildet den Alpstafel Kühtal. In den glazial ausgetieften Becken des mittleren Bodens der Kartreppe liegen mehrere kleine Seen, der Milchspülersee und die kleinen Teiche der Kühtalmatt. — Das viel kleinere karförmige

Ende des nördlichen Diestales wird durch eine etwa 100 m hohe Verrucanostufe in zwei übereinanderliegende Becken zerlegt, in deren oberes die drei kleinen Engiseen eingebettet sind. Der steilwandige Felsrahmen des Kares ist nur unvollständig erhalten geblieben; über einen flachen gerundeten Rücken steigt man von den Engiseen nordwärts in den ebenfalls karförmig gestalteten Hintergrund des Tales von Ennetseewen hinüber. Hier stossen wir abermals auf eine Kartreppe, bestehend aus den beiden breiten, durch eine 150 m hohe Verrucanowand getrennten Becken von Kammboden (1929 m) und Ratzmatt (1735 m). Weniger typisch karförmig ist das von Unterkärpf, Kleinkärpf und Schwarztschingel eingerahmte Südende des Niederentales. Über einen gerundeten Rücken hängt es zwischen Sonnenberg und Unterkärpf mit dem Kar von Ennetseewen zusammen.

Auf der Westseite des vom Kärpf zum Gandstock ziehenden Kammes liegt eine ganze Reihe von kleinen karförmigen Nischen. Ihre Seitenwände sind schon während der Eiszeit abgetragen worden, so dass die einst getrennten Karböden nun eine zusammenhängende, durch rundliche Rücken in wellige Mulden gegliederte Fläche, die Terrasse «auf den Matten», bilden.

Dass auch die zirkusförmigen Enden der von der Kärpfkette gegen das Sernftal absteigenden Seitentäler durch die Gletscher karartig ausgestaltet worden sind, beweisen die in ihren oberen Teilen auftretenden Moränen und Rundhöcker. Die Karböden sind jedoch nur kurz und relativ steil. Als eine Kartreppe mit beckenförmigen Vertiefungen (Kühbodenseeli und Wildmadseeli) erscheint der oberste Teil des Kühbodenalptälchens. Ein typisches Kar von sophaförmigem Grundriss ist das südlichste dieser Seitentäler, das steilwandig umrahmte, 2 km breite und 1 km lange Becken von Wichlenmatt. Dass es nicht wie die andern Täler die Gestalt eines steilen Trichters annahm, ist der vom Leiterberg zum Erbserstock hinüberziehenden Taveyannazsandsteinmasse zu verdanken. Der ausgedehnte Geschiebeboden im vorderen Teile des Karbodens deutet an, dass hier einst ein Felsbecken lag, das vielleicht von einem See ausgefüllt war.

In der Schildgruppe bildet der oberste Teil des Murgtales eine Kartreppe, auf deren Stufenflächen die drei Murgseen liegen. Als oberste Stufe ist jedoch nicht das Becken des obersten Murgsees, sondern das etwa 350 m höher liegende rundhöckerige Plateau von Walenfässis zu betrachten, dessen Rückwand durch die steilen, aber nur 100—150 m hohen Verrucanoschieferhänge des Schwarzstöcklis und des Höchgrates gebildet wird (Tafel 22, Figur 2). Nach Art der Kare ist wohl auch das in Gestalt eines 1 km breiten steilwandigen, tiefen Zirkus in das Schwarzstöckli und den Weisskamm eingeschnittene Klotal entstanden, in welchem der Mürtschenalpgletscher seinen Ursprung nahm (Tafel 23, Figur 1). Der untere Teil der aus Verrucanokonglomerat bestehenden Karwand zeigt auf der Westseite noch schöne Felsglättungen.

Das fast 2 km breite und ebenso lange, sanft nach S sich senkende Plateau von Fässisalp ist ein typischer alter Gletscherboden, der Boden eines grossen Kars, dessen Rückwand und Ostrand durch die eckig verwitterten 100—200 m hohen steilen Verrucanohänge der Kette Heustock-Gufelstock gebildet wird. Von seinem Westrand ist im Schafläger noch ein Stück erhalten geblieben. Nördlich davon hat sich das ebenfalls glazial gestaltete Tälchen von Alpeli in den Karboden eingeschnitten. In muldenförmigen Kolken liegen ausser den beiden auf der Karte angegebenen kleinen Seen noch mehrere hübsche kleine Teiche auf der Verrucanofläche westlich vom Guntelkamm. — Im gleichen Niveau mit dem mittleren Teile von Fässisalp liegt auf der Südostseite von Gufelstock und Guntelkamm der an geglätteten Rundhöckerformen reiche Karboden von Gufelialp-Oberstafel. Er wird am Ostrande plötzlich durch die gegen Üblital und Widersteinerloch abfallenden Steilwände abgeschnitten. Eine deutliche Karform ist das vom Alpfirzstock, Biglingerstöckli und den Dreihörnern eingerahmte Becken von Gäsialp. Der rundhöckerige Karboden gliedert sich in zwei Stufen, Riedboden (1411 m) und Alp Biglingen (1616 m). Auf der Ostseite fehlt eine eigentliche Karwand, weil hier die Steilwand des Murgtales in die Karnische hineindrängt.

Eine grosse Zahl von deutlichen, meistens reihenweise zu beiden Seiten der Bergkämme gruppierten Karen treffen wir in der Magereu-Guschagruppe. Eine ganze Reihe von prächtigen kleinen, meist nur 400—500 m breiten Karen von halbkreisförmigem Grundriss liegt am Liaskamm zwischen Magereu und Breitmantel. Ihre alternierende Lage zu beiden Seiten der Kammlinie bewirkt eine auffallende mäandrische Krümmung der letztern. Die Karböden besitzen meistens eine von einer

kleinen Wasserlache erfüllte beckenförmige Vertiefung. Ein sehr schönes Kar mit halbkreisförmiger, eckig verwitternder Karwand und kleinem See in dem glazial vertieften flachen Karboden liegt auf der Kammalp am Nordfuss von Rottor und Heustock. Ans Rottor lehnen sich noch zwei weitere Karnischen an, auf der Nordwestseite das muschelig vertiefte Becken von Schattenkamm, auf der Südseite die Nische Bützi. Am Nordende der Kette treffen wir in der aus der Nische zwischen Breitmantel und Munzkopf gegen Munz absteigenden Terrasse einen alten Karboden mit prachtvoll erhaltenen, nach NW verlaufenden Gletscherschrammen. Ein sehr deutliches Kar ist die p. 498 als Sammelgebiet eines Lokalgletschers erwähnte Nische von Kamm (1940 m) am Südabhang des Gulderstocks. Die Alphütte liegt in einer muldenförmigen Vertiefung im vorderen Teile des Karbodens. Der darüber sich erhebende Aussenrand der Terrasse ist rundhöckerig abgeschliffen. Die lange Terrasse «auf den Kämmen» auf der Westseite der Gipsgrat-Gulderstockkette ist mit ihren Rundhöckern, rundlichen Mulden und kleinen Seebecken ein typischer alter Gletscherboden. Wenn auch an ihrer Rückwand grössere Karnischen fehlen, so ist sie wahrscheinlich doch nach Art der Karböden entstanden.

Die Westabdachung der Spitzmeilen-Foostockkette zeigt nur wenige deutlich ausgeprägte Karformen. Die Nische von Schönbühl zwischen Gipsgrat und Spitzmeilen stellt ein Kar mit sehr unregelmässig gestaltetem Boden dar. Ein typisches, von einer halbkreisförmigen Wand eingerahmtes Kar ist dagegen die Nische Bützi auf der Westseite des Foostocks. Deutliche Rundhöckerformen zeigen die Nummulitenbänke in der Mitte des Karbeckens.

Das grösste und schönste Kar der Magereukette ist das $1{,}_5$ km breite Becken von Alp Seewen südlich von Oberterzen. Guschafetta, Sexmor, Zieger und Stelli bilden einen grossen hufeisenförmigen Felsrahmen um den Karboden, der in zwei deutliche Stufen zerfällt, in das mit drei Seen geschmückte Becken von Seewen (1625 m) und die wellige, mit Moräne überkleidete Terrasse von Grub (1850 m). Rundungen und Gletscherschliffe findet man an den Felsbändern zwischen den beiden Terrassen, besonders auch an dem bis 50 m über die Seemulde aufsteigenden Aussenrand von Seewen.

Die schon im südlichen Schildgebiet sowie in der Rottor- und Gulderstockkette auffällige und für die ganze Magereu-Guschagruppe charakteristische Erscheinung, dass die Karböden in ziemlich einheitlichem Niveau auftreten und sich zu langen Terrassen zusammenordnen, ist am vollkommensten im Gebiet des Schilsbachtales ausgeprägt. Eine durchschnittlich $0{,}_8$—1 km breite Terrasse umsäumt ringsum den steilwandigen Taltrog; einzig am steilen Westhang der Guscha ist sie eine Strecke weit unterbrochen. Sie besitzt überall ein sanftes gegen die Talmitte gerichtetes Gefälle und sinkt gleichzeitig vom Talhintergrund, wo sie auf Vansalp in ungefähr 2150 m Höhe liegt, talauswärts auf beiden Talseiten, um auf Prodalp und Kleinbergalp in der Höhe von etwa 1500 m mit rasch zunehmender Böschung in den von Rheingletschermoränen bedeckten Abhang des Seeztales überzugehen. Durch ihre massenhaften Rundbuckel und viele Gletscherschliffe, durch ihre muldenförmigen Vertiefungen, die hie und da noch von kleinen Seen (Madseeli, Seen auf Vansalp und nördlich von Banüöl), oft von kleinen Torfmooren oder Bachalluvionen erfüllt sind, erweist sie sich überall als ein alter Gletscherboden. Sie ist wahrscheinlich durch die Vereinigung zahlreicher, gedrängt nebeneinanderliegender Kare entstanden. An der Rückwand der Terrasse vermisst man zwar grosse halbkreisförmige Nischen; einige kleinere Nischen besitzen jedoch typische Karform, so die bereits erwähnten kleinen runden Becken östlich von Erdisgulmen und Gulmen, die über eine gerundete Steilstufe auf die Terrasse ausmünden, die runde Nische auf der Südseite von Leist und Zieger, das prächtige kleine Karbecken nördlich über den Hütten von Banüöl, die Nische «in den Masken» zwischen Maskenkamm und Brodkamm. Seitlich von der Terrasse und etwa 150 m tiefer liegt das auffallend karartige Becken von Tannenboden. Von den Bergrippen, die einst die Kare voneinander trennten, sind noch einige in Form von mehr oder weniger gerundeten Rücken vorhanden, so der Liaskamm Spitzmeilen-Schönegg zwischen der Vansalp und dem Becken von Mad, der vom Weissmeilen nach NE gerichtete Triasrücken zwischen dem Mad und der Talmulde von Bell und Abendweid, der gerundete Liasrücken zwischen den Karmulden von Banüöl und «in den Masken».

Es liegt nahe, die so auffallende Terrasse als Rest eines präglazialen Talbodens des Schilsbachtales zu betrachten. Doch muss man auch bei dieser Voraussetzung immer noch eine beträchtliche

Umgestaltung jenes Talbodens durch die Gletscher annehmen, um die Neigung der Terrasse gegen die Talmitte und die bedeutenden Unebenheiten ihrer Oberfläche zu erklären. In jedem Falle ist sie in ihrer jetzigen Erscheinung eine eiszeitliche Denudationsfläche.

Die zirkusförmigen Abschlüsse der linksseitigen Nebentäler des Weisstannentales werden alle von durchschnittlich 500 m breiten Terrassen umsäumt, die annähernd im gleichen Niveau liegen wie die Terrasse von Vansalp und mit ihr den Reichtum an glazialen Erosionsformen, Rundhöckern und kleinen Seebecken gemein haben. Wir dürfen sie ebenfalls als Karböden betrachten. Die halbkreisförmigen, von 100—250 m hohen Karwänden umsäumten Nischen gliedern sich bisweilen in zwei oder drei Teilnischen. Der Zirkus von Lauialp stellt eine prachtvolle Kartreppe dar mit den vier übereinanderliegenden Stufenflächen von Unterlaui (1424 m), Laui (1937 m), Garitsch (2130 m) und Brudell (2180 m).

Auf der Südseite des Weisstannentales ist es viel weniger zur Ausbildung einer einheitlichen glazialen Denudationsfläche gekommen. Wir finden hier eine Reihe meist sehr typischer, scharf getrennter Einzelkare. Besonders hübsch sind das in drei Stufen gegliederte Kar von Heubützli auf Alp Scheibs mit einem kleinen Karsee auf der obersten Terrasse, der tief eingeschnittene, fast rings von Felswänden umschlossene Kessel Ritschli, die kleine Kartreppe Gamsli-Obergamsli auf Valtnovalp mit kleinem Karsee. Der weite Zirkus von Valtüsch gliedert sich in eine grosse Zahl von Einzelnischen mit mehr oder weniger deutlichem Karcharakter.

Das Verrucanogebiet der Grauen Hörner weist mehrere sehr deutliche, meist kleinere stufenförmige Kare auf: Die über einer hohen Wand abbrechende Nische des Baschalvasees (2177 m), das Stufenkar Ober-Vermi—Unter-Vermi, die schmale lange Kartreppe Schwarzsee (2381 m)—Gamidauerkamm (2080 m)—Unter-Gamidauer (1683 m), die Becken des Wildsees und Schottensees.

Auf der Nordseite des Calfeisentales treffen wir am Fusse des zackig verwitterten Wildflyschkammes vom Piz Sardona an bis zum Tal von Tersol eine ununterbrochene Folge von kleinen Karnischen. Sie werden im westlichen Teile, dem Muttentalergrat entlang, nur durch kurze Felssporne voneinander getrennt, und ihre Böden bilden in der Höhe von 2300—2400 m eine zusammenhängende wellige Terrasse. Weiter im E sind die Karnischen durch längere Felsrippen deutlicher geschieden. Stets lehnt sich an die 100—300 m hohe Rückwand der Kare eine durch postglaziale Abwitterung entstandene Schutthalde. Der Karboden besitzt fast immer eine unregelmässige muldenförmige Vertiefung, in der häufig etwas Moräne, öfters auch ein flacher Alluvialboden oder ein kleiner See liegt (Plattenseeli, See beim Heidelpass, See bei der Roten Platte). Die wallförmige Erhöhung am äussern Rande der Wanne ist stets rundhöckrig abgerieben, mehr oder weniger mit Moräne bestreut und oft durch kleine Bachfurchen in einzelne rundliche Hügel zerlegt.

Weniger typisch sind die Karformen in den östlich von Brändlisberg folgenden tief eingeschnittenen linksseitigen Nebentälern des Taminatales. Die wilden Schluchten ihrer Mündungsstufe und ihre steilen, von tiefen Wasserrinnen durchfurchten Hänge beweisen, dass hier die Wassererosion kräftig gearbeitet hat; allein es fehlt in ihren Hintergründen doch auch nicht an welligen Formen, wie sie den Karböden eigen sind (z. B. die Terrasse Crisp im Tale von Tersol). Der über einer Steilwand liegende grosse Zirkus von Ober-Zanay und Valgrausa im Hintergrunde des Tales von Lasaalp macht den Eindruck einer Kartreppenstufe, die durch Felssporne in mehrere Teilnischen gegliedert ist.

Die kleinen Seitentälchen, die auf der Südseite der Ringelspitzkette mit steilen Schluchten auf das Tal von Bargis ausmünden, nehmen ihren Anfang in deutlichen Karnischen, die sich an die steilen Flyschwände des Hochgebirgskammes anlehnen. Während die Kare von Ober-Lavadignas und Culm da Sterls durch den schmalen Kamm des Piz Mirutta vollständig getrennt sind, sind zwischen den westlich vom Tristelhorn liegenden Karen nur noch verhältnismässig kurze Felssporne stehen geblieben, die nach vorn in flache, glazial gerundete Rücken übergehen. Vier kleinere Kare vereinigen sich so zu einem mächtigen Karbecken, das im Gebiete der Alpen Raschiglius und Surcruns den ganzen Raum zwischen Flimserstein, Trinserhorn, Piz Sax und Tristelhorn einnimmt. Auch hier beobachten wir wieder alle die wiederholt beschriebenen Erscheinungen alter Karböden: Ausgesprochene muldenförmige Vertiefung oder eine Terrasse am Fusse von rezenten Schutthalden, die sich an die Karwände anlehnen (Terrasse Furca-Plaun dils Ails auf Raschiglius, Becken von Sax, Becken

im östlichsten Teile von Surcruns, Karsee im Hintergrund von Lavadignas); im mittlern und vordern Teile des talwärts steiler werdenden Karbodens hügelartig aufragende Rundhöcker, getrennt durch Mulden oder kleine Becken (Raschiglius sura, Surcruns), in die bisweilen Alluvialböden eingebettet sind (Plaun dils Bots auf Surcruns). Das östlichste Becken von Surcruns wird durch eine Steilwand in zwei Stufen gegliedert, deren obere wieder in drei kleine Karnischen zerfällt. Auch das Tälchen von Lavadignas wird durch zwei rundhöckerige Querriegel in drei treppenartige Stufen geteilt.

Echte Kare sind auch die sieben nebeneinanderliegenden Nischen, die einst die Sammelbecken der p. 512 besprochenen Gletscher auf der Ostabdachung des Calanda waren. Sie sind alle noch durch zum Teil breite Felsrücken getrennt und münden unten auf eine gemeinsame unregelmässige, rundbucklig modellierte, in 1750—2100 m Höhe liegende Hochfläche aus. Ein grosses, unten trichterförmig sich verengerndes Kar ist das auf der steilen Westseite des Calanda zwischen Haldensteiner und Felsberger Calanda liegende Schaftäli. Bemerkenswert ist, dass sogar der in 2450—2600 m Höhe liegende Scheitel des Verbindungsgrates zwischen Teufelskirchli und Felsberger Calanda auf seiner ganzen Länge glazial gerundet ist (Tafel 28, Figur 3), ein Beweis, dass zur Zeit des Maximums der Vergletscherung das Eis auch die Scheidewände der Kare überflutete.

5. Terrassen und Talstufen.

a) Flusserosion oder Glazialerosion.

In der Diskussion über die Entstehung der Alpentäler haben die an den Talwänden vorspringenden Terrassen und die im Längsprofil der Täler auftretenden Talstufen stets eine wichtige Rolle gespielt. Rütimeyer (**52**) fasste die Terrassen des Reusstales als Reste ehemaliger Talböden auf und erblickte darin den Hauptbeweis für die fluviale Entstehung der Täler. Alb. Heim (**70,** p. 281 bis 288) studierte die Erscheinung besonders eingehend im Reuss- und Linthgebiet und stellte hier die Terrassen und Talstufen zu vier übereinanderliegenden Talbodensystemen zusammen. Bodmer (**74**) verfolgte dann die Terrassen in allen Hauptflussgebieten der Schweiz und unterschied überall 6 bis 8 übereinanderliegende alte Talböden. Abgesehen von dem Hinweis darauf, dass die rekonstruierten Talbodensysteme ein mehr oder weniger gleichförmiges Gefälle aufweisen, vermissen wir jedoch in seiner Arbeit einen Beweis dafür, dass die Terrassen wirklich ein Erzeugnis der Flusserosion sind. Auch haftet ihr der Mangel an, dass die Terrassen nicht in der Natur selbst, sondern grösstenteils nur auf der Karte aufgesucht wurden, wobei vielfache Irrtümer nicht zu vermeiden waren.

Von den Anhängern der Glazialerosion, besonders von Penck und Brückner (**163,** p. 614—617), sind gegen die Talbodensysteme Heims und Bodmers eine Reihe von Einwendungen erhoben worden. Wenn sie auch einzelne Terrassen als Überreste der durch die präglaziale oder interglaziale Flusserosion geschaffenen Talböden gelten lassen, so verwerfen sie doch die Anschauung, dass an den Abhängen der Alpentäler von der Schneeregion bis auf die heutigen Talsohlen hinunter die Reste einer Mehrzahl von Talböden zu erkennen seien, und erblicken in den Terrassen wie auch in den Talstufen grösstenteils Wirkungen der diluvialen Gletscher.

b) Terrassen und Talstufen im Linthtalgebiet.

Alb. Heim unterschied im Hintergrunde des Linthtales vier übereinanderliegende Systeme von Terrassen (Talbodenreste an den Seitenwänden der heutigen Täler) und Talstufen (Talbodenreste im Längsprofil der Täler). Sein oberster Talboden liegt in 2800—3000 m Höhe, der zweite in 1800 bis 2000 m, der dritte in 1000—1300 m, der vierte, der heutige Talboden zwischen Tierfehd und Schwanden, in 500—800 m Höhe.

Bodmer schloss sich im ganzen der Darstellung Heims an, schaltete aber noch neue Talböden ein und gruppierte die Terrassen des Linthtales und seiner Nebentäler zu 7 Talböden. Aeppli (**127,** p. 8—30) verfolgte die Terrassen von Glarus weg durch das Zürichseetal hinunter bis nach Baden und reihte sie in 10 zwischen 1120 und 420 m Höhe liegende Talböden ein, die nur teilweise mit denjenigen Bodmers übereinstimmen. Brückner (**163,** p. 614/615) findet im Linthtale nur zwei alte Talböden, den präglazialen Talboden, als dessen Überreste er die Sandalp (1800 m), die Terrassen von

Braunwald, Orneli am Saasberg und Altstafel-Diestal (1400 m), die Brandalp und die Ennetberge bei Glarus und die Terrasse von Mullern (1100—1200 m) betrachtet, und denjenigen der Mindel-Riss-Interglazialzeit, dessen Niveau er bestimmt, indem er den Mittellauf der Seitentäler über ihre Stufenmündungen hinweg bis in die Mittellinie des heutigen Linthtales verfolgt. Als Höhenquote dieses jüngern Talbodens erhält er so bei Linthal 950 m, bei Schwanden 800 m, bei Netstal 700—750 m, bei Uznach 630 m. In neuerer Zeit hat sich Gogarten (**227**) nochmals sehr eingehend mit den Terrassen des Linthtales beschäftigt. Er spricht der Glazialerosion sozusagen jeglichen Einfluss auf die Gestaltung der Täler ab und fasst mit Heim, Bodmer und Aeppli die Terrassen des Linthtales als echte Flusserosionsterrassen, als Reste präglazialer Talböden auf. Er verzeichnet im Linthtale und seinen Seitentälern (das Walenseetal ausgenommen) nicht weniger als 600 Terrassen und Talstufen, von denen 411 auf das inneralpine Gebiet südlich von Ziegelbrücke fallen, und rekonstruiert daraus 17 alte übereinanderliegende Talböden.

Die grosse und schwierige Frage, ob die Alpentäler vorwiegend ein Werk der fluvialen Erosion sind, oder ob die Glazialerosion bei ihrer Ausgestaltung wesentlich mitgewirkt hat, kann durch die Erscheinungen eines einzelnen Tales wie des Linthtales wohl kaum endgültig entschieden werden. Ich verzichte deshalb auf eine allgemeine Diskussion der Frage; doch kann ich einige kritische Bemerkungen in bezug auf die bisherige Darstellung der Erosionsterrassen des Linthtales nicht unterdrücken, da meine eigenen Beobachtungen damit vielfach nicht übereinstimmen und da besonders die Abhandlung Gogartens meinen Widerspruch herausfordert.

Von den Einwänden allgemeiner Art, die gegen die Entstehung der Terrassen und Talstufen im Sinne von Heim und Bodmer erhoben werden können, hebe ich einen einzigen hervor. Um die Ausbildung mehrerer übereinanderliegender Talböden mit ausgeglichenem Gefälle erklären zu können, waren Heim und Bodmer genötigt, periodische Hebungen des gesamten Alpenkörpers gegenüber dem Vorlande anzunehmen. Da nach ihrer Darstellung die Terrassensysteme ein ziemlich gleichmässiges, durch die Alpenfaltung nicht gestörtes Gefälle besitzen, so müssen jene alten Talböden und somit auch jene Gebirgshebungen, welche ihre Ausbildung veranlassten, jünger sein als die Alpenfaltung, jünger als die Bildung der alpinen Überfaltungsdecken, in welche die Talböden eingeschnitten sind. Für die Tatsächlichkeit dieser Hebungen, die nach dem Niveauunterschiede zwischen dem höchsten und dem tiefsten Talboden einen Gesamtbetrag von 1500—2000 m hätten erreichen müssen, bieten jedoch die tektonischen Beziehungen zwischen Alpen und Molasseland keine Anhaltspunkte. Die Art, wie die alpinen Decken an der Nagelfluh aufbranden, spricht durchaus dagegen, dass an der Kontaktstelle eine solch gewaltige Verschiebung in vertikaler Richtung stattgefunden habe, und weiter draussen im Vorlande fehlen meines Wissens auch alle Anzeichen für eine derartige tektonische Störung. Gogarten sah ein, dass sich die Annahme solcher Hebungen des Alpenkörpers während der Talbildung mit den modernen Anschauungen über die Tektonik der Alpen nicht vereinen lässt. Er nimmt daher an, die Alpentäler hätten schon beim Beginn ihrer Bildung in der Nähe des Alpenrandes ein Stufenprofil besessen, das dann während der Talbildung allmählich rückwärts ins Gebirge hineinwanderte, wobei die einzelnen Talböden ihre Erosionsbasis in den zugehörigen Talstufen besassen (**227**, p. 57). Diese Erklärung kann jedoch nicht befriedigen, da sie selbst wieder eine unbewiesene Hypothese ist. Gogarten gibt selbst zu, dass er durch das Studium des Linthtales keine Erklärung darüber erhalten konnte, wie jenes ursprüngliche Erosionsprofil entstand. Es scheint mir auch höchst unwahrscheinlich, dass dieses rückwärtswandernde Erosionsprofil durch die gewaltigen Zeiträume der vier Eiszeiten und ihrer Interglazialzeiten hindurch bis auf die Gegenwart unausgeglichen sich hätte erhalten können.

Wenden wir uns nun zu den Terrassen und Terrassensystemen des Linthtales selbst! Gegen ihre Auffassung als Reste alter Talböden lassen sich folgende Einwände erheben.

1. Von allen den vielen von Bodmer und Gogarten aufgeführten Terrassen zeigt keine einzige die Eigenschaften einer echten Felserosionsterrasse in vollendeter Ausbildung. Sie sind niemals so eben und gleichförmig in der Talrichtung geneigt wie die heutigen Talböden und niemals von altem Flusskies bedeckt. Wenn wir trotzdem darin Reste alter Talböden erblicken wollen, müssen wir stets eine starke Umgestaltung derselben durch Verwitterung und Erosion annehmen.

2. Viele von den bisher aufgezählten Terrassen und Talstufen müssen von vornherein als Reste alter Talböden wegfallen, da sie nicht im anstehenden Fels modelliert sind, sondern ihre Entstehung einer jungen Aufschüttung (Moräne, Bergsturz und dadurch veranlasste Kiesaufschüttung, Bachschuttkegel, diluviale Schotter) verdanken. Aus diesen Gründen sind von den 93 von Bodmer aufgezählten inneralpinen Terrassen und Talstufen des Linthtales und seiner Seitentäler nicht weniger als 22 zu streichen, darunter mindestens 6 von den 8 Resten seines sechsten Talbodens. Diese unrichtige Beurteilung der Terrassen ist begreiflich, wenn man bedenkt, dass Bodmer sie grösstenteils nicht in der Natur selbst beobachtet, sondern bloss auf der topographischen Karte aufgesucht und noch die geologischen Karten zu Rate gezogen hat, auf denen damals die Schuttbildungen fast gar nicht angegeben waren. Aber auch im Terrassenverzeichnisse Gogartens finden wir noch eine auffallend grosse Zahl von Terrassen, die völlig durch Schuttanhäufungen bedingt sind. Blosse Bachschuttkegelflächen sind: Brummbach bei Linthal (1) [1]), zwei «Terrassen» östlich von Mollis (1), Reitimatt-Linthal (3), Laui-Linthal (3), Wartstalden-Sernftal (4), Wangen-Altenoren (11). Durch Bergsturz oder dadurch veranlasste Bachaufschüttung bedingt sind: Mullern bei Mollis (9), Marglen (1), Erlenberg (5), Sonnenstafel im Näfelser Schwändital (11), mittlere Risetenalp (12), Alp Beglingen am Schild (14), die Braunwaldterrassen Stachlen (7), Hüttenberg (9) und Braunwaldalp Unterstafel (12). Blanken im Klöntal kann nicht als alter Talbodenrest aufgeführt werden, da es einer postglazialen Bergsturzabrissnische angehört. Mehrere Terrassen Gogartens sind blosse Gehängeschuttanhäufungen, so namentlich Käsgaden westlich Engi (8).

Eine auffallend grosse Zahl, mindestens 50, der von Gogarten verzeichneten Terrassen und Talstufen des inneralpinen Linthgebietes liegen auf Abhängen mit starker Moränenbedeckung. In einzelnen Fällen mag zwar die Moränenterrasse durch eine unter dem Gletscherschutt verborgene Felsterrasse bedingt sein. Allein in den meisten Fällen handelt es sich um wenig ausgedehnte, flachere Teile einer welligen Moränendecke, deren Unebenheiten teils durch Mächtigkeitsunterschiede der Moräne, teils durch Rundhöckerformen der Felsunterlage bedingt sind. Ich rechne dazu unter andern: Fruttberge bei Linthal (5), Löfflingerberg-Engi (5), Kummerberg-Guflen-Engi (6), auf Weissenberge-Matt die flacheren Gehängepartien Fuchsenberg (8), Gehren-Scheibe (11) und Fritternstafel (13); Gheistalp (10 und 13). Sehr deutlich durch Moränenaufschüttung erzeugte unechte Terrassen und Talstufen sind: Alpeli-Diestal (5): Endmoränenwall; Goldigenberg-Mollis (5); Oberblegi Unterstafel (9); Mittelguppen (9): Seitenmoränenwall in diluvialer Bergsturznische; Ruhstell (9) und Knopf (11), die dem p. 474 geschilderten System von auffallenden Moränenterrassen auf den Ennetbergen östlich Netstal angehören; Loch-Berglialp (10); Berglialp-Oberstafel (12): Endmoränenbogen; mittlere Fronalp (13): Endmoränenwall und dahinterliegender Alluvialboden (vgl. p. 499); mittlere Raminalp (13); obere Lauelialp bei Engi (14); Gemsfayer (14): Moräne und dahinterliegender Alluvialkegel. Die «Terrassen» und «Talstufen» Stalden (6), Berg (8), Langstafel (9) und Hinter-Durnachalp (11), die Gogarten in der Sohle des Durnachtales unterscheidet, sind lediglich unbedeutende Gefällsbrüche, die durch Moränenhaufen und Bachschuttkegel erzeugt werden.

3. Eine erhebliche Zahl der von Gogarten aufgeführten Terrassen sind viel eher durch den Wechsel ungleich resistenter Gesteine bedingte Verwitterungsterrassen als echte Talbodenreste. So gehören die seinem 13. Talboden einverleibten Terrassen Firnen, Zingel, Sali, Ortstafel und Riedstöckli alle der in die weichen Schiefer des obern Lias und in die Opalinusschiefer und Eisensandsteine des Doggers eingeschnittenen Terrasse an, die mit wechselnder Breite den ganzen südlichen und östlichen Teil der Glärnisch-Ortstockgruppe umsäumt. Dass sie kein Flusstalboden ist, geht schon aus dem Umstande hervor, dass ihr Verlauf durch die Liasfalten von Firnen, Zingel und nördlich vom Riedstöckli stark beeinflusst wird. In den Opalinusschiefern desselben Schichtenzuges liegt auch die übrigens recht steile und innerhalb einer erst in der Diluvialzeit entstandenen Bergsturznische liegende Terrasse Sienen am Vorderglärnisch (11). Die durch Rundhöckerformen ausgezeichnete Terrasse von Nussbühl bei Linthal (8) ist an die weichen Flyschschiefer der Glarnerdecke und an die Überschiebungszone an der Basis der Axendecke gebunden und daher wahrscheinlich keine echte Flusserosionsterrasse. Aus ähnlichen Gründen darf die Talbodennatur folgender Terrassen

[1]) Die eingeklammerten Zahlen sind die Nummern der Talböden bei Gogarten.

angezweifelt werden: Dohlenberg-Gilbiberg-Riedberg westlich Nidfurn (5) im Flyschschiefer der Glarnerdecke zwischen Kreide und Verrucano; Wiggisalpeli (8) in Valangienmergel an der Basis der Säntisdecke; Oberruosteln (4) und Stalden (5) auf der Nordwestabdachung des Kerenzerberges: rundhöckerige Terrasse in den Valangienmergeln an der Basis der Säntisdecke; Baumgartenalp bei Linthal (12): Terrasse im Eocänflysch über Malmkalk, der Tektonik des Gebirges entsprechend nach S absteigend; Brandegg und Hinter-Trosgi im Krauchtal (6): Terrasse in den weichen Blattengratschiefern zwischen Flyschsandstein und Wildflysch; Twing im Näfelser Schwändital (10): kleiner Gefällsbruch der Talsohle, bedingt durch eine Verwerfung; Herberig auf der Südseite des Krauchtales (11): stark geneigte Terrasse in den Blattengratschiefern zwischen Flyschsandstein.

4. Eine sehr grosse Zahl der Terrassen Gogartens sind lediglich Gehängepartien, die sich aus ihrer Umgebung durch etwas geringeren Böschungswinkel herausheben. Sie liegen fast ohne Ausnahme an Abhängen mit deutlichen Anzeichen glazialer Modellierung, besitzen oft nur sehr geringe Ausdehnung und sind in der Regel nicht scharf individualisiert, sondern gehen mit rundlichen Formen nach unten und oben, taleinwärts und talauswärts in die steileren Teile des Abhanges über. Felsterrassen dieser Kategorie zähle ich in Gogartens Verzeichnis im inneralpinen Linthgebiet über 50; darunter befinden sich z. B. Bränden-Oberurnen (3 und 4); Holzbort östlich Mitlödi (5), ein 100 m hoher und 25—30° gegen das Tal geneigter Abhang; Grossberg-Ennetberge (9), Bärentros (9) und Heuboden (12) auf Heubodenalp; Brand (9) und Aeugsten (12) am Südabhang des Schild; untere Fronalp (10); Wängi und obere Orthalden (12) südlich vom Urnerboden; untere Embächlialp (10); untere Camperdunalp (10); Gufelialp (11); Geisstalalp (11); Mittel Camperdun (13) und zahlreiche andere Terrassen im Flyschgebiete des Sernftales. Nach meiner Meinung ist es durchaus unstatthaft, jede kleine Gehängepartie, deren Neigung etwas geringer ist als die durchschnittliche Böschung des Abhanges, gleich als Zeugen eines ehemaligen durchgehenden Talbodens zu erklären.

Etwa 50 weitere Terrassen in Gogartens Verzeichnis sind wellige Terrässchen, flache Gehängepartien, muldenförmige Vertiefungen oder wellige Hügelrücken in typischen Rundhöckerlandschaften. Nach ihrer ganzen Erscheinung sind sie viel eher Wirkungen der Glazialerosion als präglaziale Talbodenreste. Als Beispiele führe ich an: Terrasse Ennetbühls-Sattel (1); Kurhaus Tannenberg bei Haslen (5); Söli (6) und Teufen (8) auf den Ennetbergen am Schild (talartige Mulden und runde Flyschhügel in Rundhöckerlandschaft); Schwanderberg (7); Obstock-Mollis (7); untere (10) und obere Neuenalp (13); Stadtboden im Schwändital (12); Auernalp (12 und 15) (vgl. Tafel 11); Tiefenwald an der Schönau (13); Wildmad-Heubodenalp (14); obere Fronalp (14); Rädertenalp (14). Einige der von Gogarten verzeichneten Talbodenreste sind rundhöckerig modellierte Bergvorsprünge, so der Biberlikopf oberhalb Ziegelbrücke (2), der Hornkopf bei Oberurnen (1). Gar keine Anhaltspunkte für die Auffassung als Talbodenreste bieten nach meiner Ansicht die Gipfel des Rautispitz (17), des Mättlistocks im Klöntal (15), des Heustöcklis südlich vom Fronalpstock (14), des Tierbodenhorns in der Kärpfgruppe (16), des Brüschbüchels bei Richisau (13).

Manche der Terrassen Gogartens sind Teile von Karböden oder andern Hohlformen, die unter Mitwirkung der diluvialen Gletscher entstanden sind, z. B. Oberblegisee (11); Guppenseeli (12); Stäfeli-Falzüber (12); Mettmen-Niederental (12); Hintersulz-Durnachtal (13); Kühtal-Diestal (14); Kühtalmatt (16); Fässisalp (13 und 14); Kamm-Kühfitternalp (14); Rautialp (14); Wichlenmatt (15); Bützi-Foostock (15); Muttenalp (17).

5. Manche der flachen Gehängepartien, auf denen Gogarten seine Erosionsterrassen zusammensuchte, weisen so bedeutende Höhenunterschiede auf, dass sie unmöglich als Ganzes einem und demselben Talboden zugewiesen werden können. In solchen Fällen verteilt er sie unter mehrere übereinanderliegende Talböden. So hebt er auf der grossen Terrasse von Braunwald, die von S nach N von 1100 m auf 1500 m ansteigt, aber durchaus als eine orographisch einheitliche Bildung erscheint, fünf Terrassen als Reste von fünf verschiedenen Talböden heraus: Stachlen (1140—1170 m) (7. Talboden); Brächalp-Unterstafel (1200—1260 m) (8. Talboden); Hüttenberg (1290—1350 m) (9. Talboden); Ohren (1350—1380 m) (10. Talboden); Braunwald-Unterstafel (1530—1590 m) (12. Talboden). Abgesehen von der Terrasse Ohren, machen aber diese «Terrassen» durchaus nicht den Eindruck von scharf individualisierten orographischen Einheiten; es sind lediglich etwas flachere Teile

der welligen Moränen- und Bergsturzlandschaft. Man könnte mit demselben Recht auf Braunwald noch mehrere andere Terrassen in anderer Höhenlage namhaft machen und so noch weitere Talböden konstruieren. Ebenso willkürlich erscheint es mir, wenn GOGARTEN auf der grossen Terrasse von Altenoren, deren Gesamtverlauf durch die Tektonik bedingt ist (Kontaktfläche der autochthonen Malm-Öhrlikalkfalten mit dem darüberliegenden Eocänflysch), fünf verschiedene Talböden unterscheidet [Krummlaui (6), Brücklis (8), Neuberg und Kinzen (9), Wangen Unterstafel (10) und Wangen Altstafel (11)], oder wenn er den orographisch einheitlichen rundhöckerigen Gletscherboden von Fässisalp (vgl. p. 532) unter drei Talbodensysteme (13, 14 und 16) verteilt. Im Gegensatz dazu reiht er bisweilen auch zwei Terrassen von geringem horizontalem Abstande, aber beträchtlichem Höhenunterschied in den gleichen Talboden ein, z. B. die Schönau (1800—1740 m) und die Terrasse Tiefenwald (1680—1620 m) (13).

6. Eine auffallende Erscheinung ist es, dass die Talbodensysteme der verschiedenen Autoren durchaus nicht miteinander übereinstimmen. Während ALB. HEIM und BODMER im Linthgebiet sich mit 6 alten Talböden begnügen, unterscheidet AEPPLI allein im untersten Teile des Linth- und Zürichseetales, unterhalb 1150 m, bereits deren 11, und GOGARTEN verteilt seine Terrassen unter 17 verschiedene Talböden. Eine Vergleichung der Terrassenverzeichnisse zeigt, dass die neueren Autoren nicht bloss zwischen die wenigen Talböden HEIMS und BODMERS neue eingeschaltet, sondern die Terrassen überhaupt in anderer Weise zu Talböden zusammengestellt haben. So finden wir z. B. die Terrassen, die den 4. Talboden BODMERS bilden, im Verzeichnisse GOGARTENS auf fünf verschiedene Talböden verteilt. Die Talböden GOGARTENS und diejenigen BODMERS durchschneiden sich also gegenseitig. Sie besitzen daher auch ungleiche Gefällsverhältnisse; während das durchschnittliche Gefälle der erstern $7{,}_4\ ‰$ ist, haben diejenigen BODMERS ein solches von $8{,}_1\ ‰$.

7. Dass die Terrassen von den verschiedenen Autoren in verschiedener Weise zu Talbodensystemen zusammengestellt worden sind, rührt davon her, dass in der Natur die Zusammengehörigkeit der Terrassen bei weitem nicht so in die Augen springt, wie man dies nach den schematischen Profilen bei BODMER und GOGARTEN vermuten möchte. In Wirklichkeit sind eben die «Terrassen», wie bereits hervorgehoben, fast niemals ebene Flächen mit geringem talauswärts gerichtetem Gefälle, sondern fast ohne Ausnahme unregelmässig wellige Gehängepartien mit Niveauunterschieden von 50—100 m. In den meisten Fällen sind sie mehr oder weniger steil gegen das Haupttal geneigt, und oft besitzen sie noch ein taleinwärts gerichtetes Gefälle. Bei der Feststellung ihrer Höhenlage steht also ein ziemlich grosser Spielraum zur Verfügung. Bedenkt man ferner, wie eng übereinander die Talböden GOGARTNES gelegt sind — ihr Abstand ist oft nur 50 m — und in welch grossen horizontalen Abständen oft die Terrassen desselben Systems sich folgen — sie liegen bisweilen über 10 km auseinander —, so leuchtet ein, dass sie in verschiedener Weise zu Talböden zusammengestellt werden können. Die durchgehenden Talböden BODMERS und GOGARTENS sind also keine in der Natur fest begründete objektive Erscheinung, sondern mehr oder weniger willkürliche, subjektive Rekonstruktionen. Damit fällt aber der Hauptbeweis für die rein fluviale Entstehung des Linthtales dahin.

Wenn ich in den Terrassen an den Abhängen des Linthtales nicht mit Sicherheit die Reste alter Talböden zu erblicken vermag, so soll damit nicht in Abrede gestellt sein, dass der Flusserosion ein bedeutender Anteil an der Bildung des Tales zufällt. Das alpine Relief hat jedoch während der Glazialperiode eine so kräftige Umgestaltung erfahren, dass die präglazialen Flusstalbodenreste ganz verschwunden oder unkenntlich geworden sind [1]).

[1]) Aus diesem Grunde kann ich auch der von BRÜCKNER (**163**, p. 614 und 615) gegebenen Darstellung des präglazialen und des Mindel-Riss-Talbodens im Linthtale nicht voll zustimmen. Wenn das Haupttal glazial übertieft worden ist, so müssen auch die gletscherbedeckten Terrassen und die Sohlen der Seitentäler eine Erniedrigung durch Glazialerosion erfahren haben. Es liegt also, wie GOGARTEN (**277**, p. 20) bereits bemerkt hat, ein Widerspruch darin, wenn BRÜCKNER eine starke glaziale Übertiefung des Linthtales annimmt und gleichzeitig aus noch vorhandenen Terrassen und aus den Stufenmündungen der Seitentäler die Höhenlage der beiden alten Talböden rekonstruiert. Wenn die Täler glazial vertieft worden sind, so müssen jene beiden Talböden ursprünglich höher gelegen haben als allfällig heute noch vorhandene Andeutungen derselben in Form von Terrassen und Talstufen.

c) Terrassen des Walenseetales.

Über die Terrassen des Walenseegebietes finden wir in der Literatur bisher nur wenige Andeutungen. Bodmer (**74**, p. 15) fand in den Seitentälern des Walenseetales fünf übereinanderliegende Talböden; er unterlässt es jedoch, Terrassen als Belege für sein Talbodensystem anzuführen. Gogarten spricht, ohne nähere Begründung, die Ansicht aus, die oberen Terrassen des Walenseetales haben Gefälle zum Rhein, die untern zum Linthtal (**227**, p. 43 und 44), und vermutet daher, die Linth sei anfänglich ein Nebenfluss des Rheins gewesen und später durch einen Nebenfluss der Wäggitaleraa nach W abgelenkt worden. Für diese neue, von vornherein sehr unglaubwürdige Hypothese kann ich in der Natur nicht den geringsten Anhaltspunkt finden. Alle ausgeprägten Terrassen auf der Nordseite des Tales, an den steilen Abhängen der Churfirsten und Alvierkette, sind völlig von Gesteinswechsel und Tektonik abhängig; sie steigen mit den Schichten an den Abhängen auf und ab und können daher unmöglich als Flusserosionsterrassen betrachtet werden (Terrassenzug Betlis-Sere, Lauben-Sälsalp-Walenstadterberg: Eocän der Mürtschendecke und Überschiebungsfläche an der Basis der Säntisdecke; Terrassenzug Tschingelnalp-Lüsis-Sennisalp-Palfries: Valangienmergel der Säntisdecke; Terrassenzug Furggels-Valdarsch-Poli-Mutsch östlich von Flums: Schiefer des obern Lias und Dogger der Säntisdecke).

Die flach geböschte Südseite des Tales ist sehr reich an terrassenartigen Terrainformen; sie machen jedoch mit ihren welligen Formen, ihren mannigfaltigen Gefällsverhältnissen und den allmählichen Übergängen in steilere Gehängepartien durchaus nicht den Eindruck von Flusserosionsterrassen. Durch ihre Rundhöckerformen und die starke Moränenbedeckung sind sie so sehr mit dem Glazialphänomen verknüpft, dass es viel natürlicher erscheint, sie als Wirkungen der Glazialerosion zu betrachten. Für die Terrassenlandschaft im Verrucano bei Flums und Mels ist dies früher (p. 525 bis 528) eingehend begründet worden.

Die auffälligste Terrasse des Kerenzerberges, die Terrasse Oberruosteln-Bodenberg-Britterberg-Schluchen, ist deutlich an den Wechsel des widerstandsfähigen Valangienkalkes und der weichen Valangienmergel gebunden, und ihr Gefälle ist demjenigen der heutigen Talböden gerade entgegengesetzt: im Linthgebiet, zwischen Oberruosteln und Bodenberg, steigt sie talauswärts von 750 auf 860 m an, während sie im Walenseegebiet von Bodenberg bis Schluchen ostwärts wieder auf 770 m hinuntersinkt. Sie ist also offenbar kein alter Flusstalboden. In dem langen, durch die Seitenbäche zerschnittenen Terrassenzug Filzbach (680—720 m)-Obstalden (690 m)-Walenguflen (660—710 m)-Vortobel (550—660 m)-Buchen (620—650 m)-Quarten (550—580 m) könnte man am ehesten noch einen alten, durch Glazialerosion und Moränenaufschüttung veränderten Talboden erblicken; doch ist die Tatsache auffällig, dass sein Gefälle talaufwärts gerichtet und überdies ziemlich unregelmässig ist.

Zwischen dem Murgtal und Flums zeigen alle deutlichen Terrassen ein ostwärts gerichtetes Gefälle. Dasselbe ist jedoch so steil, dass sie unmöglich als Erosionsterrassen einer ostwärts zum Rhein fliessenden Linth betrachtet werden können. Ein Blick auf die Geologische Karte zeigt, dass sie durch Verwitterung und Glazialerosion erzeugte Schichtterrassen sind, deren östliches Gefälle durch das östliche Einsinken der Faltenzüge bedingt ist. Beispiele sind die in Quartenschiefer modellierte, aber ganz von Moräne bedeckte Terrasse Biederen-Hieneboden-Steinwiesen-Oberterzen; die Terrasse Obermunz-Oberholz-Neuenberg südlich von Mols (im obern Liasschiefer); die prachtvoll regelmässige, mit 22 % ostwärts sinkende Terrasse Fäsch südlich von Walenstadt und viele kleine Terrassenzüge des Flumser Grossberges.

Die Abhänge der linksseitigen Nebentäler des Walenseetales sind arm an deutlich ausgeprägten Terrassen; dagegen breiten sich dort über den steilen Hängen der Taltröge stets flache, wellige Böden aus, die früher (p. 533) als glaziale Denudationsflächen geschildert worden sind.

6. Die Stufenmündungen der Seitentäler.

Die in den ehemals vergletschert gewesenen Alpentälern allgemein verbreitete Erscheinung, dass die Seitentäler nicht gleichsohlig, sondern über eine Steilstufe in die Haupttäler einmünden, ist

auch den Tälern unseres Untersuchungsgebietes eigen. Ob man sich die Täler vorwiegend durch Flusserosion oder durch Glazialerosion entstanden denkt, in beiden Fällen liegt die Ursache darin, dass die Erosion im Seitentale mit derjenigen im Haupttale nicht Schritt zu halten vermochte.

Tabelle der Stufenmündungen.

Seitental	Oberes Ende der Steilstufe	Unteres Ende der Steilstufe	Höhe der Steilstufe
	m	m	m
Linthgebiet:			
Fätschbachtal (Urnerboden) . . .	1310	730	580
Durnachtal	1250	650	600
Diestal	1000	590	410
Bösbächital	1370	570	800
Haslerbachtal	930	550	380
Niederental	920	530	390
Sernftal	770	520	250
Krauchtal	1100	840	260
Mühlebachtal.	1100	770	330
Klöntal	750 ?	450 ?	300
Oberseetal	730 ?	440 ?	290
Niederurnertal	980	430	550
Rhein-Walenseegebiet:			
Taminatal	880	510	370
Weisstannental	800	490	310
Schilsbachtal.	820	450	370
Murgtal	640	270	370
Meerenbachtal	1050	270	780
Filzbachtal.	670	320	350
Reussgebiet:			
Rätschtal	1300	790	510

Aus der vorstehenden Zusammenstellung [1]) ergibt sich, dass die Höhe der Mündungsstufe nicht für alle Seitentäler dieselbe ist, sondern im allgemeinen um so kleiner ist, je grösser das Einzugsgebiet des Seitentales im Vergleich zu demjenigen des Haupttales ist. So ist sie relativ klein beim Sernftal, Klöntal, Oberseetal, Weisstannental, gross beim Tal des Fätschbaches, Durnachtal, Bösbächital, Niederurnertal. Doch geht aus der Tabelle auch hervor, dass noch andere Umstände, z. B. die Gesteinsbeschaffenheit, für jenen Höhenunterschied mitbestimmend gewesen sein müssen. So ist er annähernd derselbe beim kleinen Haslerbachtal wie bei dem beträchtlich grössern Niederental und dem noch viel ausgedehntern Weisstannental.

Die Stufenmündung tritt in mancherlei Formen auf. Bald erstreckt sie sich über eine grosse Länge und stellt dann oft einen kräftigen Taleinschnitt von V-förmigem Querschnitt dar, in dessen

[1]) Bei manchen Seitentälern lässt sich für das obere Ende der Mündungsstufe keine völlig genaue Höhe angeben. Es ist unscharf, wenn es im Bereiche mächtiger Moränenmassen liegt, in welche der Wasserlauf mit nach oben allmählich geringer werdendem Gefälle sich eingeschnitten hat (Durnachtal) oder wenn das Tal durch Bergsturzmassen verschüttet ist (Klöntal, Oberseetal). Das ursprüngliche untere Ende der Mündungsstufe lässt sich bei keinem der verzeichneten Täler genau angeben, da der anstehende Felsgrund des Haupttales stets mit Schuttmassen von unbekannter Mächtigkeit überschüttet ist. Als Mündungshöhe der Seitentäler des Walensees muss nicht der Seespiegel, sondern die Sohle des Sees betrachtet werden.

Sohle der Bach mit gleichförmigem Gefälle fliesst (Sernftal); bald ist sie kurz und steil und wird vom Bache entweder mit einem Wasserfalle (Diesbach) oder mit einer Stufenreihe von Wasserfällen (Fätschbach) oder in einer engen Erosionskesselrinne (Murgtal, Schilsbachtal) überschritten.

Die Stufenmündung der Seitentäler steht oft in sichtlichem Zusammenhang mit der ebenfalls allgemein verbreiteten Erscheinung, dass die Seitenwände der Haupttäler nach unten hin steiler werden. Der Anfang der Mündungsstufe liegt jedoch im allgemeinen tiefer als der Schulterrand des Taltroges, der übrigens im Linthtale sich an kein bestimmtes Niveau hält und auf der linken Seite des Rhein-Walenseetales in der Regel nicht scharf ausgebildet ist. Die grösseren Seitentäler, namentlich das Sernftal, das Weisstannental und das Taminatal, besitzen selbst wieder ein trogförmiges Querprofil, und ihre Seitentälchen vereinigen sich mit ihnen wieder über eine ausgesprochene Steilstufe (Krauchtal, Mühlebachtal).

Wenn auch die Stufenmündungen der Seitentäler an und für sich keinen zwingenden Beweis für die Übertiefung der Haupttäler durch die diluvialen Gletscher bilden, so zeigen doch einige derselben eigenartige morphologische Verhältnisse, die sich nur erklären lassen, wenn wir der Glazialerosion einen erheblichen Anteil an der Talbildung einräumen. Besonders lehrreich ist in dieser Beziehung die Ausmündung des Schilsbachtales bei Flums. Oberhalb der Mündungsstufe ist es von 600 bis 1000 m hohen Talwänden eingefasst, deren obere Ränder zwischen den Terrassen von Gampergalt und Prodalp 2 km oder, wenn wir als solche die Kämme der das Tal begrenzenden Bergzüge betrachten, zwischen Guscha und Prodkamm sogar $4{,}_5$ km voneinander entfernt sind. Wären Haupttal und Seitental durch rein fluviatile Erosion ausgestaltet worden, so müsste letzteres zum mindesten durch einen kräftigen dreiseitig prismatischen Taleinschnitt auf das Haupttal ausmünden. Statt dessen werden seine Talwände in der Gegend von Heggibach fast plötzlich durch den sanft geböschten Abhang des Seez-Walenseetales abgeschnitten, so dass im Bereiche der Mündungsstufe kaum mehr von einem Seitentale gesprochen werden kann. Statt des Taleinschnittes finden wir auf diesem Abhang bloss eine Rinne, die oben, wo sie in die früher (p. 504/505) besprochenen mächtigen Moränen des Schilstalgletschers eingeschnitten ist, noch eine ansehnliche Breite besitzt, dann aber bald nach dem Eintritt in den Verrucano, nördlich von Portels, zu einer engen Klamm wird, deren senkrechte Wände nur wenige Meter voneinander abstehen und von frischen Strudellöchern bedeckt sind.

Dieser Talausgang wird leicht verständlich, wenn man bedenkt, dass der Abhang des Seez-Walenseetales durch den Rheingletscher eine starke Abtragung erlitten hat (vgl. p. 525—527). Der grosse Taleinschnitt, durch den der Schilsbach schon präglazial oder während der Mindel-Riss-Interglazialzeit ins Haupttal einmündete, ist während der Glazialzeiten durch den Rheingletscher wieder vollständig weggeschliffen worden. In der Postglazialzeit vermochte der Bach erst die erwähnte enge Rinne in den Abhang einzusägen.

In gleicher Weise lässt es sich erklären, dass auch die Tälchen von Mädemseralp und Kohlschlageralp auf der Ostseite der Guscha bloss im Gebiete der Lokalgletscher ziemlich tief und breit eingeschnitten sind, dagegen auf dem vom Rheingletscher bestrichenen Verrucanohang zwischen Mels und Flums sich nur in Form von unbedeutenden Bachrinnen fortsetzen.

Auch die Seitentälchen des Kerenzerberges zeigen im Gebiete ihrer Stufenmündung die kräftigen Erosionswirkungen des Rheingletschers. Das Tälchen des Filzbaches ist in seinem oberen Teile, südlich von Habergschwend, ziemlich kräftig in den Nordwestabhang des Neuenkamms eingeschnitten, bildet jedoch weiter im N, zwischen Gschwender und Egg, nur noch ein schmales und wenig tiefes Bachtobel und ist auf der Terrasse von Filzbach auf eine flache Mulde reduziert, deren runde, moränenbedeckte Formen deutlich die Modellierarbeit des Rheingletschers erkennen lassen. Die eigentliche Stufenmündung des Tälchens ist eine postglaziale enge Schlucht, die unterhalb jener Terrasse längs einer tektonischen Bruchspalte in die zum Walensee abstürzende Kreidewand eingesägt ist.

Diese Schlucht kann auch als Mündungsstufe des Plattenalptales betrachtet werden. Das Fehlen eines oberirdischen Wasserlaufes in dem wohl 1000 m tief zwischen Mürtschenstock und Neuenkamm eingesenkten Tale, seine Gliederung in einzelne durch Felsriegel getrennte Becken, die darin eingebetteten Seen und die früher (p. 500/501) besprochenen glazialen Erscheinungen dieses merkwürdigen

Tales deuten darauf hin, dass es durch den diluvialen Plattenalpgletscher eine kräftige Austiefung erfuhr und sich seither fast gar nicht mehr verändert hat. Nördlich von Talalp, nach dem Eintritt in das Gebiet des Rhein-Walenseegletschers, ist der vorher so breite und tiefe Taleinschnitt fast ganz verschwunden. Er setzt sich in der schmalen und wenig tiefen Rinne der Kupfernasenruns fort und mündet südlich von Alter als kaum bemerkbare, wasserleere Einkerbung in die oben erwähnte Mulde von Filzbach ein. Glaziale oder präglaziale Talfurchen des Filzbachtälchens und des Plattenalptales fehlen also bei Filzbach infolge der abtragenden Wirkung des Rheingletschers.

C. Die Seen.

1. Der Walensee.

Der $15{,}_{6}$ km lange, 2 km breite, 151 m tiefe und ein Areal von $23{,}_{27}$ km² bedeckende See gehört zu den nordalpinen Randseen. Mit dem Zürichsee, von dem er durch die postglaziale Geschiebeaufschüttung der Linth getrennt ist, bildete er ursprünglich ein einheitliches grosses Wasserbecken, das sich noch eine Strecke weit südwärts ins glarnerische Linthtal und südostwärts ins Seeztal hinein erstreckte. Wenn auch in der Diskussion über die Entstehung der alpinen Randseen der Walensee bisher kaum erwähnt worden ist, so darf man doch als sicher annehmen, dass seine Entstehungsgeschichte mit derjenigen der übrigen Randseen, speziell des Zürichsees, in engem Zusammenhang steht. Das Walenseebecken bietet jedoch kaum Erscheinungen dar, die geeignet wären, die Streitfrage, ob die alpinen Randseen durch eine Rücksenkung des Alpenkörpers oder durch Glazialerosion entstanden sind, definitiv zu entscheiden. Ich begnüge mich daher, die beiden Anschauungen einander kurz gegenüberzustellen.

a) Nach Albert Heim (**130; 277,** Bd. I, p. 399—415) ist das Seez-Walensee-Zürichseetal in präglazialer Zeit und während der beiden ersten Interglazialzeiten (vor der Riss-Eiszeit) durch Flusserosion entstanden, das Walenseetal speziell durch die Erosionsarbeit eines alten Westrheins, der bei Weesen sich mit der Linth vereinigte. Vor der Riss-Eiszeit sank dann der Alpenkörper gegenüber dem Vorlande ein, so dass das Zürichsee-Walenseetal beim Übertritt ins Mittelland ein rückläufiges Gefälle erhielt und sich mit Wasser füllen musste. Diese Anschauung ist neuerdings durch Gogarten (**227,** p. 4—36) lebhaft verteidigt worden.

b) Die meisten Glazialgeologen, vor allem Penck und Brückner (**163,** p. 515—528), betrachten die Becken der alpinen Randseen als ein Werk der Glazialerosion. Nach dieser Ansicht wäre das Walenseebecken infolge glazialer Übertiefung des präglazialen Walenseetales durch den Walenseearm des Rheingletschers entstanden. Wenn man sich dieser Anschauung anschliesst, hat man auch nicht nötig, einen Westrhein anzunehmen, um die merkwürdige Talgabelung von Sargans zu erklären. Es genügt die Annahme, ein in der Richtung des heutigen Walenseetales fliessender rechtsseitiger Nebenfluss der Linth habe in präglazialer Zeit bei Sargans sich in dem Masse in die linke Seitenwand des Rheintales eingeschnitten, dass nach dem Beginne der Eiszeit der Rheingletscher, der nach dem Austritt aus den Bündneralpen nach seitlicher Expansion strebte, über die entstandene Bresche hinweg einen kräftigen Arm nach W senden konnte. Während der glazialen Austiefung des Walenseetales wurde auch jene Wasserscheide bei Sargans mehr und mehr abgetragen.

2. Bergsturzseen.

Obschon Bergsturzablagerungen in den Glarneralpen sehr häufig sind, vermochten sie doch nur selten Seen aufzustauen. Die drei einzigen Bergsturzseen, die heute noch in meinem Untersuchungsgebiet vorhanden sind, werden im Abschnitt über die Bergstürze besprochen und sollen hier nur kurz erwähnt werden.

Der **Klöntalersee** wurde in postglazialer Zeit durch den Bergsturz von Blanken aufgestaut (vgl. **155,** p. 86—91).

Der **Obersee** verdankt seine Entstehung einem vom Rautispitz abgebrochenen Bergsturze (vgl. **155,** p. 183—185).

Der **Haslensee** ist durch den Bergsturz von Platten verursacht worden (vgl. **155,** p. 197—199).

3. Hochseen.

Zu dieser Kategorie gehört die weitaus grosse Mehrzahl unserer Alpenseen. Sie liegen im Gebiet der ersten Talanfänge, namentlich auf den Karböden und den breiten welligen Hochflächen über dem obern Rande der Taltröge. Sie haben meistens nur geringe Dimensionen. Ihre grösste Längenausdehnung liegt in der Regel zwischen 50 und 1000 m; ein einziger unter ihnen ist mehr als 1 km lang.

a) Wiggis-Drusberggruppe.

In dieser Berggruppe finden wir nur einige wenige kleine Hochseen. Der wichtigste unter ihnen, der auf Obersihlalp etwa 75 m unterhalb der Passhöhe des Saaspasses liegende **Sihlsee** (1825 m), stellt ein kaum 100 m langes, länglichrundes Wasserbecken dar, das in eine flache, rings von anstehendem Hauterivien-Kieselkalk umrahmte Mulde eingebettet ist. Da dieses Gestein wenig durchlässig ist, wird man die Bildung des Felsbeckens kaum durch unterirdische Erosion erklären können. Viel näher liegt die Annahme, es sei durch Glazialerosion entstanden. Man wird in dieser Anschauung noch durch die Beobachtung bestärkt, dass der ganze Abhang von Obersihlalp bis in die Sohle des Sihltales hinunter eine wellige Rundhöckerlandschaft mit vielen muldenförmigen Vertiefungen darstellt, in denen öfters kleine, zum Teil in Verlandung begriffene Wasserlachen liegen.

Die drei winzigen Seelein auf dem Westabhange des Brüschbüchels nördlich von Richisau liegen ebenfalls in flachen Mulden einer Rundhöckerlandschaft auf undurchlässigem Hauterivien-Kieselkalk. Einen verlandeten alten See darf man in der Alluvialebene erblicken, die im südlichen Teil von Lachenalp auf dem Kieselkalk liegt.

b) Glärnisch-Ortstockgruppe.

Auf den weiten Hochflächen des Silberngebietes fehlen stehende und fliessende Gewässer völlig, soweit die durchlässigen Schichten des Schrattenkalks und Seewerkalks die Oberfläche bilden; dagegen treffen wir eine ganze Anzahl kleiner Seen in der Ostecke des Plateaus auf Silbernalp an, wo die wenig durchlässigen Neocomgesteine eine grössere Verbreitung gewinnen. Der grösste unter ihnen, das **Silbernseeli** (1942 m), liegt in einer sehr flachen Mulde, deren Unterlage durch Valangienmergel, zum Teil wohl auch durch Valangienkalk, gebildet wird. Das Becken ist ganz überstreut mit Öhrlikalkblöcken, die vom Kratzerngrat herstammen. Einzelne Blockgruppen ragen inselartig aus dem Wasser empor, ein Beweis, dass der See nur wenig tief ist. Im E wird er durch eine wallartige Anhäufung von Öhrlikalkblöcken von dem gegen Drecklochalp absteigenden Kalberlochtälchen getrennt. Es ist jedoch ungewiss, ob dieser grobblockige, sehr durchlässige Trümmerwall als Staudamm wirkt. Wahrscheinlich liegt der See in einem echten Felsbecken, das eher eine glaziale Wanne als eine Doline ist.

Die Karte verzeichnet auf der Silbernalp noch 13 weitere kleine Seen. Es sind alles winzige Teiche von meistens kaum 50 m Länge und sehr geringer Tiefe. Sie liegen alle in Hauterivien-Kieselkalk oder Drusbergmergeln. Da diese Gesteine für Dolinenbildung nicht geeignet sind und die Silbernalp die Formen einer Rundhöckerlandschaft aufweist, wird man die kleinen Seebecken als Wirkungen der Glazialerosion betrachten dürfen.

Derselben Ursache verdanken auch die zwei kleinen Seen in der Sohle des Tälchens von **Drecklochalp** ihre Entstehung. Es sind kaum 1 m tiefe Wasseransammlungen in Depressionen einer Rinne, welche durch den Gletscher aus den weichen Valangienmergeln zwischen dem Kieselkalk der Axendecke und dem Valangienkalk der Bächistockdecke ausgeschürft worden ist. Die kleinen, durch intensiv grünblaue Färbung ausgezeichneten Teiche sind in Gefahr, durch den Schutt der über ihrem Nordufer stehenden Valangienkalkwand ausgefüllt zu werden.

Der grösste See der ganzen Gebirgsgruppe ist der am Nordfuss der Jägernstöcke liegende **Glattensee** (1856 m). Er ist $1{,}_4$ km lang und 250—300 m breit. Seine Tiefe ist leider nicht bekannt. Er wird im N, S und W von anstehendem Fels eingerahmt, ist also ein Felsbeckensee. Ein oberirdischer Abfluss ist jedoch nicht vorhanden. Wo und in welcher Weise der unterirdische Abfluss stattfindet, konnte ich nicht feststellen. Es ist denkbar, doch nicht sehr wahrscheinlich, dass der Seegrund bis in den unter den Zementsteinschichten liegenden Quintnerkalk hinunterreicht und dort die Abflussspalte enthält. Das Fehlen eines oberirdischen Abflusses und die grosse Verbreitung des durchlässigen Malmkalkes in der weitern Umgebung des Sees legen den Gedanken nahe, das Seebecken möchte durch unterirdische Erosion entstanden sein. Mehrere Gründe stehen jedoch dieser Anschauung entgegen. Das Becken ist, abgesehen vielleicht von seinem tiefsten Teile, ganz in die hier sehr mächtigen, für Dolinenbildung ungeeigneten Zementsteinmergel eingeschnitten. Sodann spricht seine langgestreckte Form lebhaft dafür, dass es wie das ganze Glattalptal durch oberirdische (fluviatile oder glaziale) Erosion entstanden ist. Dass der Gletscher, der zwischen Ortstock und Kirchberg herunterstieg, bei der Ausgestaltung dieses Tales wesentlich mitwirkte, beweisen die runden Oberflächenformen des ganzen Glattalpgebietes und die Gletscherschliffe, die besonders am Südufer des Sees vorzüglich erhalten sind und dort deutlich unter den Wasserspiegel hinunterreichen. Ein entscheidendes Licht auf die Entstehungsgeschichte des Sees werfen die fünf schmalen, der Längsaxe des Sees parallelen Wasserbecken, die sein Südwestufer begleiten. Die schmalen Felsrücken, welche sie voneinander und vom Hauptbecken trennen, und die Wände der Wassertröge sind ausgezeichnet gerundet und geschliffen. Diese Becken sind also durchaus keine Dolinen, sondern nichts anderes als durch den Glattalpgletscher aus den weichen Zementsteinschichten ausgeschürfte Hohlkehlen. So kann kaum gezweifelt werden, dass auch das Hauptseebecken eine durch den Gletscher geschaffene Hohlform ist.

Der im westlichen Teil der Glattalp liegende Schafpferchboden ist wahrscheinlich ein durch die Anschwemmungen der vom First und Pfaff herunterkommenden Bäche verlandetes Seebecken.

Das **Blindseeli** ist eine am Alpweg auf der obersten Terrasse des Abhangs zwischen Glattalp und Bisistal liegende Wasserlache. Ich kann nicht entscheiden, ob das in Quintnerkalk eingesenkte Becken eine Doline oder ein Gletscherkolk ist.

Der dicht südlich von der Höhe des **Ruosalpkulmpasses** in etwa 2100 m Höhe liegende, etwa 100 m lange See wird auf der Südseite von einem schönen kleinen Moränenbogen umsäumt. Das Becken, dessen tiefste Stelle der kleine See einnimmt, dehnt sich westwärts noch eine Strecke weit über das Ende des Moränenwalles aus, ist also wahrscheinlich kein Moränenstaubecken, sondern ein durch Glazialerosion entstandenes, in Liassandkalk eingesenktes Felsbecken.

Ganz ähnliche Erscheinungen zeigt das kleine Seelein auf Ortstafel **Fritternalp** (1795 m). Es liegt in einer in die weichen Mergelschiefer des obern Lias eingeschnittenen, mit Schutt ausgekleideten Vertiefung, deren Aussenrand mit einem Moränenwall gekrönt ist (vgl. p. 489).

Das auf Brächalp Oberstafel liegende **Brächseeli** (1635 m) ist ganz in Schutt eingebettet, auf der äussern Seite von einem Moränenwall umgeben und daher vielleicht ein echter Moränensee. Es ist auf der Karte entschieden zu gross dargestellt und verdient kaum noch den Namen See. Gegenwärtig stellt es eine in rascher Verlandung begriffene Wasserlache von etwa 50 m Länge und 30 m Breite dar.

Der viel besuchte **Oberblegisee** (1426 m) liegt in einem in Lias und Dogger eingeschnittenen Tälchen, das auf der Ostseite von dem rundhöckerig modellierten und mit Moränenwällen besetzten Rücken des Leuggelstocks und des Weissgands eingerahmt und im S durch einen sechsfachen Kranz von Endmoränenwällen gegen das Bösbächital abgeschlossen wird (vgl. p. 490/491). Da jedoch die Oberkante des Lias, auf dem diese Moränen ruhen, höher liegt als der Seespiegel, kann der Oberblegisee nicht als blosser Moränensee betrachtet werden; sein Becken ist vielmehr in anstehenden Fels eingesenkt.

Der Oberblegisee ist schon wiederholt der Gegenstand geologischer Betrachtung gewesen. Baltzer (**62,** p. 63) erklärte ihn als Dolinen- oder Erosionstrichtersee. Rothpletz (**149,** p. 242)

schloss sich dieser Ansicht an, während Swerinzew (**141,** p. 28) die auf den ersten Blick als unmöglich erscheinende Ansicht vertrat, der See sei durch die kolkende Wirkung der Bäche entstanden. S. Blumer hat in seiner verdienstlichen Arbeit über die Entstehung der glarnerischen Alpenseen (**164,** p. 213—230 und Tafel 5) die geologischen Verhältnisse des Sees eingehend dargestellt. Gestützt auf die Beobachtung, dass das Wasser des Sees an seinem Ostufer in Spalten des anstehenden Lias-Sandkalkes verschwindet, kommt er in Übereinstimmung mit Baltzer zum Schlusse, er sei am besten als Dolinensee aufzufassen; doch veranlassen ihn die Moränenwälle wie auch die Felsglättungen und Gletscherschliffe auf dem anstehenden Lias des Südostufers, etwelche Modellierung des Dolinentrichters durch die abschleifende Wirkung des Eises zuzugeben.

Wenn ich auch die Schilderung der geologischen Verhältnisse des Oberblegisees durch Blumer zutreffend finde, muss ich doch seinen Ausführungen über die Entstehung des Sees folgende Einwände entgegenhalten:

1. Blumer wäre geneigt, an eine Auskolkung der Seewanne durch Gletschereis zu denken, wenn sie nicht, wie die seinerzeit durch Dr. H. Fischli (vgl. Schweizer Alpenpost 1883) ausgeführten Messungen ergaben, die beträchtliche Tiefe von 30 m und eine trichterförmige Gestalt besässe, während nach der Ansicht Blumers ein Gletscher nur ein sehr flaches Becken auskolken kann. Nun aber scheint mir gerade die Gestalt der Seewanne lebhaft gegen ihren angeblichen Dolinencharakter und für ihre Entstehung als glaziale Erosionsform zu sprechen. Schon auf dem von Blumer gezeichneten Querprofil (**164,** Tafel 5) erscheint sie durchaus nicht als Trichter, sondern als ziemlich flache Mulde. Konstruiert man nun das viel wichtigere Längsprofil, so ist man erstaunt, eine ausserordentlich flache Wanne zu erhalten, die keine Ähnlichkeit mit einem Dolinentrichter besitzt, dagegen sehr wohl als glaziale Wanne aufgefasst werden kann, sofern man überhaupt Glazialerosion für möglich hält.

2. Die 25—30 m hoch über dem Seeboden im anstehenden Lias des Ostufers vorhandenen Abflussspalten sind kein zwingender Beweis für den Dolinencharakter des Seebeckens. Sie dienen lediglich als Abflusskanäle für das Seewasser, ähnlich wie die Versickerungstrichter an den Ufern der Bergsturzseen des Oberseetales, nicht jedoch für den Wegtransport von Gestein. Abflussspalten, welche die Entstehung des Seebeckens als Doline erklären könnten, müssten am Grunde desselben liegen. Ob dort solche einst vorhanden waren, entzieht sich jedoch vollständig der Beurteilung.

3. Die unter das Seeniveau hinunterreichenden Gletscherschliffe am Ostufer des Sees beweisen, dass das Becken am Ende der Eiszeit fertig ausgebildet war. Wäre es eine Doline, so müsste sie in der Präglazialzeit oder während der Interglazialzeiten entstanden sein. Damals so gut wie heute wurden der sich bildenden Hohlform von den unmittelbar darüber sich erhebenden mächtigen Glärnischwänden her grosse Schuttmassen in Form von Gehängeschutt und Bachgeschieben zugeführt. Wenn es mir schon sehr unwahrscheinlich erscheint, dass eine fast ganz aus unlöslichem Material (Opalinusschiefer, Eisensandstein und Liassandkalk) bestehende Felsmasse von über 200,000 m³ Inhalt unterirdisch durch feine Gesteinsspalten, die heute nirgends sichtbar zutage treten, weggeführt werden konnte, so halte ich es für geradezu unmöglich, dass auf demselben Wege überdies noch die dem Becken fortwährend in beträchtlicher Menge zugeführten Abwitterungstrümmer des Gebirges wegtransportiert werden konnten. Ein derartiger unterirdischer Massentransport erscheint mir viel wunderbarer als die Aushobelung der Seewanne durch eine mächtige, von hohen Wänden herabsteigende, während Jahrtausenden den Felsgrund bearbeitende Eismasse.

Am **Guppensee** wiederholen sich die geologischen Erscheinungen des Oberblegisees in kleinerem Massstabe. Er liegt wie dieser an der tiefsten Stelle einer talförmigen Mulde, die als echtes Felsbecken ebenfalls in den obersten Teil des Lias und in den untern Dogger der Axendecke eingeschnitten ist. Sein Wasser fliesst ebenfalls unterirdisch durch Spalten des Lias ab, der rundhöckerig geglättet und mit kleinen Moränenwällen besetzt ist. S. Blumer (**164,** p. 218) betrachtet das Becken als Doline, während ich, gestützt auf die glazialen Erscheinungen der ganzen Mulde von Oberguppen, darin eher ein Ergebnis der Glazialerosion erblicke. — Der See hat eine maximale Tiefe von kaum 2 m und wird durch einen kleinen Runsenschuttkegel mehr und mehr mit Verlandung bedroht.

c) Schild-Mürtschenstockgruppe.

Das vom Schild her zwischen Mürtschenstock und Neuenkamm gegen Filzbach absteigende Tal besitzt auf zwei übereinanderliegenden Stufen zwei hübsche Bergseen, den Talalpsee und den Spanneggsee. Der **Talalpsee** (zirka 1100 m) ist ungefähr 400 m lang, 150 m breit und nach den Messungen von Asper und Heuscher (**378**) höchstens $2{,}_8$ m tief. Der See stellt nur eine geringfügige Wasseransammlung auf dem flachen Boden eines grossen trogförmigen Felsbeckens dar, das am vordern Ende, bei der Sennhütte «Vordertal» durch einen etwa 30 m über den See sich erhebenden, aus anstehendem Troskalk bestehenden Querriegel geschlossen wird. Sowohl dieser Felsriegel wie auch der hinter dem See liegende Boden des Beckens zeigen die Spuren eines diluvialen Gletschers in Form von Gletscherschliffen, Rundhöckern und Grundmoränenresten (vgl. p. 500). Der See wird durch kleine an seinem Grunde austretende Schuttquellen gespiesen und lässt sein Wasser nach den Beobachtungen von S. Blumer durch eine Spalte im Troskalkriegel unterirdisch abfliessen. Das ganze Talbecken zwischen Mürtschenstock und Neuenkamm entbehrt eines oberirdischen Baches; alle auf das $4{,}_4$ km² grosse Gebiet fallenden Niederschläge versiegen in dem durchlässigen Malmboden. Diese Tatsache und die Beobachtung einiger teils heute noch aktiver, teils toter Karrentrichter auf dem hintern Teile des Talbodens veranlassen S. Blumer (**164,** p. 204—209), den See unter die Dolinenseen einzureihen, wobei er eine geringe Mitwirkung des Gletschers bei der Detailmodellierung der Felswanne zugibt. G. Freuler (**324,** p. 250—254) schliesst sich dieser Ansicht an.

Es ist unbestreitbar, dass der Gesteinsverlust, den das Felsbecken seit der Eiszeit durch unterirdische Erosion (Karrenbildung) erlitten hat, im Vergleich zu den Dimensionen des ganzen Hohlraumes verschwindend klein ist. Wenn es eine Doline oder wie Lugeon (**245,** p. 584) erklärt, ein Polje ist, so muss seine Entstehung in die präglaziale Zeit oder wenigstens in die Zeit vor der Würmvergletscherung fallen. Gegen die Bildung eines so mächtigen Felsbeckens durch unterirdische Erosion am Fusse hoher Felswände lassen sich dieselben Bedenken erheben, wie ich sie bei der Besprechung des Oberblegisees geäussert habe. Wenn es mir auch wohl möglich erscheint, dass das Karstphänomen bei der Entstehung des Talalpbeckens beteiligt ist, so halte ich es doch für wahrscheinlich, dass der Gletscher die Haupterosionsarbeit geleistet hat.

Der **Spanneggsee** besitzt einen ähnlichen Charakter wie der Talalpsee. Er liegt am Nordende einer grossen unregelmässigen Wanne, die durch einen schief durch das Tal laufenden Felsriegel abgedämmt wird, dessen tiefster Punkt etwa 40 m über dem Seespiegel liegt. Der Stauriegel besteht aus den steil gegen den 400 m tiefer liegenden Kessel von Talalp abfallenden Schiltkalk- und Quintnerkalkschichten des Nordflügels der Fronalpstockfalte. Der See wird durch zwei kleine Bäche gespiesen und fliesst unterirdisch ab, wahrscheinlich durch die Schutthalde am Westfusse des Mürtschenstocks und durch Bruchspalten im darunterliegenden Malmkalk. Nach den Beobachtungen von G. Freuler (**324,** p. 254/255) schwankt der Seestand sehr stark. Seine Oberfläche sinkt in trockenen Sommern und Herbsten bis auf 1419 m bei einer Seetiefe von 6—7 m und erreicht zur Zeit der Schneeschmelze eine maximale Höhe von 1435 m, wobei seine Länge auf 700 m und seine Breite auf 200 m anwächst.

Aus der trichterförmigen Gestalt der Wanne und der Durchlässigkeit ihres Bodens schliesst S. Blumer (**164,** p. 210), dass auch hier ein Dolinensee vorliegt. Kleine Moränenwälle auf der Südseite des Sees, die rundhöckerigen Formen der südlich davon liegenden Hügelmasse und die gerundeten Felsriffe, die Blumer bei niederem Wasserstande am Grunde des Sees beobachtet hat, beweisen auch hier wieder, dass das Felsbecken am Ende der Eiszeit in seiner heutigen Gestalt vollendet war. Wenn es eine Doline ist, so muss sie in der Präglazialzeit oder während der Interglazialzeiten entstanden sein. Die Bildung einer mächtigen Doline unter dem Eise halte ich im Gegensatz zu Blumer für unmöglich. Bedenkt man, dass heute die rasch wachsenden Schutthalden am Fusse der Mürtschenstockwände das Seebecken immer mehr zuschütten, so muss man bezweifeln, dass an derselben Stelle in früherer Zeit an eisfreier Oberfläche die Bildung eines grossen Felsbeckens durch unterirdische Erosion möglich war. Ich halte es darum für natürlicher, auch hier der Glazialerosion den Hauptanteil an der Bildung der Hohlform zuzugestehen.

Die Ansicht von Rothpletz (**149,** p. 241/242), Talalpsee und Spanneggsee seien tektonischen Ursprungs, ist von Blumer (**164,** p. 212) bereits widerlegt worden.

Auf dem alten Karboden von **Fässisalp** liegen mehrere kleine Seen. Die beiden obersten sind in der Höhe von ungefähr 2200 m in eine flache talartige Mulde eingebettet, die vom Heustock aus in der Richtung der ehemaligen Eisbewegung nach S sich erstreckt. Die sehr wenig tiefen Seebecken sind in undurchlässige Quartenschiefer eingesenkt, werden jedoch auf der Westseite von durchlässigem Rötidolomit begrenzt, der hier längs einer Bruchspalte an den Quartenschiefer anstösst. Die Entstehung der Seen kann daher wenigstens teilweise auf Dolinenbildung beruhen. Die Rundhöckerformen der Seenmulde beweisen jedoch, dass ihre Modellierung vorwiegend das Werk des Gletschers ist. Einzig durch Glazialerosion lassen sich die kleinen (auf der Karte nicht verzeichneten) Seebecken erklären, die weiter im S, am Westfusse des Guntelkamms, in das undurchlässige rote Verrucanokonglomerat eingesenkt sind.

Über die geologischen Verhältnisse und die Entstehung der drei **Murgseen** hat sich S. Blumer (**164,** p. 222—233 und Tafel 6) bereits so eingehend ausgesprochen, dass hier wenige Notizen genügen können. Die Seen liegen auf drei übereinanderliegenden Stufen des oberen Murgtales. Der oberste und grösste ist in 1825 m Höhe in den zirkusförmigen Anfang des Tales eingebettet (vgl. Tafel 22, Figur 2); er ist etwa 500 m lang, ebenso breit und nach den Messungen von Asper und Heuscher (**378**) bis 23 m tief. Der mittlere See (1815 m) liegt nur 10 m tiefer, besitzt eine viel kleinere Ausdehnung und eine maximale Tiefe von $13{,}_5$ m. Der annähernd gleich grosse untere See liegt am Fusse einer 140 m hohen Steilstufe in 1673 m Höhe und erreicht eine Tiefe von 9 m. Die Seen sind echte Felsbeckenseen, eingesenkt in das rote Sernifitkonglomerat des Murgtales, und durch einen oberirdischen Bachlauf miteinander verbunden. In der Umgebung der Seen, besonders auf den sie trennenden und im allgemeinen nur wenige Meter über ihre Oberfläche sich erhebenden Felsriegeln findet man zahlreiche Spuren des diluvialen Murgtalgletschers in Form von Gletscherschliffen, Rundhöckern, rundlichen Rinnen und muldenförmigen Vertiefungen, die oft durch kleine Moore oder Grundmoränenreste ausgefüllt sind (vgl. p. 525). Die im obersten und im untersten See über den Wasserspiegel auftauchenden kleinen Inseln deuten darauf hin, dass die Seeböden die Fortsetzung der Rundhöckerfläche der Querriegel sind. Die Seebecken sind flache Wannen, die sich von den rundlichen Vertiefungen der glazial modellierten Felsriegel nur durch grössere Dimensionen unterscheiden. Sie sind wie jene durch Glazialerosion entstanden.

d) Kärpfgruppe.

Der **Milchspülersee** (2202 m) liegt am Westabhange des Kärpfstocks auf der mittleren Stufe der grossen Kartreppe, die das Sammelgebiet des südlichen Zweiges des Diestalgletschers bildete (vgl. p. 531). Das etwa 150 m lange und 100 m breite Seebecken ist ganz in anstehenden Fels (Verrucanoschiefer, Melaphyr und grünlichweissen Quarzporphyr) eingeschnitten. Rundhöcker und Gletscherschliffe sind in seiner Umgebung reichlich zu beobachten. Eine dünne Moränenschicht überdeckt stellenweise, besonders am Westende des Sees, die geglätteten Verrucanofelsen. Neben der Bachrinne, durch welche der See entwässert wird, fallen einige Trockenrinnen auf, die wohl als Schmelzwasserrinnen des einstigen Gletschers betrachtet werden dürfen. Alle Erscheinungen sprechen dafür, dass der Milchspülersee glazialen Ursprungs ist. Die auffallend grünlichweisse Färbung des Seewassers, der der See seinen Namen verdankt, rührt her vom Schlammgehalt des Gletscherwassers, von dem der See gespiesen wird.

Auf derselben Terrasse liegt weiter im S, in der Nähe des Hahnenstocks, ein auf der Karte nicht verzeichnetes kleines Seelein in einer in bunte Verrucanoschiefer eingeschliffenen flachen Mulde.

Die **Engiseen** sind zwei grössere und ein kleines Seebecken und mehrere in Verlandung begriffene unbedeutende Wasserlachen, die in zirka 2000 m Höhe auf einer Terrasse im Einzugsgebiet des nördlichen Zweiges des alten Diestalgletschers liegen. Die Terrasse ist grösstenteils mit Gletscherschutt bedeckt, der aber an manchen Stellen den anstehenden, rundhöckerigen Verrucano zutage

treten lässt. Die drei grösseren Seebecken erscheinen durch kleine Moränenwälle abgedämmt, sind aber wahrscheinlich doch zum Teil in den anstehenden Fels eingesenkt. Zwei winzige, ebenfalls in glazial entstandene Mulden eingebettete Seen trifft man noch auf der schmalen Terrasse zwischen den Engiseen und dem Sonnenberg. Die nördlich davon auf einer Kartreppenstufe liegende Alluvialfläche von Kammboden bezeichnet wahrscheinlich die Lage eines verlandeten Sees.

Auf der **Kühtalmatt** liegen mehrere unbedeutende Seen, die in muldenförmige Vertiefungen der Rundhöckerlandschaft eingebettet sind. Die grösste dieser Depressionen liegt im südlichen Teile des Karbodens, wo Lochseitenkalk und Wildflyschschiefer in Form eines Fensters unter dem Verrucano hervorschauen. Das Wasser der kleinen Wasserlache, die sich zeitweise in der Mulde ansammelt, verschwindet an ihrem Nordrande in Spalten des Lochseitenkalkes. Die östliche derselben stellt einen kleinen Tunnel von etwa 1 m Durchmesser dar, in den sich das Wasser in Form eines kleinen Baches ergiesst. Trotz dieser Erscheinung glaube ich doch nicht, dass die ganze Mulde ein Erzeugnis unterirdischer Erosion ist. Ihre runden Formen und die auf ihrem Grunde liegenden Grundmoränenreste deuten darauf hin, dass sie hauptsächlich doch glazialen Ursprungs ist. Die beiden auf der Karte verzeichneten kleinen Seen sind Gletscherkolke in undurchlässigem Verrucano.

Im Verrucano liegen ferner noch einige kleine Seen auf dem Plateau des Wildmaad zwischen Bleitstöcke und Berglihorn, ein kleiner See auf der Furkel zwischen Karrenstock und Gandstock und ein solcher auf der Nordseite des Gandstocks. Es sind alles kleine Wasseransammlungen in Vertiefungen glazialer Denudationsflächen.

Prächtige Bergseen von etwa 500 m Länge und 200—400 m Breite, die aber durch Verlandung verschwunden sind, lagen wahrscheinlich einst auf den vier treppenförmig übereinanderliegenden, beckenförmigen Talstufen im Verrucano des **Niederentales.** Mit Sicherheit darf dies angenommen werden für die beiden mittleren Becken, «Garichte», das 1930—1931 durch Errichtung einer Staumauer in ein Akkumulierbecken für das Sernf-Niederenbach-Kraftwerk umgestaltet worden ist, und die darüber folgende «Matt», die später ebenfalls als Staubecken dienen soll. Die Garichte war bisher ein vertorfter, stellenweise von Wassertümpeln bedeckter Sumpfboden, durch den sich der Niederenbach in schönen Mäandern schlängelte. Auf der Matt erschien bei der im Sommer 1930 zur Gewinnung von Betonkies für die Staumauer vorgenommenen Ausbaggerung eines langen und tiefen Kanals unter der Oberfläche zunächst eine 20—30 cm dicke Humus- und Torfschicht, dann ein etwa 2 m mächtiges Kieslager, bestehend aus vorwiegend kleinen Geschieben und reichlichen Sandlagen und mit deutlicher, 20—25° N fallender Deltaschichtung, darunter eine wahrscheinlich bis auf den Grund des Beckens reichende, im obersten Teil etwas sandige Masse von blaugrauem Seelehm. Die Becken, in denen die Seen lagen, sind echte, durch den diluvialen Niederentalgletscher aus dem Verrucano ausgekolkte Felsbecken. Sie sind alle vorn durch rundhöckrig abgeschliffene Felsriegel abgeschlossen. Als der Felsgrund für die Errichtung der Staumauer und für den Stolleneinlauf gesäubert wurde, kam überall unter der Humus- und Torfschicht am Seitenrande und am Boden der Garichte der gerundete und glatt geschliffene Fels zum Vorschein. Etwa 60 m östlich von der Stelle, wo vor der Stauung der Bach das Becken verliess, erschien ein viele Meter tief in den Felsriegel eingesägter, enger, glattwandiger und mit Grundmoräne ausgefüllter Cañon, wahrscheinlich eine diluviale Schmelzwasserrinne.

Das **Kühbodenseeli** (2050 m) liegt in einer in Wildflyschschiefer eingesenkten Mulde zu oberst in der Kühbodenalp. Das etwa 200 m lange, flache Becken wird durch ein Nummulitenkalkriff abgedämmt, dessen Scheitel etwa 15 m über den Seespiegel sich erhebt. Das Wasser des Sees fliesst unterirdisch in einer Spalte quer durch die Nummulitenbank ab. S. Blumer (**164,** p. 222) zählt darum den See zu den Dolinenseen. Ich halte es jedoch für wahrscheinlich, dass das Becken ein Gletscherkolk und der unterirdische Abfluss nicht die Ursache der Beckenbildung, sondern eine bloss sekundäre Erscheinung ist. Jedenfalls findet heute keine Vertiefung des Beckens mehr statt, im Gegenteil droht die Schutthalde, die von der dicht hinter dem See aufsteigenden Verrucanowand genährt wird, den See mehr und mehr auszufüllen.

e) Hausstockgruppe.

Der **Muttensee** (2448 m) ist der höchst gelegene und grösste unter den Hochseen der Glarneralpen. Er füllt eine etwa 1 km breite und 500 m lange Vertiefung im mittleren Teile des grossen Karbodens der Muttenalp aus. Bei den Vorstudien für die Erstellung eines Kraftwerkes am Limmernbach wurde festgestellt, dass er eine maximale Tiefe von $68,_5$ m, eine Oberfläche von 417,000 m² und einen Inhalt von 11,763,000 m³ besitzt. Ein kleiner See liegt hinter dem Hauptsee auf einer etwa 30 m höher gelegenen Kartreppenstufe, mehrere andere sind südlich davon über das wellige Plateau des Hühnerbühls zerstreut. Die Karform des Hochtales, die Rundhöcker und Gletscherschliffe, die seinen Boden förmlich bedecken, sprechen eindringlich dafür, dass der Gletscher, der einst die weite Nische erfüllte, bei ihrer Modellierung wesentlich mitgewirkt hat. Trotzdem will S. Blumer (**164,** p. 220/221) dem Gletscher nur einen geringen Anteil an der Ausgestaltung des Seebeckens zugestehen. Hauptsächlich gestützt darauf, dass der Abfluss des Sees in einer Spalte verschwindet, verficht er die Anschauung, das Seebecken sei vor der Vergletscherung durch unterirdische Erosion nach Spalten des liegenden Nummulitenkalkes entstanden. Léon W. Collet (**278**) findet die Ansicht Blumers durch die Tatsache bestätigt, dass die in seinem Auftrag erstellte Karte des Seegrundes in 1 : 2000 drei trichterförmige Vertiefungen von 68 m, 46 m und 41 m Tiefe zeigt, die vielleicht die unter dem Eocän des Muttenalpplateaus verborgenen Kreidekalke erreichen und als Dolinen betrachtet werden können. Da keine Wasserverluste durch den Seegrund nachweislich sind, nimmt Collet an, jene Versickerungstrichter seien durch Grundmoräne verstopft worden, so dass der Seegrund jetzt als dicht betrachtet werden könne.

Man muss zugeben, dass nach diesen Befunden unterirdische Erosion durch Versickerungstrichter einigen Anteil an der Bildung des Seebeckens haben kann. Die Geologische Karte zeigt jedoch, dass die ganze Umgebung des Sees und daher auch das Seebecken selbst, mit Ausnahme vielleicht der tiefsten Stellen seines Bodens, aus wenig oder gar nicht durchlässigen Gesteinen, quarzreichem Nummulitensandstein, Globigerinenmergeln und Taveyannazsandstein, besteht, alles Gesteine, in denen die Ausbildung einer grossen Doline kaum möglich ist. Der Abfluss des Sees ist denn auch innerhalb der eocänen Gesteine tatsächlich oberirdisch, abgesehen davon, dass er an einer Stelle einige Meter weit unter einer von Nummulitenkalk gebildeten hübschen Naturbrücke durchfliesst. Erst nach dem Eintritt in das Gebiet der Kreidekalke verschwindet er durch eine Spalte in das Innere des Gebirges. Wenn Dolinenspalten am Seegrunde vorhanden waren, was nicht sicher bewiesen ist, so können sie erst entstanden sein, nachdem bereits der grösste Teil des Beckens aus dem undurchlässigen Eocängestein herausmodelliert war. Ich betrachte daher den Muttensee wie seine kleinen Trabanten als einen zur Hauptsache glazial modellierten Karsee.

Durch starke Färbung mit Fluoreszein, die am 12. August 1916 im Auftrage des eidgenössischen hydrographischen Bureaus von den Herren Collet und Lütschg ausgeführt wurde, wurde die merkwürdige Tatsache festgestellt, dass der Abfluss des Muttensees im Brunnengütlibach wieder zutage tritt, der auf der Sohle des Linthtales nördlich vom Tierfehd als mächtige Quelle dem autochthonen Malm entspringt (vgl. **278,** p. 666).

Das am Panixerpassweg liegende **Hexenseeli** ist eine kaum $0,_5$ m tiefe Wasseransammlung in einer langgestreckten flachen Mulde, die durch Bachanschwemmungen mehr und mehr ausgefüllt wird. An ihrem vordern Ende verschwindet das Wasser in einer Spalte des anstehenden gequetschten Seewerkalkes. Die Form der Mulde, ihre undurchlässige Unterlage (Wildflyschschiefer und Taveyannazsandstein) und die Lage der Versickerungsspalte am Rande der Hohlform sprechen dafür, dass sie keine Doline, sondern wie manche andere Vertiefungen in der Umgebung ein kleiner Gletscherkolk ist (vgl. Tafel 25, Figur 2).

f) Magereu-Guschagruppe.

In dieser Gebirgsgruppe treffen wir viele, jedoch meist nur unbedeutende kleine Seen. Die schönsten unter ihnen liegen in der Mulde von **Alp Seewen** südlich von Oberterzen. Der oberste der drei Seen, der Heusee (1631 m), ist nach A. Roth (**264,** p. 7) $2,_3$—$2,_6$ m tief; der mittlere und grösste,

der fast 400 m lange und 150 m breite Grosssee (1630 m), erreicht eine grösste Tiefe von $10{,}_7$ m, und der untere und kleinste, der in zunehmender Verlandung begriffene Schwarzsee (1629 m), ist nur 2 m tief. Sie sind echte Felsbeckenseen, ruhen auf undurchlässigem Gestein (sandige Verrucanoschiefer und Quartenschiefer) und besitzen einen oberirdischen Abfluss. Nach den Oberflächenformen ihrer Umgebung können sie als Kartreppenseen bezeichnet werden.

Das **Madseeli** (2192 m) am Nordfusse des Spitzmeilen ist etwa 200 m lang, aber nach Roth (**264,** p. 8) höchstens 2 m tief. Es ist innerhalb eines typischen alten Gletscherbodens (vgl. p. 506) in undurchlässige rote Verrucanoschiefer eingeschnitten.

Alle übrigen Seen der Gebirgsgruppe sind sehr kleine, höchstens 50—150 m lange Wasserbecken. Sie liegen alle in muldenförmigen Vertiefungen alter Gletscherböden und können alle als Karseen bezeichnet werden. Manche sind in den anstehenden Fels eingebettet, z. B. drei kleine Seelein auf der obersten Terrasse von Obersiezalp, am Südfusse der Riesegg, in Lias und Quartenschiefer, ein kleiner See auf dem Mad, der obersten Stufe der Galanseralp, in Rauhwacke und Verrucanoschiefer. In andern Fällen ist das Seebecken mit etwas Moränenschutt ausgekleidet oder von kleinen Moränenwällen eingerahmt. Beispiele hierfür sind die Seelein in den kleinen Karnischen nördlich und südlich vom Erdisgulmen, der See im Seeloch auf der Westabdachung des Gipsgrates, die drei hübschen kleinen Seen in dem Karbecken von Kammalp östlich vom Rottor, die beiden Wasserlachen im Karbecken nördlich von Banüöl, ein Seelein auf Rindervansalp. Der 300 m lange und 200 m breite sumpfige Alluvialboden auf Brudell, der obersten Terrasse von Lauialp (Nordseite des Weisstannentales), ist wahrscheinlich ein verlandeter Karsee.

g) Sardonagruppe.

In den Karnischen zu beiden Seiten des Wildflyschkammes zwischen Weisstannental und Calfeisental liegen mehrere kleine Seen von ähnlichem Charakter wie die oben besprochenen: der **Heubützlisee** (2344 m), die kleine Wasserlache in der Nische von **Obergamsli** (zirka 2150 m), das **Plattenseeli** (2323 m) auf Plattenalp und der kleine See am Westufer des **Heidelpasses** (zirka 2310 m). Die beiden erstern werden auf der äussern Seite von Moränen eingerahmt, sind aber wahrscheinlich dennoch echte Felsbeckenseen. Das Plattenseeli wird durch einen aus Wildflysch-Quarzit bestehenden, etwa 10 m über den Seespiegel sich erhebenden, rundhöckerig abgeriebenen und mit etwas Moräne überstreuten Felsrücken abgedämmt. Auch der Stauriegel des Heidelpassseelis ist anstehender Wildflysch, der jedoch grösstenteils durch Moräne verhüllt ist. Beide Seen gehen der Ausfüllung durch kleine Runsenschuttkegel entgegen. Südlich vom Heidelpassseeli liegen noch ein auf der Karte nicht verzeichnetes, von einem hübschen Moränenbogen abgedämmtes Wasserbecken und einige kleine Moore, die offenbar verlandete Seen darstellen. Alle diese Seen ruhen auf undurchlässigem Wildflysch. An Dolinenbildung kann hier nicht gedacht werden. Es sind rein glazial modellierte Karseen.

h) Graue Hörner und Ringel-Segnesgebiet.

Der **Viltersersee** bedeckt den flachen Boden eines ziemlich grossen, tief eingeschnittenen karartigen Beckens im westlichen Teil der grossen Rundhöckerlandschaft von Alp Pardiel. Er ist nach J. Heuscher 140 m lang, 65 m breit und nur 3 m tief. Ein kleiner Bachschuttkegel schiebt sich von S her allmählich in das Seebecken vor. Da es ganz in undurchlässigen Wildflysch eingebettet ist und seine Umgebung wie auch die Rinne, durch welche sein Abfluss dem Tale von Valeis zueilt, Rundhöckerformen zeigt, ist es ohne Zweifel durch Glazialerosion entstanden.

Dieselbe Entstehungsgeschichte besitzt auch das **Wangserseeli.** Es liegt in derselben Rundhöckerlandschaft in etwa 2200 m Höhe, 1 km südlich über dem obern Rande des Zirkus von Ober-Valeis auf undurchlässigem Wildflysch und stellt eine ziemlich scharf in die rundhöckerig modellierte Hochfläche von Laufböden eingeschnittene Mulde von kaum 100 m Durchmesser dar. Sein Abfluss durchfliesst eine flache muldenförmige, ebenfalls glazial modellierte Rinne, die sich an einer Stelle wieder zu einem kleinen, fast ganz verlandeten Wasserbecken von nur 20—30 m Durchmesser erweitert.

Auch die kleinen Seen im Verrucanogebiet der Grauen Hörner liegen alle in glazial modellierten Felsbecken. Da sie oberirdisch abfliessen und ihr Boden durchaus undurchlässig ist, können sie unmöglich durch unterirdische Erosion entstanden sein. Der grösste unter ihnen, der im Kar des Piz Solgletschers liegende, etwa 400 m lange und 200 m breite **Wildsee** (2436 m), wird am Nordrande durch einen 20—30 m hohen und steil aus dem Seebecken aufsteigenden, prachtvoll rundbucklig geschliffenen, aus Quarzporphyr bestehenden Felsriegel abgedämmt. Die Gletscherschliffe reichen auch in die enge, in den Riegel eingeschnittene Abflussrinne hinunter; es kann also nur der unterste Teil dieser Bachrinne postglazial entstanden sein.

Der auf der nächst tieferen Karstufe liegende **Schottensee** (2340 m) ist in dasselbe Quarzporphyrlager eingebettet. Ein breiter Saum von prächtigen Rundhöckern umgibt ihn im N und W und trägt noch etwa ein halbes Dutzend in Gletscherkolke eingebettete Miniaturseen.

Der **Schwarzsee** (2381 m) liegt auf der obersten Stufe der Kartreppe von Gamidaueralp. Die Schwelle, die sein Becken im N und E umsäumt, sieht auf den ersten Blick wie ein Endmoränenwall aus, besteht aber in Wirklichkeit aus rundhöckerig geschliffenem, mit Verrucanotrümmern leicht überschüttetem, anstehendem rotem Verrucanoschiefer. Der Abfluss hat in diesen Wall eine schwache Rinne eingeschnitten.

Auch der südlich vom Gamidauerspitz in einem kleinen Karbecken liegende **Baschalvasee** (2177 m) wird im N und E von einer flachen, rundhöckerigen, mit wenig Gletscherschutt überstreuten Felsschwelle aus rotem Verrucanoschiefer umsäumt. Das dem See entfliessende Bächlein hat seit der Eiszeit eine kaum 20 cm tiefe Rinne in die Schwelle einzuschneiden vermocht.

Die Ringel-Segneskette ist äusserst arm an Seebecken. Der einzige in der Karte angegebene See liegt im Tal von **Lavadignas** im Karbecken südlich vom Glaserhorn in einem Gletscherkolk, der im S durch einen aus Seewerkalk und Gault bestehenden breiten Rundhöcker begrenzt wird. Es ist eine kleine Wasseransammlung, die bis in den Hochsommer von Eis und Schnee bedeckt ist. Die sonst noch vorhandenen kleinen Wasserlachen (auf dem Südgrat von P. 2707 m nördlich von Surcruns, auf Panäraalp Oberstafel, im Karbecken zwischen Crap Matts und Tschepp) liegen ebenfalls in Gletscherkolken.

In keinem Zusammenhang mit der Vergletscherung stehen die Seen des Flimser Bergsturzgebietes. Die grössten derselben sind der **Caumasee** südlich von Waldhäuser-Flims, der **Crestasee** westlich von Mulins und der am Bergsturzrande bei Laax liegende **Lai grond**. Mit Ausnahme des letztern und des winzigen, am linken Ufer des Laaxerbaches liegenden **Lai tiert** liegen alle in Vertiefungen der Bergsturzoberfläche, werden durch Bergsturzquellen gespiesen und lassen ihr Wasser wieder unterirdisch abfliessen, weshalb sie starke Niveauschwankungen zeigen (vgl. Alb. Heim, **95,** und M. Blumenthal, **240,** p. 71).

D. Bergstürze.

Die Glarneralpen sind sehr reich an Bergstürzen, d. h. Trümmermassen, die sich auf einen Schlag von den Bergwänden abgelöst und lawinenartig ins Tal sich ergossen haben. In den beiden geologischen Karten der Glarneralpen (**360**) und der Gebirge zwischen Linth und Rhein (**370**) sind im ganzen über 100 Bergstürze verzeichnet, von denen 25 die Dimensionen des historischen Bergsturzes von Elm erreichen oder übertreffen. Neben diesen grossen Bergstürzen, deren Trümmerströme sich durch eine unregelmässige, wellige Oberfläche auszeichnen und wie ein Gletscher den Formen ihrer Unterlage sich anschmiegen, finden sich viele kleinere, die sich wie gewöhnliche Gehängeschuttkegel mit steiler, gleichförmig geneigter Kegelfläche an die Bergwände anlehnen, jedoch durch ihr grobes Blockwerk sich als Felsstürze erweisen.

Während viele Trümmermassen auf den ersten Blick durch ihre morphologischen Verhältnisse, die Art und Gruppierung der Gesteine und durch die Anlehnung an eine deutliche Ausbruchsnische sich als Bergsturz zu erkennen geben, bleibt man in manchen Fällen unsicher, ob man es mit einem

Bergsturze oder mit alten Obermoränen zu tun habe. Es ist daher möglich, dass einzelne der von mir als Bergsturz kartierten Trümmerbildungen in Wirklichkeit Moränenablagerungen sind, während umgekehrt einzelne als Moräne eingetragene Schuttbildungen ihre Entstehung wenigstens teilweise Felsstürzen verdanken mögen. Ich werde im nachfolgenden diese unsichern Fälle besonders hervorheben.

Eine ganze Anzahl Bergstürze ist von diluvialen Moränen bedeckt, stammt also aus der Eiszeit. Die überwiegende Mehrzahl der Bergstürze ist postglazial. Verhältnismässig klein ist die Zahl der Berg- und Felsstürze, die in der neuesten Zeit stattgefunden haben oder durch schriftliche Urkunden beglaubigt sind.

1. Bergstürze in der Wiggisgruppe.

Die Schuttbildungen, welche die Wildflyschzone zwischen der Nagelfluh der Hirzlikette und dem Malm der Wagetenkette fast ganz verhüllen, bestehen zu einem grossen Teil aus alten Bergsturzmassen. Sie stammen nicht aus der Nagelfluh der Hirzlikette, deren steil südfallende Schichtstellung zu Felsausgleitungen hätte Anlass geben können, sondern ohne Ausnahme von der steilen, aus fast senkrecht aufgerichteten Troskalkschichten bestehenden Nordwand der Wagetenkette. Abgesehen von der Übersteilheit des Gehänges, die wohl eine Folge der glazialen Erosion ist, der die steil aufragenden Malmschichtenköpfe bessere Angriffspunkte boten als die Nagelfluhschichtflächen der Hirzlikette, haben offenbar die vielen Bruchflächen, die den Troskalk der Wagetenkette durchschneiden, die Entstehung von Felsstürzen begünstigt.

1. Dicht östlich von der Passhöhe zwischen dem Niederurnertal und dem Trebsental beginnt ein typischer Bergsturztrümmerstrom. Er lehnt sich schutthaldenartig an den Nordfuss des Köpflers an und schiebt sich, deutlich am Abhang des Feldrederligrates aufbrandend, nordwärts bis gegen die Hütten der Alp Blossen vor. Er biegt nun, der Talrichtung folgend, nach E um und endigt bei Steinberg in der Sohle des Tales. Die Aufbrandung und Ablenkung des Schuttstromes kommt auch an seinem Südrande zum Ausdruck, der bei Flühalp nicht der Talsohle folgt, sondern etwa 30 m höher oben auf dem sanft nach S abfallenden, rundhöckrig abgeschliffenen Wildflyschrücken liegt und erst etwa 600 m nördlich von den Hütten von Flühalp in die die Talsohle bezeichnende Bachfurche hinuntersteigt. Das Trümmerfeld ist ringsum sehr scharf begrenzt und zeigt alle Erscheinungen eines grösseren Bergsturzes: einen unregelmässigen Wechsel von kleinen welligen Hügeln und muldenförmigen Vertiefungen, wirr durcheinandergeworfene, oft durch klaffende Hohlräume voneinander getrennte eckige Blöcke der verschiedensten Dimensionen. Das fast ganz mit Tannenwald bedeckte Blockwerk ist besonders im mittlern und obern Teil so wild, dass es manchenorts nur mit Vorsicht begangen werden kann. Das Material des Bergsturzes ist ausschliesslich hellgrauer Troskalk. Als Abrissgebiet erkennt man eine ziemlich deutlich ausgeprägte, etwas unregelmässige, flache Nische an der Nordwand des Köpflers.

Das Trümmerfeld von Blossen und Flühalp hängt nach W mit ausgedehnten Schuttmassen zusammen, die vom Nordfuss des Köpflers aus den gegen das Trebsental gerichteten Abhang überschüttet haben. Ein Zweig derselben steigt nordwärts gegen die Hütten von Feldrederlialp (1285 m) hinunter und besteht wieder aus Troskalktrümmern, besitzt jedoch nicht den wilden Charakter des Trümmerfeldes von Blossenalp und ist am untern Ende nicht besonders scharf gegen die Moränenablagerungen von Feldrederlialp abgegrenzt. Viel ausgeprägter ist die Bergsturznatur des Trümmerstromes, der längs der Troskalkwand des Köpflers westwärts bis in die Sohle des Trebsentales hinuntersteigt. Sein Rand ist besonders im N bei den Hütten von Steinschwantli und im S bei den Hütten von Ramseli sehr scharf. Das $1{,}_5$ km lange und $0{,}_6$ km breite Trümmerfeld verbreitert sich nach unten fächerförmig. Wenn es auch, als Ganzes betrachtet, den Abhang schutthaldenartig bedeckt, weist seine Oberfläche doch beträchtliche wellige Unebenheiten auf. Die Trümmer gehören wieder ausschliesslich dem Troskalk an. Es wiegen kleinere Blöcke vor; doch sind auch Riesenblöcke von 50—500 m^3 nicht selten (vgl. Tafel 9, Figur 2).

Möglicherweise verdanken die drei Trümmerfelder von Blossenalp, Feldrederlialp und Steinschwantli-Trebsental ihre Entstehung einem einzigen grossen Bergsturz, der sich von der Nordwand des Köpflers ablöste, wobei der Flyschrücken des Feldrederligrates eine Spaltung des Trümmerstromes bewirkte. Da man aber eine einheitliche grosse Ausbruchsnische am Köpfler vermisst, handelt es sich vielleicht doch eher um drei oder doch wenigstens zwei örtlich und zeitlich getrennte Bergstürze.

2. An den Nordfuss des Brücklers lehnt sich eine mächtige, ganz aus hellgrauen, groben Troskalkblöcken zusammengesetzte und mit Tannenwald bedeckte Felssturzmasse an. Sie bildet im oberen Teil eine grobblockige steile Schutthalde, besitzt aber im untern Teil eine wellige Oberfläche und vereinigt sich hier mit dem nördlichen Teile des von Blossen und Flühalp herkommenden Bergsturzes.

3. Aus der auffälligen Nische von Wänni zwischen Brückler und Wageten stammt offenbar die Trümmermasse, welche am Südufer des Niederurnerbaches eine kleine hügelartige Erhöhung aufbaut, auf der die Hütten von Mettmenalp (1208 m) stehen. Sie enthält ausschliesslich Gesteine der Wagetenkette; darunter fallen neben Troskalk besonders bräunlich anwitternde Brocken von Valangienkalk auf. Der kleine Bergsturzriegel staute die von Blossenalp und Flühalp kommenden Bäche und zwang sie, hier ihre Geschiebe abzulagern.

4. Gegenüber den Häusern von Bodenberg ist von der hohen Troskalkwand der Wageten ein Felssturz abgebrochen. Das Blockwerk sieht verhältnismässig frisch aus und ist wohl sehr jugendlichen Alters.

An den auf der Karte als Moräne bezeichneten Schuttmassen, die im Buchwald westlich vom Falletenbach an die Wagetenkette sich anlehnen, sind, nach den mächtigen Troskalkblöcken zu schliessen, die dort stellenweise aufgehäuft sind, wahrscheinlich auch kleine Felsstürze beteiligt.

5. Auf der Südabdachung der Wagetenkette stossen wir auf zwei kleinere Bergstürze. Der eine stammt aus den Nummuliten- und Seewerschichten des Köpflers. Er besteht vorwiegend aus Nummulitenblöcken und bildet einen schmalen bewaldeten Streifen, der westlich von der Alp Rotgrotzen bis in die Sohle des Trebsentales hinuntersteigt (Tafel 9, Figur 2).

6. Viel grösser und auffälliger ist der ganz aus Schrattenkalkblöcken bestehende Felssturz, der sich in Gestalt einer 250 m breiten, mit Tannenwald bekleideten Trümmerhalde an die Südwand des Brücklers anlehnt (Tafel 14, Figur 1). Die darüber sich erhebende Abrissfläche stellt eine einzige, bis auf den Kamm des Brücklers reichende, etwa 65° nach S fallende Schichtfläche dar und ist auf beiden Seiten sehr scharf von vorspringenden Rändern begrenzt. Man erkennt auf den ersten Blick, dass hier eine gewaltige, 8—12 m dicke, 250 m breite und bis 200 m hohe Schrattenkalktafel abgerutscht ist. Seither hat sich auf der Abrissfläche eine Unzahl von meist nur 5—10 cm, bisweilen auch bis 20 cm tiefen, in der Richtung des grössten Gefälles verlaufenden Karrenfurchen ausgebildet. Dem auf der Flyschterrasse von Winteregg aufruhenden Trümmerfeld entspringen mehrere kleine Quellen.

7. Nicht völlig klar ist die Entstehungsgeschichte der grossen Trümmermassen, die den hinteren Teil des Schwänditales zwischen Twing und Hinterschwändi auf eine Länge von $2{,}_5$ km und in einer Breite von durchschnittlich 600 m bedecken. Sie bilden dicht hinter dem Bauernhofe Twing einen bis zu den Alphütten von Vorderschwändi reichenden, das Tal völlig absperrenden Querriegel, der ostwärts mit einem etwa 50 m hohen Steilborde abfällt. Dieser Haupthaufen stellt eine unregelmässige Hügelmasse mit vielen rundlichen Kuppen und muldenförmigen Vertiefungen dar und ist ganz aus eckigen Kreideblöcken zusammengesetzt. Hinter diesem Querriegel liegt in der Talsohle ein 1 km langes und etwa 250 m breites Torfmoor, das jedoch auf beiden Talseiten abermals von Blockmassen umrahmt wird, die im E mit dem Querriegel von Vorderschwändi zusammenhangen. Diese Trümmerbildung ist auf der Nordseite des Tales besonders mächtig. Sie steigt hier 50—80 m hoch über den Talgrund empor und ist am oberen Rande auf der ganzen Länge zwischen Twing und Hinterschwändi sehr scharf gegen die anstehenden Seewerkalkplatten

der Risetenkette und den glatten, welligen Flyschhang der Wagetenkette abgesetzt. Der Trümmersaum am Südrande des Torfmoores stellt einen 20—30 m breiten Blockwall dar, der wie eine Ufermoräne parallel zur Südseite des Tales dahinzieht und meistens scharf gegen die darüber aufsteigende Schutthalde abgesetzt ist. Dieser Wall löst sich jedoch beim hintern Teile des Torfmoores von jener Schutthalde ab und wird zu einem breiten, grobblockigen Trümmerfelde, das in schiefer Richtung den Talboden durchquert und zwischen Unter- und Hinterschwändi mit der an die nördliche Talseite angelehnten Trümmermasse zusammenhängt. Hinter diesem Trümmerwall folgt, etwa 40 m höher als das grosse Torfmoor, abermals ein mooriger Alluvialboden, der gegen die Hütte von Hinterschwändi in einen flachen Bachschuttkegel übergeht. Durch diese Bachalluvion vom übrigen Trümmerfeld abgetrennt, liegt südlich von den Hütten von Hinterschwändi noch ein grosser Blockhaufen, der sich an die Schutthalde am Fusse des Tierberges anlehnt.

Man könnte in dem Querriegel von Vorderschwändi eine Stirnmoräne und in den Schuttmassen, die das Torfmoor umsäumen, die Ufermoränen eines alten Gletschers erblicken wollen. Allein manche Erscheinungen stehen mit dieser Annahme im Widerspruch und veranlassen uns, die Trümmerbildung eher als alte Bergsturzmasse zu deuten. Der Querriegel zwischen Twing und Vorderschwändi hat nicht die Form einer Endmoräne oder eines Systems von bogenförmigen Endmoränen, sondern erinnert mit seiner sehr unregelmässigen hügeligen Oberfläche weit mehr an eine Bergsturzablagerung. Auch alle andern Teile des Trümmerfeldes sind durch eine höchst unruhige Oberfläche ausgezeichnet, wie sie grossen Bergsturzmassen eigen ist. Wäre die Trümmerbildung am Nordrande des Tales eine Ufermoräne, so müsste ihre Oberkante mit ziemlich gleichmässigem Gefälle talauswärts sinken. Statt dessen sehen wir sie von Hinterschwändi an ostwärts bis gegen Sonnenstafel langsam ansteigen und hierauf gegen Twing rasch und unregelmässig sinken. Sie scheint eher der obere Rand einer an der nördlichen Talwand aufgebrandeten Bergsturzmasse zu sein. Die Oberfläche des Trümmerfeldes ist nicht nur viel unruhiger, sondern namentlich auch viel reicher an grossen, regellos durcheinandergeworfenen Blöcken, als dies in den Obermoränen unserer Bergtäler der Fall zu sein pflegt. Besonders wild, typisch bergsturzartig, ist das Blockwerk westlich vom grossen Torfmoor; Riesenblöcke von 100—500 m^3 sind hier nicht selten. Leider fehlen Aufschlüsse, die uns einen Einblick in die innere Struktur der Trümmermasse gestatten würden, fast ganz. Eine frische Entblössung bei der südlichen Hütte von Vorderschwändi zeigt durchwegs scharfkantige, nach Bergsturzart ineinandergekeilte Felstrümmer und zersplitterte Blöcke, deren Bruchstücke ihren ursprünglichen Zusammenhang noch erkennen lassen. Weder hier noch an irgendeiner andern Stelle des weiten Trümmerfeldes konnte ich ein gerundetes oder gekritztes Geschiebe auffinden.

Wären die Trümmermassen des Schwänditales eine alte Gletscherablagerung, so müssten darin die Gesteine beider Talseiten vertreten sein. Nun aber fehlen die für die Nordseite charakteristischen Gesteine, Nummulitenkalk und Taveyannazsandstein, der z. B. in den Grundmoränenresten im östlichen Teile des Schwänditales ziemlich häufig angetroffen wird, vollständig, und die im Blockwerk vorhandenen Seewerblöcke zeigen niemals die Facies der Wagetenkette, sondern stets diejenige der Tierbergkette auf der Südseite des Schwänditales. Der Hauterivien-Kieselkalk, der am Südabhang der Wagetenkette nirgends anstehend ist, kommt im Schutte auf der Nordseite des Schwänditales ziemlich reichlich vor. Das Material unserer Trümmerablagerung stammt ganz aus der auf der Südseite des Tales liegenden Tierbergkette. Diese Tatsache bildet allein schon einen fast zwingenden Grund, sie als eine dort abgebrochene Bergsturzmasse aufzufassen.

In den meisten Teilen des Trümmerfeldes, besonders westlich vom Torfmoor, herrscht der Schrattenkalk vor, der oft sehr reich an *Requienien* ist. Merkwürdig ist die Tatsache, dass der Hauterivien-Kieselkalk, der am mittlern und obern Teil des Tierbergabhanges in grosser Mächtigkeit ansteht, im Sturzschutte gegenüber dem Schrattenkalk zurücktritt. Am reichlichsten, stellenweise eigentliche Blockschwärme bildend, tritt er im Querriegel zwischen dem Torfmoor und Twing auf. Gault und Seewerkalk sind im Schutte nur spärlich vertreten, was sich sehr wohl mit der Tatsache vereinen lässt, dass diese Gesteine erst am Fusse der Tierbergkette und nicht in bedeutender Mächtigkeit anstehend sind.

Während die Erscheinungen der Oberfläche, die Gesteinsarten und die Struktur der Trümmermasse uns zwingen, sie als Bergsturz zu betrachten, stehen andere Tatsachen mit dieser Anschauung nicht in gutem Einklang. Wir vermissen eine deutliche grosse Ausbruchsnische am Abhang der Tierbergkette, einen einheitlichen Schuttstrom mit schuttkegelartiger Anlehnung an das Herkunftsgebiet, fächerförmiger Ausbreitung und kräftiger Aufbrandung auf der Nordseite des relativ schmalen Tales. Aus dem Umstand, dass das Blockwerk an mehreren Stellen schuttkegelartig an die Schutthalde am Fusse der Tierbergkette hinaufreicht, möchte man auf mehrere getrennte Felsstürze schliessen; doch bietet das Ablagerungsgebiet im übrigen keine Anhaltspunkte für diese Annahme.

Es ist klar, dass die Entstehung der Alluvialbildungen des Schwänditales mit den geschilderten Trümmermassen in Zusammenhang steht. Die von der Scheidegg und vom Südabhang des Köpflers herkommenden Bäche wurden östlich von Hinterschwändi durch den quer durch das Tal sich ziehenden Bergsturzwall gestaut; sie lagerten bei Hinterschwändi ihre groben Geschiebe, weiter im E den feinen Flyschschlamm ab und erzeugten so den früher erwähnten flachen Schuttkegel. Nach dem Durchbruch durch den Trümmerwall staute sich das geschiebefreie Wasser abermals in einer langen muldenförmigen Vertiefung des Trümmerfeldes zwischen Hinterschwändi und Vorderschwändi. Es entstand so vielleicht ein seichter See, der im Laufe der Jahrtausende infolge Torfbildung allmählich verlandete.

Die stauende Wirkung der Trümmermasse macht sich in geringem Grade auch an ihrem Nordrande bemerkbar, wo sich zwischen den Flyschhang der Wagetenkette und das Schuttfeld oft ein schmaler sumpfiger Boden einschiebt. Zwei hübsche kleine Alluvialböden hat der von Winteregg kommende Bach beim Betreten des Trümmerfeldes bei Sonnenstafel abgelagert.

Im Oberseetal treffen wir eine ganze Reihe alter Bergstürze an. Zwei derselben sind von mir früher eingehend geschildert worden (**155**). Ich kann sie der Vollständigkeit wegen hier nicht übergehen, beschränke mich aber mit Rücksicht auf jene Darstellung auf eine kurze Zusammenstellung ihrer wichtigsten Erscheinungen.

8. Der Bergsturz am Rautispitz ist der gewaltigste Bergsturz der Wiggisgruppe. Sein Abrissgebiet ist die grosse, überaus auffällige Nische von Tros, die auch auf der topographischen Karte sehr deutlich zum Ausdruck kommt. Sie reicht vom Ufer des Obersees bis an den Gipfel des Rautispitz hinauf und besitzt bei einer vertikalen Höhe von 1300 m eine Breite von zirka 1200 m. Eine gewaltige Schrattenkalktafel, die zu oberst noch von Gault und Seewerkalk überlagert war, ist hier aus dem gegen das Oberseetal absinkenden Nordschenkel des Rautispitzgewölbes als grossartiger Felsschlipf zutal geglitten. Die Rutschbahn, sozusagen eine einzige, unten etwa 35°, oben flacher nach N fallende Schichtfläche, ist bis auf die Gegenwart fast unverändert geblieben. Die Felsmasse stürzte quer über das Oberseetal hinüber und brandete 150—200 m hoch an dem sanft aufsteigenden Flyschrücken empor, der das Oberseetal vom Schwändital scheidet, und breitete sich dabei fächerförmig aus. Ein Teil der Felslawine bewegte sich taleinwärts bis an den Westrand des heutigen Obersees (Tafel 9, Figur 1). Die Hauptmasse aber wurde nach E abgelenkt. Ein Teil derselben blieb, vom Haupttrümmerstrom sich abscheerend, auf der Terrasse von Egg 250 m hoch über dem Talgrunde liegen, während die übrige Masse in der Tiefe, die ganze Breite des Tales erfüllend, über Eschenberg bis nach Brand hinaus strömte und dort über den Steilhang, mit dem das Oberseetal endigt, ins Linthtal hinunterstürzte, wo mehrere kleine im Innern des Dorfes Näfels und an seinem Südrande liegende Schutthügel das Ende des Trümmerstromes bezeichnen. Die abgestürzte Felsmasse misst zirka 150 Millionen Kubikmeter und überdeckt ein Areal von $2{,}_7$ km². Die Mittellinie des Schuttstromes misst in horizontaler Projektion 5 km und hat ein durchschnittliches Gefälle von 7° 30′.

Der Trümmerstrom ist ringsum sehr scharf begrenzt. Besonders auffällig ist seine Grenze am oberen Rande des Niederseewaldes zwischen Lochberg und Näflenberg, wo das wilde, mit Tannenwald bedeckte Schrattenkalkblockwerk des Bergsturzes in scharfem Kontraste mit dem glatten, sanft gerundeten Wiesengelände des Flyschabhanges steht.

Eine Stauwirkung des Bergsturzes ist der nur wenige Meter tiefe, 950 m lange und 500 m breite Obersee und die im W sich anschliessende Alluvialebene von Oberseealp. Der See besitzt

keinen oberirdischen Abfluss und verschwindet zur Zeit des Niederwasserstandes ganz. Merkwürdig ist die Tatsache, dass die Versickerungstrichter, durch welche das Wasser unterirdisch abfliesst, nur zum kleinsten Teil am Bergsturzrande in der Südostecke des Sees, in ihrer grossen Mehrzahl aber am Südufer des Sees, am Rande des Anstehenden liegen. Das versickerte Wasser oder wenigstens ein Teil desselben tritt innerhalb des Bergsturzgebietes in den Quellen bei Rütiberg, $1{,}_5$ km östlich vom See und 140 m unter seinem Niveau, wieder zutage. Da keinerlei Gletscherwirkungen an der Oberfläche des Bergsturzes zu finden sind, muss er als postglazial betrachtet werden. Auch der Umstand, dass Abrissnische und Trümmerstrom fast keine Veränderungen erlitten haben, sprechen für sein jugendliches Alter.

9. In direktem Zusammenhang mit dem Trümmerfeld des Bergsturzes vom Rautispitz steht dasjenige des Bergsturzes von Platten. Sein Abrissgebiet ist die 400 m breite und 300 m hohe Nische, die unterhalb der Berghäuser von Platten in den Nordflügel der Oberseetalmulde eingeschnitten ist. Eine aus Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk bestehende, 50—80 m dicke und im Maximum 20 Millionen Kubikmeter messende Gesteinsschicht ist hier als Felsschlipf gegen das Ostende des Oberseetales abgerutscht, wo bereits das Trümmerfeld des Rautispitzbergsturzes lag. Die Sturzmasse füllte den vordern Teil der Erosionsrinne aus, die der Rütibergbach bereits in die alte Bergsturzmasse eingeschnitten hatte, schüttete den Hügel von Brand auf, der nun als Querriegel das Oberseetal im E abdämmt, und erzeugte die 300 m hohe grobblockige Trümmerhalde, die sich von Brand bis an den Rand des Dorfes Näfels hinuntersenkt. Durch den Schuttriegel wurde in dem schon erwähnten, in den Rautispitzbergsturz eingeschnittenen Erosionstälchen des Rütibergbaches der kleine Haslensee aufgestaut, der wie der Obersee unterirdisch entwässert wird und durch sehr starke Niveauschwankungen ausgezeichnet ist. Das in prachtvollen Versickerungstrichtern versiegende Wasser findet einen leichten Durchgang zwischen den groben Blöcken des locker aufgeschütteten Bergsturzwalles und bricht am Abhang über Näfels, etwa 50 m unter dem Seeniveau, in starken Quellen zutage, die den Rautibach und den Tränkibach speisen.

10. Ein ziemlich grosser, aber im Landschaftsbilde nicht auffällig hervortretender alter Bergsturz liegt nordwestlich über dem Obersee, westlich von dem Flyschgelände von Geissgaden. Als Abrissgebiet erkennt man leicht eine Nische, die an der Geissgadenfluh, mit der der Bärensolspitz nach E abstürzt, in die steil nach S fallenden, verkehrtliegenden Kreideschichten des Stirngewölbes der Rädertendecke eingeschnitten ist (vgl. Tafel 9, Figur 1). Der Bergsturz strahlt in Form eines mächtigen, steilen Schuttkegels aus der Nische heraus und breitet sich dann mit flacherer Böschung fächerförmig gegen Geissgaden und Oberseealp über das Flyschgelände aus. Hier zeigt seine Oberfläche dieselben wellenförmigen Unebenheiten, wie sie grossen Bergstürzen eigen sind. Im mittleren, von Tannenwald bedeckten Teil des Ablagerungsgebietes sind die Unebenheiten am grössten und die Blockbestreuung am stärksten. Nach unten werden die Oberflächenformen ruhiger, und die Blöcke nehmen an Zahl und Grösse ab, so dass es Mühe macht, den Bergsturz scharf gegen den mit Moränenschutt bestreuten Flyschboden von Oberseealp abzugrenzen. Viel deutlicher ist die Grenze im E, wo das Trümmerfeld eine Strecke weit mit einem Steilbord gegen die Flyschwiesen von Geissgaden abfällt.

Mit der Auffassung dieser Blockablagerung als Bergsturz stimmt die Tatsache aufs beste überein, dass die Gesteinsarten darin in der gleichen Ordnung gruppiert sind, wie sie in der Nische am Bärensolspitz anstehend sind. Im westlichen und mittleren Teil des Ablagerungsgebietes findet man ausschliesslich Hauterivien-Kieselkalkblöcke, zum Teil von sehr grossen Dimensionen. Gegen E hin herrschen die mergeligen Kalke der Drusbergschichten vor, und im östlichsten Teile bildet der Schrattenkalk, zum Teil wieder in gewaltigen Blöcken, das ausschliessliche Trümmermaterial.

Als nordöstliche Fortsetzung der besprochenen Bergsturzmasse findet man in dem Waldstreifen am Fusse der Geissgadenfluh bis gegen den Kamm des Flyschrückens hinauf eine bergsturzartige Anhäufung von Seewerkalkblöcken. Sie können jedoch unmöglich zum vorhin besprochenen Bergsturz gehören. Entweder ist dies eine blosse Gehängeschuttbildung oder die Ablagerung eines besondern Felssturzes.

Das schuttkegelartige obere Ende des Bergsturzes an der Geissgadenfluh ist mit einem Blockwerk von sehr frischem Aussehen bestreut. Wahrscheinlich ist es ein aus jüngerer Zeit stammender Felssturz, der auf den prähistorischen Bergsturz niedergegangen ist.

11. Die Sohle des Ahornentales, das westlich vom Obersee in das Stirngewölbe der Rädertendecke eingeschnitten ist, wird im vordern und mittleren Teile auf eine Länge von $1{,}_8$ km von einem typischen Bergsturztrümmerstrom bedeckt (Tafel 9, Figur 1). Das durchschnittlich 400 m breite Trümmerfeld sinkt im hintern Teile langsam, im vordern Teile rascher talauswärts und ist mit den konvex aufgewölbten Seitenrändern sehr deutlich gegen die beidseitigen Talhänge abgesetzt. Der Nordrand liegt auffällig höher als der Südrand, der Schuttstrom erscheint also stark an die nördliche Talwand hinaufgeschoben und sinkt erst am Ostende in die Talsohle zurück. Dies spricht dafür, dass der Bergsturz an der südlichen Talwand abgebrochen und an der nördlichen Talseite emporgebrandet ist. Etwas rätselhaft bleibt aber die Tatsache, dass am Westende des Schuttstromes nur ein verhältnismässig geringfügiger, grobblockiger Schuttkegel als Verbindung zwischen dem Trümmerfeld und dem Abrissgebiet zu sehen ist. Dass die Schuttmasse von der Südseite des Tales, wahrscheinlich von der Nordwand des Brünnelistocks, stammt, müssen wir aber auch aus der Gesteinszusammensetzung schliessen. Sie besteht fast ganz aus Schrattenkalk; bloss im W sind ihr noch Kieselkalkblöcke beigemischt. Der Einförmigkeit des Materiales wegen kann sie unmöglich als Moräne aufgefasst werden; sie müsste in diesem Falle vorwiegend aus Kieselkalk und Valangienkalk bestehen, die ja auf der Nordseite des Tales die einzigen, im Hintergrunde des Talzirkus die weitaus vorherrschenden anstehenden Gesteine sind.

Ein kleiner, vom Abhang der Tierbergkette herabfliessender Bach ist durch den Nordrand des Bergsturzes aufgehalten worden und hat in einer Vertiefung des Trümmerfeldes den wiesenbedeckten Alluvialboden von Brunnmettlen aufgeschüttet. Derselbe Bach hat in den östlichen Teil der Schuttmasse ein bis 30 m tiefes Tobel eingeschnitten, an dessen Grund als Unterlage des Bergsturzes Moräne der letzten Vergletscherung mit schön gekritzten Kieselkalk- und Valangienkalkgeschieben zutage tritt. Am Kontakt von Bergsturz und Grundmoräne erscheinen, besonders am untern Ende des Tobels, eine Reihe von wasserreichen Quellen, die im Verein mit andern Quellen des Oberseetales die Kraft für das Elektrizitätswerk Näfels liefern. Auf der Oberfläche des Bergsturzes sind keinerlei Gletscherwirkungen zu beobachten; er ist also postglazial.

12. Ein grosser Felssturz mit prachtvoll fächerförmig sich ausbreitendem Trümmerkegel liegt im Hintergrunde des Ahornentales. Er ist aus dem Hauterivien-Kieselkalk an der Ostwand des Scheinberges herausgebrochen. Zwischen die riesigen Kieselkalkblöcke, die den äussern Rand des Trümmerkegels bilden, sind die hintersten Hütten von Ahornen gebaut. Der Felssturz muss aus neuerer Zeit stammen, da das Blockwerk frisch aussieht und noch nicht mit Vegetation überzogen ist.

13. Auf der grossen Schutthalde, die sich an die nach NE abstürzende Felswand der Fridlispitz-Risetenkette anlehnt, fällt ein aus groben Blöcken bestehender Schuttstreifen auf, der sich nach unten fächerförmig verbreitert und bis nahe an den Rand des Dorfes Oberurnen heranreicht (Tafel 10, Figur 1). Er ist das Ablagerungsgebiet von Felsstürzen, die sich in den Jahren 1762 und 1763 ereignet haben. Die Abrissfläche an der «Marienwand» liegt grösstenteils im Schrattenkalk und reicht noch in die Drusbergschichten hinunter. Sie sieht noch sehr frisch aus, und auch das Trümmerfeld ist erst spärlich mit Tannen bewachsen.

14. Westlich von Aaberliboden liegt beim Beginn der schluchtförmigen Ausmündung des vom Brünnelistock gegen das Hinterwäggital herabsteigenden Tälchens eine aus grossen Schrattenkalkblöcken bestehende Trümmermasse, die aus den stark nach NW fallenden Schrattenkalkbänken westlich von Zindlenalp abgebrochen ist. Der kleine Querriegel hat den das Tälchen durchfliessenden Bach zur Ablagerung seiner Geschiebe gezwungen und so Anlass zur Bildung der kleinen Geschiebeebene von Aaberliboden gegeben.

15. Am 10. Februar 1919, nachmittags 1 Uhr 30, merkwürdigerweise während einer Periode starken Frostes, brach von der Kreidewand der Mürtschendecke am Ostabhang des Rautispitz,

etwa 1 km nördlich von Netstal, eine ziemlich grosse Felsmasse ab. Sie blieb, ohne bedeutenden Schaden verursacht zu haben, auf der Schutthalde am Fusse des Felshanges liegen. Die Abrissnische, eine sehr auffällige Wunde an der Felswand, ist etwa 100 m hoch und 90 m breit und liegt in einer tektonisch stark gestörten, aus Schrattenkalk und Drusbergschichten bestehenden Felspartie dicht unter der Synklinalumbiegung der auf p. 86/87 erwähnten Faltenverwerfung [1]). Die tektonischen Klüfte und Rutschflächen, welche das Abrissgebiet durchschneiden, haben gewiss die Ablösung der Felsmasse befördert.

2. Bergstürze im Gebiet des Pragelpasses.

1. Auf dem Gehänge, das den Ost- und Südfuss der hohen Kieselkalksteilwände der Fluhbrig-Drusbergkette umsäumt, liegen neben den rezenten Schutthalden noch andere Schuttbildungen, Moränen und Felsstürze, die gegeneinander, sogar gegen das Anstehende, oft schwierig abzugrenzen sind. Die fast zusammenhängende Vegetationsdecke, die Gleichförmigkeit der Gesteine und namentlich die vielen kleinern und grössern Rutschungen, die innerhalb der weichen Valangienmergel stattgefunden und die Grenzen oft verwischt haben, bereiten hier grosse Schwierigkeiten.

Eine ausgedehnte Trümmerbildung, über deren Natur ich nicht völlig ins Klare kommen konnte, die aber am ehesten als ein alter Bergsturz zu betrachten ist, liegt im Schwyzerwald und auf der Saasalp östlich vom Saasbergpass. Das Terrain zeigt hier, besonders im Schwyzerwald, die für einen grossen Bergsturz charakteristischen kleinen Hügel und muldenförmigen Vertiefungen. Das Gesteinsmaterial ist ausschliesslich eckiger Hauterivien-Kieselkalkschutt, dem stellenweise, namentlich gegen den untern Rand hin, Gruppen von Diphyoideskalkblöcken beigemengt sind. Da weder die Valangienmergel, die den anstehenden Untergrund der Trümmermasse bilden, noch die Gesteine der mittlern und obern Kreide des Silberngebietes vorhanden sind und auch gerundete oder gekritzte Geschiebe völlig fehlen, kann es sich kaum um Moräne handeln. In allen Teilen des Schuttgebietes ragen schwarzbraun angewitterte Kieselkalkblöcke aus dem Boden heraus; doch ist die Blockbestreuung im allgemeinen nicht besonders intensiv. Hie und da sieht man grosse Blockgruppen mit noch erhaltener einheitlicher Schichtung.

Die Grenzen der Trümmerbildung sind im allgemeinen unscharf. Ziemlich deutlich ist ihr Rand auf der Ostseite zu sehen, undeutlich ist er dagegen auf der Westseite und besonders unten, wo sich zwischen das wellige, mit Kieselkalkblöcken bestreute Gebiet und den Horlauibach eine flache sumpfige Zone einschiebt, die in spärlichen Aufschlüssen verwitterte oder verrutschte schwarze Valangienmergel und kleine eckige Kreidetrümmer zeigt. Die Undeutlichkeit der Grenzen und die etwas spärliche Blockbestreuung sind wahrscheinlich eine Folge starker Verwitterung und diese ein Zeugnis für das hohe Alter der Sturzmasse. Als ihr Abrissgebiet darf man wohl die breite Nische zwischen Lauiberg und Fläschberg betrachten, über welche der Saasbergpass ins Sihltal hinüberführt.

2. Im August 1907 stürzte vom Westrand der vorhin erwähnten Saasbergpassnische eine vorragende Kieselkalkrippe ab. Die Sturzmasse lieferte einen schmalen, sehr scharf umrandeten Schuttstrom, der sich etwa 400 m weit in die Saasalp hinunter ergoss und oben mit einem fächerförmigen Trümmerkegel endigt. Ein junger Älpler der Saasalp, der das Ereignis miterlebte, erzählte mir darüber noch folgendes: Schon am Tage vor dem Felssturze fielen einzelne Steine von der Felswand herunter. Als während der Nacht das Gepolter immer stärker wurde, stieg der Hirte in den obern Teil der Alp hinauf, um das Vieh, das an gefährdeter Stelle lagerte, wegzutreiben. Kaum war dies geschehen, als der Hauptsturz (morgens um 3 Uhr) mit gewaltigem Krachen niederging. Die Luft war weit herum mit brenzlich riechendem Felsstaub erfüllt, und starke Lichterscheinungen begleiteten den Sturz.

3. Etwa 500 m weiter südlich, zwischen Saasalp und Klönalp, liegt das Schuttfeld eines ziemlich grossen Felssturzes, der von der Kieselkalkwand des Lauiberges abgebrochen ist. Das

[1]) Die Ansicht Tafel 12, Figur 1, ist älter als der Felssturz und zeigt daher seine Abrissnische nicht.

Blockwerk überdeckt die rezente Schutthalde am Fusse des Berges und sieht noch sehr frisch aus, so dass man auf ein jugendliches Alter des Sturzes schliessen muss.

4. Ein grobblockiges Kieselkalkblockwerk liegt am Südfusse der Miesern auf einer Terrasse oberhalb der Alp Auf Bergen.

5. Westlich von der Teufdohle, bereits ausserhalb unserer Karte, dehnt sich vom Fusse des Forstberges bis an den Starzlenbach hinunter ein düsteres, aus Kieselkalkblöcken bestehendes grosses Trümmerfeld aus.

3. Bergstürze im Bisistal.

1. Die Steilheit der Abhänge, die das Bisistal einrahmen, hat zu einer ganzen Reihe von kleinern Bergstürzen Anlass gegeben. Den grössten derselben finden wir in dem kurzen Tälchen, das östlich von Dürrenboden zwischen Kupferberg und Geitenberg eingeschnitten ist. Als Abrissgebiet erkennt man deutlich eine flache Nische, die an der Schossfluh (Nordwestwand des Kupferberges) vom Fusse der Wand bis an ihre obere Kante hinaufreicht und im obern und mittleren Teil in flach gelagertem Quintnerkalk, im unteren Teil im Schiltkalk und Dogger liegt. Das Ablagerungsgebiet zeigt trotz seiner mässigen Dimensionen — es ist etwa 1 km lang und $0{,}_3$—$0{,}_5$ km breit — die typischen Erscheinungen eines auf einen Schlag gestürzten grossen Bergsturzes. Der Trümmerstrom dehnt sich zunächst in der Sturzrichtung nach NW aus, brandet deutlich am Südfusse des Geitenberges empor, biegt dann, der Talrichtung folgend, nach W um und endigt plötzlich mit einem Steilbord oberhalb des Bauernhofes Ober-Schwarzenbach. Sein oberer Teil lehnt sich schutthaldenartig an die Abrisswand an, der mittlere und untere Teil ist stark konvex aufgewölbt und besitzt grosse Unebenheiten, unter denen wallartige Formen auffallen, die quer zur Sturzrichtung verlaufen. Dem Bau der Abrisswand entsprechend bildet im oberen Teil des Trümmerfeldes der Quintnerkalk fast das ausschliessliche Material, im mittleren Teile sind ihm bereits viele Schiltkalk- und Doggerblöcke beigemengt, und im unteren Teile herrschen letztere vor. An manchen Stellen ist eine schwarmweise Gruppierung der Gesteine zu erkennen. Die im mittleren und untern Teile des Trümmerfeldes ziemlich kräftige Vegetationsdecke und die Karrenfurchen auf den Malmblöcken deuten auf ein hohes Alter des Bergsturzes hin; immerhin ist er postglazial.

2. Eine an der Südwand des Hengst deutlich erkennbare Nische ist das Abrissgebiet eines kegelförmigen Malmfelssturzes, der auf der Terrasse von Milchbühlen aufruht. Sein äusserer Rand wird durch mächtige Felsblöcke bezeichnet, die zum Teil an der hügelartig aufgewölbten Liaskante der Terrasse aufgebrandet sind.

3. Zwischen Steinweid und der Muotabrücke nördlich von Vordermettlen wird der Talgrund auf fast 1 km Länge völlig von Neocom-Kieselkalkblöcken bedeckt, die den Eindruck einer alten Bergsturzablagerung machen. Als Herkunftsgebiet darf wohl die Nische betrachtet werden, die nördlich von Steinweid in die Wand der Silbern eingeschnitten ist. Ein aus dieser Nische ausstrahlender Bachschuttkegel hat den südlichen Teil des Trümmerfeldes teilweise zugedeckt.

4. Südlich von Schwarzenbach liegen auf den Schutthalden am Ostabhange des Langgrates mächtige Malmblockmassen, die unzweifelhaft von Felsstürzen herrühren.

5. Auf der Terrasse von Waldialp breitet sich bei der Hütte 1390 m das Trümmerfeld eines kleinen vom Geissberg abgebrochenen Malmfelssturzes aus.

6. Auf dem Ostabhang des Wasserberges lehnt sich an die Felswand unter der Wasserbergalp ein ziemlich grosses Bergsturztrümmerfeld. Es beginnt oberhalb der Alphütte Gige (1437 m) und erstreckt sich nordwärts mindestens 300 m tief in den Wald hinunter, kann jedoch gegen die umliegenden Schuttbildungen, die zum Teil auch von kleinern Felsstürzen herrühren mögen, nicht scharf abgegrenzt werden. Neben der Alphütte Gige entspringt eine kräftige Quelle dem Bergsturzrande.

4. Bergstürze in der Ortstock- und Silberngruppe.

1. Der östlichste Teil der Glattalp ist hinter dem Glattensee von einem breiten, aus Malmblöcken bestehenden Trümmerfeld bedeckt. Es stammt aus einer deutlichen Nische an der Südwand der Kirchbergkette, breitet sich fächerförmig über den Abhang aus und zeigt am untern Rande noch eine geringe Aufbrandung gegen den Fuss der Ortstockkette.

2. Ein zweites Trümmerfeld von geringerer Ausdehnung lehnt sich nördlich vom Glattensee an die Malmwand der Kirchbergkette an. Es ist schwierig, zu entscheiden, ob die grobblockige Schutthalde durch einen einmaligen Felssturz oder mehrere kleine Stürze entstanden ist.

3. Im unteren Teil des Kratzerentälchens liegt ein kleiner, vom Nordabhang des Pfannenstocks abgebrochener Felssturz. Er besteht grösstenteils aus mächtigen Schichtpaketen der Zementsteinschichten, die in den verschiedensten Stellungen wirr durcheinanderliegen. Dazwischen und darüber sind kleinere und grosse Blöcke von Quintnerkalk gestreut.

4. Das am Südrande der Silbernalp liegende Silbernseeli ist ganz in ein grobes Öhrlikalkblockwerk eingebettet. Es stammt unzweifelhaft von der unmittelbar südlich vom See sich erhebenden, ganz aus steil nach S fallenden Öhrlikalkschichten aufgebauten Nordwand des Kratzerngrates. Man kann jedoch zweifeln, ob das Trümmerfeld durch einen Felssturz entstanden sei, da eine schuttkegelförmige Anlehnung an den Kratzerngrat und eine fächerförmige Ausbreitung des Schuttes fehlt, die Lagerung im Verhältnis zu den geringen Dimensionen des Trümmerfeldes zu flach und sein Umriss auffällig unregelmässig ist. Man könnte an Obermoräne denken, wenn nicht die Einheitlichkeit des Materiales und die lockere Lagerung der Blöcke gegen diese Annahme sprechen würden. Vielleicht sind die Trümmer über eine Schneehalde an ihren jetzigen Standort gerutscht.

5. Auf den Gehängeschuttmassen, die den Hintergrund des Bösbächitales erfüllen, liegt ein an die südliche Talseite angelehnter Haufen grober Malmblöcke, die vom Hintern Eggstock abgestürzt sein müssen.

6. Ein ziemlich grosser Bergsturz mit typischem Trümmerstrom liegt auf dem Oberstafel von Braunwaldalp. Das Abrissgebiet ist an der steilen, flachgeschichteten Südwand des Hintern Eggstocks in Form einer scharf umrandeten, flachen Nische deutlich zu erkennen. Sie liegt grösstenteils im untern Quintnerkalk; oben reicht sie noch in die in den Quintnerkalk der Axendecke eingeschaltete Mergelzone hinein, während ihre Basis von Schiltkalk und Dogger-Echinodermenbreccie gebildet wird. Das Material des Trümmerfeldes entspricht durchaus diesem Bau der Abrissnische. Die Felsmasse stürzte in südsüdöstlicher Richtung ab, brandete deutlich am «Schattenstock» empor und flutete dann, durch dieses Hindernis nach E abgelenkt, durch ein muldenförmiges Tälchen bis an die Ostkante der Terrasse hinaus. Der $1{,}_5$ km lange und bis 600 m breite Schuttstrom ist ringsum, besonders auf der Nordseite, scharf begrenzt und zeigt die für einen grossen Bergsturz charakteristischen welligen Terrainformen. Der Trümmerstrom bricht über der gegen Braunwaldalp Unterstafel abfallenden Liaswand so plötzlich ab, dass man vermuten muss, es sei ein Teil der Trümmer noch über die Wand hinuntergestürzt; doch findet man an ihrem Fusse keine Fortsetzung des Bergsturzes.

7. In der Geologischen Karte der Glarneralpen ist die Schuttdecke der Terrasse von Braunwald in ihrer Gesamtheit als Moräne dargestellt, weil ich in vielen kleinen Aufschlüssen gekritzte Geschiebe fand. Bei neuen Begehungen des Gebietes drängte sich mir immer mehr der Gedanke auf, die Hauptmasse der Schuttbildung möchte ein grosser alter Bergsturz sein. Von erhöhtem Standpunkt auf der Ostseite des Linthtales aus betrachtet, erscheint sie als ein grosser, konvex aufgewölbter Schuttfächer mit welliger Oberfläche, dessen schmales oberes Ende sich an das Westende des Kneugrates anlehnt. Bei einer nochmaligen Untersuchung des Südabhangs dieses Bergrückens überzeugte ich mich, dass an seinem westlichen Teil zwischen Braunwaldalp Unterstafel und P. 1859 m Lias und Dogger nicht wirklich anstehend sind, wie die Geologische Karte angibt, sondern einer vom Kneugrat und der Ostwand des Gumen abgebrochenen Rutschmasse angehören. Ihr Liasgebiet besteht grösstenteils aus hügel- oder turmartig aufragenden, durch kleine Mulden

und grabenförmige Vertiefungen getrennten und oft von klaffenden Spalten durchsetzten Schichtpaketen von Liassandkalk mit wechselnder Schichtstellung. Auch im Doggergebiet kommen grössere, einheitlich geschichtete, aber stark zerklüftete Felsmassen vor. Besonders der oberste Teil der Trümmerbildung ist eine einheitlich geschichtete, aber stark zerbrochene und auseinandergefallene und diskordant auf den anstehenden Lias und Dogger des Kneugrates anstossende Blockmasse. Im übrigen erscheint der 200 bis 300 m breite Doggerstreifen vorwiegend aus wirr durcheinandergeworfenen Blöcken und kleinen Trümmern von Eisensandstein und Echinodermenbreccie zusammengesetzt.

Für die Bergsturznatur des Geländes von Braunwald, von Braunwaldalp Unterstafel über Habegg und Gross Siten bis hinunter zum Lungensanatorium und Zillibach spricht ausser der Oberflächenform vor allem die schwarmweise Gruppierung der Gesteinsarten. So sieht man in den Weiden von Braunwaldalp Unterstafel bis in die Nähe der Sennhütten fast ausschliesslich Liasblöcke. Ganz aus Lias besteht auch das ganz bergsturzartig aussehende Blockwerk im Walde zwischen dem Hotel Alpenblick und dem Kirchlein. Ebenso scheinen die Trümmer im Gebiet zwischen dem Sanatorium und dem Brummbach fast ausschliesslich zum Lias zu gehören. Dagegen ist der Waldboden nördlich von den Alphütten von Unterstafel auf weiter Fläche ganz aus eckigen Malmblöcken zusammengesetzt. Daran schliesst sich bei den Sennhütten ein Trümmerschwarm von Dogger-Eisensandstein. Der Malm bildet auf dem Scheitel des Schuttgebietes zwischen Unterstafel, Habegg und Gross Siten ausgedehnte Blockschwärme mit bald einzeln, bald in kleinen Schwärmen eingestreuten Dogger- und Schiltkalkblöcken. Auch im ganzen südwestlichen Teil von Braunwald herrscht der Malm vor, stellenweise ein förmliches Blockmeer bildend, oft mit kleinen Schiltkalk- und Doggerschwärmen gemischt. Bei den im Herbst 1932 bei der Drahtseilbahnstation Braunwald ausgeführten umfangreichen Drainagearbeiten kamen in den 15—20 m tiefen Sickergräben fast ausschliesslich scharfkantige Trümmer von Liassandkalk und schwarzen Liasmergelschiefern zum Vorschein, an der Basis eine 60 cm dicke schwarze Lehmschicht, die vielleicht durch Verwitterung von zerriebenen Liasmergeln entstanden ist, und darunter Moräne mit gekritzten Geschieben.

Die Ostgrenze der Bergsturzablagerung verläuft von der Höhenquote 1859 m gegen das p des Wortes Braunwaldalp, bildet dann westlich über der Terrasse Ohren eine zungenförmige Ausbuchtung gegen N und steigt hierauf westlich von Rubschen und Strick zum äussern Rand der Braunwaldterrasse hinunter.

Der grossen Dimensionen der $3{,}_3$ km langen und bis $1{,}_5$ km breiten Trümmermasse und des darin reichlich vorhandenen Malms wegen kann als Herkunftsgebiet nicht einzig der westliche Teil des Kneugrates in Betracht kommen. Zum Abrissgebiet muss auch die grosse Nische gerechnet werden, die von Braunwaldalp Oberstafel bis auf den Kamm des Gumen hinaufreicht. Die östliche Fortsetzung des Vordern Eggstocks ist hier auf den ziemlich steil südfallenden Schichten der Schiltschiefer und des Doggers abgeglitten.

Dass grosse Teile der Trümmermasse von Moräne bedeckt sind, die vom Gletscher des Ortstock-Karrenalpgebietes abgelagert worden ist, wurde früher (p. 489) erwähnt. Wahrscheinlich fällt der Bergsturz in die Zeit zwischen Bühl- und Gschnitzstadium.

8. Auf dem alten Doggerblockwerk des grossen Braunwalder Bergsturzes sitzt am Westende des Kneugrates der noch sehr frisch aussehende, ebenfalls aus Doggerblöcken bestehende Trümmerkegel eines jüngeren Felssturzes, der von der Ostwand des Gumen abgebrochen und in der Furche zwischen dieser Wand und dem alten Bergsturz gegen Braunwaldalp Unterstafel hinuntergeflossen ist.

9. Der Hintergrund von Brächalp Oberstafel wird von einer grossartigen, ganz aus Malmtrümmern bestehenden Blockmasse erfüllt. Das mit Tannenwald bedeckte Trümmerfeld ist reich an grossen, wild durcheinandergeworfenen Blöcken und besitzt eine sehr unruhige, hügelige Oberfläche. Das Blockwerk ist unzweifelhaft von der hinter der Brächalp sich erhebenden Malmwand nördlich vom Bärentritt abgebrochen. Zwei an die Gehängeschutthalde angelehnte grobblockige Trümmerkegel stellen die Verbindung zwischen dem Haupttrümmerhaufen und dem Herkunfts-

gebiet her. Dicht hinter den Hütten von Brächalp Oberstafel entfliesst der Brächerbach dem Schuttfeld in grossen Quellen. Es ist im N sehr deutlich begrenzt, weniger scharf dagegen im E, wo es längs des Alpweges mit einer ebenfalls ganz aus eckigen Malmtrümmern bestehenden Schuttmasse zusammenhängt, die aber wahrscheinlich als Moräne aufzufassen ist, da sie weniger reich an grossen Blöcken ist, stärker von Vegetation bedeckt ist und schliesslich in die typischen Moränenwälle beim Brächseeli übergeht.

10. Auf der Terrasse, die von Brächalp Oberstafel um den Ostfuss des Ortstocks herumführt, liegt nördlich von Ortstafel ein an grossen Blöcken reiches Malmtrümmerfeld. Mitten in dem Blockwerk, das unzweifelhaft von der Malmwand des Ortstocks abgestürzt ist, erheben sich zwei gewaltige Felstürme, die «Teufelskirche», die der Hauptmasse nach aus Quintnerkalk, am Fusse aus Schiltkalk bestehen. Es ist fast unbegreiflich, wie die Türme abstürzen konnten, ohne in Blöcke zu zerfallen.

11. Eine kleine aus Malmtrümmern bestehende Blockhalde, die auf Riedalp Unterstafel auf anstehendem Lias liegt, macht den Eindruck eines ebenfalls vom Ortstock stammenden Felssturzes, könnte aber vielleicht auch eine erratische Blockanhäufung sein.

12. Westlich von Betschwanden ist der linksseitige Abhang von der Liaswand unter Braunwald bis ans Linthufer hinunter auf eine Breite von 900 m mit einer Trümmermasse bedeckt, die das Aussehen einer alten Bergsturzmasse besitzt. Sie muss von der darüberstehenden hohen Liaswand (obere Braunwalder Zwischendecke) abgestürzt sein, da ihre Blöcke ausschliesslich den Liasgesteinen angehören, die jene Wand aufbauen. Neben feinkörnigen eisenschüssigen Sandkalken kommen reichlich auch die für die Magereuschichten so charakteristischen Quarzsandkalke mit massenhaften grossen Quarzkörnern und ockergelben Kalksplitterchen vor. Die grösstenteils mit Wald bedeckte Trümmermasse springt deutlich über den Abhang vor, ohne jedoch seitlich besonders scharf gegen die benachbarten Schuttbildungen abgegrenzt zu sein. Merkwürdigerweise geht sie oben nicht, wie man erwarten sollte, allmählich in die an die Abrisswand angelehnte Schutthalde über, sondern baut hier, bei Erlenberg, einen wohl 20 m über deren Fuss aufragenden Trümmerhügel auf. Hier erreicht das Blockwerk seine grösste Wildheit; mächtige Blöcke und kleinere Trümmer sind wirr durcheinandergeworfen und schliessen klaffende Hohlräume zwischen sich ein.

Der von Braunwald über die Liaswand herunterstürzende Schlattbach hat hinter diesem Hügel einen kleinen Alluvialboden erzeugt und ist durch die Trümmermasse nach S abgelenkt worden. Im untern Teil der Bergsturzmasse entspringen mehrere starke Quellen, die den durch starken Kalktuffabsatz ausgezeichneten Marglenbach speisen und für die Wasserversorgung des Dorfes Rüti gefasst sind. Gegen die Talsohle hin beobachtet man zwischen den Liastrümmern häufig lehmige Erde und Malmgeschiebe, die wahrscheinlich der liegenden, vom Bergsturz aufgeschürften Moräne entstammen.

5. Bergstürze im Gebiete der Klausenstrasse.

1. Im Jahre 1899 löste sich von einem pfeilerartigen Vorsprunge an der Liaswand am Südabhange des Ortstocks eine beträchtliche Felsmasse los und überschüttete einen schmalen Weidestreifen der Alp Unterfrittern. Die Trümmer bilden jedoch keine geschlossene Schuttdecke. Einzelne grosse Blöcke sprangen bis zur Klausenstrasse hinunter.

2. Auf Unterfritternalp Vorderstafel liegt eine Schuttbildung, die wahrscheinlich nicht, wie die Geologische Karte (**360**) angibt, zu der den grössten Teil der Alp bedeckenden Moränendecke gehört, sondern eher die Ablagerung eines alten, vom Südabhang des Ortstocks stammenden Bergsturzes ist. Die Trümmermasse bildet einen über den Abhang vorgewölbten Schuttfächer mit welliger Oberfläche, der sich oberhalb der Hütte Vorderstafel kegelförmig verschmälert und mit seiner etwa 400 m breiten Basis bis zur Klausenstrasse hinunterreicht. Sie ist im E und W ziemlich scharf begrenzt und besteht fast ganz aus kleineren und mittelgrossen Malmblöcken, während in der angrenzenden Moränendecke der Lias vorherrscht. Bloss im mittleren und obern Teil des Trümmerfeldes bemerkt man auch eine erhebliche Zahl von Liasblöcken.

3. Im östlichsten Teile des Urnerbodens, zwischen Unterster Wang, Argseeli und Mattenwang, ragen auf einer $1{,}_5$ km langen Strecke zu beiden Seiten der Strasse und zum Teil noch auf der Südseite des Fätschbaches mächtige Malmblöcke aus dem Alluvialboden heraus. Sie bilden streckenweise eine fast geschlossene Trümmerdecke und bauen im östlichsten Teile zwischen Strasse und Fätschbach mehrere isolierte, bis 10 m hohe Hügel auf. Neben typischem Quintnerkalk kommen darin ziemlich viele Blöcke von gelblichgrau angewittertem, zum Teil auch deutlich geflecktem Schiltkalk und hie und da ein Stück Lias oder Dogger vor. Dagegen fehlen die Kreide- und Eocängesteine der Claridenkette, besonders auch die für die Moränen des Klausengebietes so charakteristischen grünen Taveyannazsandsteine völlig; auch lässt sich keine Spur von gerundeten oder gekritzten Geschieben auffinden. Die Schuttbildung kann also keine Moräne sein, vielmehr weisen die Einheitlichkeit des Gesteinsmaterials, die eckigen Formen der Blöcke und ihre wirre Lagerung darauf hin, dass sie zum Trümmerfeld eines grossen alten Felssturzes gehören. Die Blöcke und Trümmerhügel bilden den äussern Saum eines mächtigen Schuttkegels, der unterhalb Sali am Ostabhang der Jägernstöcke aus einer breiten Nische in der Liaswand herausstrahlt. Auf den ersten Blick möchte man zwar diesen Schuttkegel seiner regelmässigen Form wegen als Ablagerung des aus jener Nische herunterfliessenden Baches betrachten. Da er jedoch in seinem mittleren Teile immerhin ziemliche Unebenheiten und mächtige Blöcke aufweist, die kaum von dem kleinen Bache transportiert worden sind, und überdies oben nicht mit einer Spitze, sondern mit einer breiten Trümmerhalde endigt, gehört er wohl in seiner Hauptmasse zu dem Bergsturze, dem die Trümmerhügel der Talsohle ihre Entstehung verdanken. Durch die Ablagerungen des Baches sind seine Unebenheiten teilweise ausgeglichen worden, so dass er jetzt einen wirklichen Bachschuttkegel vortäuscht. Da der Lias im Bergsturzschutt nur spärlich vertreten ist, war die genannte Bresche in der Liaswand unter Sali zur Zeit des Bergsturzes wahrscheinlich schon vorhanden. Sein eigentliches Abrissgebiet liegt an der Malmwand über Sali.

Der ebene, stellenweise etwas torfige Alluvialboden, der sich hinter dem Bergsturzriegel bis zur Spittelrüti erstreckt und auf $1{,}_5$ km Länge nur um zirka 10 m ansteigt, während der Fätschbach innerhalb des Trümmerfeldes auf derselben Länge um etwa 30 m fällt, darf wohl als eine Stauwirkung des Bergsturzes betrachtet werden.

4. Viel auffälliger als das flache Trümmerfeld von Argseeli legt sich bei der Kapelle, wo die Hauptsiedelung des Urnerbodens liegt (Kapelle, Poststation, Gasthäuser), ein Trümmerwall quer über die ganze Breite des Tales. Es ist begreiflich, dass der wohl 30 m hohe dammartige Querriegel früher als ein Endmoränenwall angesehen werden konnte (**351,** Alb. Heim, 1885). Die nähere Untersuchung zeigt jedoch, dass er ebenfalls eine alte Bergsturzmasse ist. In den allerdings nur spärlich vorhandenen Aufschlüssen fehlen gerundete oder gekritzte Geschiebe völlig; die Trümmer sind durchaus eckig und scharfkantig. Ganz besonders wird die Bergsturznatur des Querriegels durch die Gesteinsarten des Schuttes bewiesen. Die Kreide- und Eocängesteine der Claridenkette fehlen darin völlig, das Hauptmaterial bilden die verschiedenen Gesteinstypen aus dem untern und mittleren Teil des Lias der Axendecke (eisenschüssige Sandkalke, Echinodermenbreccien, gelb anwitternde tonige Kalke und glänzende Mergelschiefer). Daneben scheinen auch Eisensandsteine des Doggers vorzukommen. Der Malm, der auf beiden Talseiten in grossen Massen ansteht, fehlt im Trümmerwall fast ganz; einzig an seinem Ostrande fand ich ziemlich viele kleine Stücke von Quintnerkalk, die durch den Bergsturz vom Untergrund aufgeschürft und mitgerissen worden sein mögen.

Das Trümmermaterial beweist, dass der Schutthügel aus der Liaswand der Jägernstöcke herausgebrochen ist, die in der Tat zwischen den Terrassen von Zingel und Lecki eine auffallende Bresche zeigt (Tafel 17, Figur 5). Eine in diese Nische hinaufreichende, konvex über den Abhang vorgewölbte Trümmerhalde, die im mittlern und untern Teil mit mächtigen Liasblöcken bestreut ist und unten an der Klausenstrasse mit einem Gefällsbruch in den Bergsturzriegel übergeht, stellt die Nachhut des Schuttstromes dar. Da der Querriegel bis an die rechtsseitige Talwand hinüberreichte, musste der Fätschbach durch den Bergsturz aufgestaut und zur Geschiebeaufschüttung gezwungen werden. Als Rest des entstandenen Staubodens dürfen wir wahrscheinlich den Hergersboden betrachten, eine an den Südwestrand des Trümmerwalles sich anlehnende Terrasse, die mit

einem mehrere Meter hohen Steilbord zur heutigen Alluvialebene des Fätschbaches abfällt. Der Bach hat auf der rechten Talseite zwischen Bergsturz und Anstehendem sich wieder einen schmalen Durchgang verschafft.

5. Auf Bödmeralp westlich von der Klausenpasshöhe liegt dicht östlich vom Bödmerstöckli eine an grossen Blöcken reiche Malmtrümmermasse, die offenbar von der Südwestwand des Glatten abgestürzt ist. Die Abbruchstelle ist an der Wand in Form einer direkt über dem Trümmerfeld liegenden Nische deutlich erkennbar.

6. Ein ausgedehntes Blockwerk beginnt bei der Strassenkehre zwischen der obern und der untern Balm und zieht sich am Abhang bis gegen die Balmerbänder hinauf. Es besteht grösstenteils aus Malm und enthält viele mächtige Blöcke; Dogger und Lias fehlen nicht, sind jedoch meist nur durch kleinere Trümmer vertreten. Eine durch den Strassenbau angeschnittene, hartzementierte Malmbreccie gehört wahrscheinlich auch zu diesem Felssturz, könnte vielleicht aber auch älterer Gehängeschutt sein. Als Abrissgebiet darf man wohl die Nische am Balmergrätli (2220 m) betrachten.

6. Bergstürze in der Claridenkette.

1. Die mächtigen Felsblöcke, in deren Schutz die Alphütte von Kammeralp Oberstafel steht, bilden den Ostrand eines Trümmerfeldes, das den westlichen Teil der kleinen Alpterrasse bedeckt. Neben Seewerkalk, der das Hauptmaterial der Sturzmasse bildet, sind auch Hauterivien-Kieselkalk, Blöcke der Drusbergschichten, Nummulitenkalk und Flyschschiefer vertreten. Das Herkunftsgebiet ist die Nische auf der Nordseite des Kammerstockgipfels.

2. Ein kleiner Felssturz, der vom Kamme zwischen Kammerstockgipfel und Fisitenpass herkam, hat die südlich darunterliegende Weidefläche mit mächtigen Seewerkalkblöcken überschüttet. Der Felsturm, von dem sie sich losgelöst haben, droht nachzustürzen; eine breite Absenkungskluft trennt ihn bereits vom festen Gebirge.

3. Auf der Alp Altenoren wird westlich von den Hütten Oberstafel und Burg die Alpweide von einem grossen Felssturz überdeckt, der vom Rotstock abgebrochen ist. Das Sturzmaterial ist teils hellgrauer Troskalk, teils ziemlich dunkelgrauer, aber stets mechanisch stark deformierter Malmkalk und ist durchaus identisch mit dem Gestein, das den mächtigen Gipfelklotz des Rotstocks bildet. Eine starke Quelle entspringt westlich von der Hütte Oberstafel dem Bergsturzrande.

7. Bergstürze in der Hausstock-Sardonagruppe.

1. Bei der Schäferhütte auf Nüschenalp liegen mächtige Blöcke eines Felssturzes, der vom Muttenwändli abgebrochen ist.

2. Die Moränen auf Wichlenalp Oberstafel sind mit den Trümmern eines Felssturzes überschüttet, der sich im Winter 1881/82 hoch oben am Leiterberg unter P. 2420 m ablöste. Die aus Flyschsandstein und Dachschiefern bestehende Felsmasse stürzte zunächst in den vom Abhang des Mättlenstocks herkommenden Bach hinunter, floss durch das Bachbett hinaus nach E, brandete an dem Moränenhügel 1580 m empor und strömte, durch dieses Hindernis abgelenkt, noch eine Strecke weit nordwärts nahe bis zur Einmündung des von Wichlenmatt herkommenden Baches. Die Trümmermasse entwickelte trotz ihrer relativ geringen Dimensionen eine so grosse Beweglichkeit, weil sie stark mit Schnee vermischt war. Unter dem Schutte fallen eine Menge Blöcke auf, die fast ganz aus Bergkristallen zusammengesetzt sind. Es sind Quarzmassen, die grosse Klüfte im Flyschsandstein ausfüllten.

3. Ein prachtvoller Bergsturz von ziemlich grossen Dimensionen bedeckt den untersten Teil der Jätzalp (Tafel 25, Figur 6). Die Abbruchnische an der hohen Malmwand des Glarner Vorab ist noch ziemlich deutlich erkennbar. Die Felsmasse stürzte in nordwestlicher Richtung in den Talkessel des Alpstafels Loch hinunter, breitete sich dort fächerförmig aus und strömte nordwärts bis gegen das enge Felsentor hinaus, durch welches das Tal der Jätzalp auf das Sernftal aus-

mündet. Der Jätzbach wurde durch den Bergsturzkegel ganz an die linke Talwand hinübergedrängt. Der über 1 km lange Schuttstrom gliedert sich deutlich in zwei Teile, in die im Talgrunde bei Loch liegende Hauptmasse und in die oberhalb des Kreide-Nummulitenbandes, das als ziemlich hohe Steilmauer das Tal durchquert, liegen gebliebene Nachhut. Ein schmaler Trümmerkegel, den der Panixerpassweg benutzt, um jene Steilstufe zu überwinden, verbindet die beiden Teile des Ablagerungsgebietes.

4. Ein kleines, aus Malmblöcken bestehendes Trümmerfeld liegt auf der Terrasse Walenboden oberhalb Jätzalp Oberstafel und reicht noch über den Panixerpassweg hinaus an den Fuss des Rinkenkopfs hinauf, von dem die Felsmasse abgebrochen sein muss.

5. Ein kleiner Malmfelssturz ist von der Südseite des Kalkhorns niedergegangen und hat an seinem Fusse einen scharf umrandeten grobblockigen Trümmerkegel aufgeschüttet (Tafel 25, Figur 4).

6. Eine ziemlich ausgedehnte grobblockige Verrucanotrümmerhalde im obersten Teil von Alp Ranasca ist die Ablagerung eines Felssturzes, der am Grate nordöstlich vom Rotstock abgebrochen ist.

7. Der Bergsturz von Elm ist der grösste historische Bergsturz in den Glarneralpen. Das Ereignis ist besonders von Albert Heim aufs eingehendste geschildert worden und gab ihm Anlass zum Studium und zur Darlegung der Gesetze der Bergsturzbewegung (vgl. **82, 83, 84, 85, 88, 388**). Ich beschränke mich hier auf die Erwähnung der wichtigsten Tatsachen.

Durch einen als Tagbau betriebenen Schieferbruch war der Steilhang des Tschingelberges südöstlich von Elm derart untergraben worden, dass sich hoch oben im Tschingelwald unterhalb Stäfeli eine Bruchspalte ausbildete, die im Laufe des Jahres 1881 rasch an Länge und Tiefe zunahm. Sonntag, den 11. September, nach längerem Regenwetter, stürzte die gelockerte Felsmasse ab. Nachdem schon im Laufe des Nachmittags zwei kleinere Abstürze stattgefunden hatten, die das Schiefermagazin des Steinbruchs und mehrere Häuser im Untertal verschütteten, erfolgte abends um 5 Uhr 36 der Hauptsturz. Eine Felsmasse von etwa 10 Millionen Kubikmeter Inhalt stürzte zunächst einige hundert Meter hoch fast senkrecht auf eine Terrasse, von wo aus sie einen Sprung durch die Luft ins Untertal hinunter machte. Dann brandete sie, als Trümmerstrom dem Boden entlang fahrend, etwa 100 m hoch an den gegenüberliegenden Düniberg hinauf und fuhr nun, durch dieses Hindernis etwa 55° nach links abgelenkt, als Trümmerstrom auf dem fast horizontalen Talboden noch $1{,}_5$ km nach N talauswärts. Durch den Bergsturz wurden 115 Menschen verschüttet und 83 Gebäude zerstört. Das Abrissgebiet ist 450—500 m breit, zirka 250 m hoch und etwa 100 m tief. Der obere Abrissrand liegt zirka 600 m über der Talsohle. Das Abrissgebiet stellt eine unregelmässige, flachmuschelige Nische dar und liegt im untern Teil in dünnblättrigen, etwa 30° gegen SE fallenden Dachschiefern, zwischen welche vereinzelte dünne Sandsteinlagen eingeschaltet sind, im mittleren und obern Teil in den weichen Schiefern der Blattengratschichten, die einige Nummulitenbänke enthalten. Der Trümmerstrom war ringsum sehr scharf begrenzt und bedeckte ein Areal von 58 ha.

Der nördlich vom Untertal liegende Teil des Trümmerfeldes wurde bald nach dem Bergsturze, eine andere Partie im Untertal im Jahre 1912 urbarisiert [1]), was das weiche schieferige Material des Bergsturzes leicht gestattete. So breiten sich heute an Stelle des wüsten Trümmerfeldes wieder fruchtbare grüne Wiesen aus. Nur ein gewaltiger Schieferblock, der gleichsam als Denkmal stehen gelassen wurde, erinnert hier noch an die Katastrophe; dagegen liegen im östlichen Teile des Untertales und am Düniberg noch unveränderte Reste des Trümmerfeldes (Tafel 27, Figur 2).

8. Seit längerer Zeit wird das Dorf Linthal durch einen Bergsturz vom Kilchenstock her bedroht. Die absturzdrohende Felsmasse bildet das Nordwestende des Scheitelgrates und wird im S durch den steilwandigen Einschnitt der Geissruns, im NE von dem gegen das Durnachtal und die Gehrenruns abfallenden Steilhang begrenzt. Sie beginnt in etwa 1540 m Höhe und reicht mit einer durchschnittlichen Böschung von 38° bis zu 1700 m hinauf. Sie besteht wie der ganze Kilchen-

[1]) Die Karte gibt ohne Rücksicht auf diese Urbarisierung den ursprünglichen Umfang der Bergsturzablagerung an.

stock aus Altdorfersandstein mit spärlichen Dachschieferlagen, deren Schichten mit 5—10° Neigung bergeinwärts gegen SE fallen. Die ganze Felsmasse ist stark von Klüften durchsetzt, weshalb schon seit Jahrzehnten Abbröckelungen gegen die an ihrem Rande beginnenden Runseneinschnitte (Geissruns, Hochätsch und Krummätsch, Tiefruns und Gehrenruns) stattgefunden haben. Im Jahre 1926 mehrten sich diese Ablösungen, so dass der Gedanke aufkommen musste, es bereite sich ein Bergsturz vor. Es entstanden nicht nur viele kleine Querrisse, sondern am obern Ende und an den Seitenrändern eine Abrissspalte, die beweist, dass die ganze von ihr umrandete Felsmasse in langsamer talwärts gerichteter Bewegung begriffen ist. Die seit 1927 unter der Oberaufsicht des eidgenössischen topographischen Bureaus durchgeführten periodischen Bewegungsmessungen einer Reihe von Fixpunkten zeigten, dass die Bewegung sich jeweilen im Sommer und Herbst steigert, im zweiten Teil des Winters aber abnimmt oder fast zum Stillstand kommt, weil infolge des Frostes die Wasserzufuhr nach der Gleitfläche aufhört. Im Sommer 1927 wurde für den mittleren Teil der Rutschmasse eine Bewegung von 36 mm pro Monat, im Sommer und Herbst 1928 eine solche von durchschnittlich 49 mm pro Monat festgestellt. Ende Oktober 1930 steigerte sich die Bewegung im mittleren Teil auf 1 cm pro Tag, weshalb der Regierungsrat auf den dringenden Rat der geologischen Experten im November 1930 die Räumung des bedrohten Dorfteiles anordnete. Im folgenden Winter hörte die Bewegung wieder fast ganz auf, setzte aber im Frühjahr 1931 aufs neue ein. Seit Oktober 1930 gliederte sich die Rutschmasse immer deutlicher in einen untern, rascher bewegten, und einen obern, langsamer rutschenden Teil. Im untern Abschnitt, der vom obern durch einen bis zu 1600 m hinaufreichenden Abrissbogen getrennt ist, erreichte die Bewegung im Juli 1932 25—30 mm pro Tag und steigerte sich an einzelnen Punkten im Oktober auf 200 mm, am 5. November sogar auf 226 mm. Den ganzen Sommer und Herbst hindurch lösten sich vom Rande der Rutschmasse fast täglich kleinere und grössere Steinschläge ab. Am 6. und 7. November 1932 stürzten in Form von vielen kleineren und grösseren Steinlawinen etwa 20,000 m³ vom Stirnrande der Felsmasse ab. Die Sturzmassen blieben jedoch wie die früheren Steinschläge auf dem Bergabhang liegen; nur wenige Blöcke vermochten den Talgrund zu erreichen.

Die bewegte Felsmasse besitzt eine Oberfläche von etwa 25,000 m². Ihr Kubikinhalt lässt sich nicht genau feststellen, weil die Tiefenlage der Gleitfläche nicht bekannt ist. Nimmt man an, sie liege 20 m unter der Oberfläche, so ergibt sich ein Kubikinhalt von rund 500,000 m³. Da das Abrissgebiet rund 1000 m über dem Dorfe liegt und die mutmassliche Sturzbahn eine durchschnittliche Neigung von 40—45° besitzt, so würde der auf einen Schlag erfolgende Absturz der Felsmasse gewiss katastrophale Zerstörungen bewirken. Man hofft, sie werde sich in mehreren kleinen Stürzen ablösen oder wie bisher allmählich abbröckeln. Um das Dorf Linthal gegen solche kleinere Abstürze und gegen die Muhrgänge zu schützen, welche bei starken Niederschlägen das in den Runsenbetten angehäufte Felssturzmaterial auf die Talsohle herunterbringen, ist im Jahre 1930 am Ostrande des Dorfes ein 650 m langer Schutzdamm erstellt worden (vgl. dazu Alb. Heim, **388**, p. 190—196 und p. 214—217).

8. Bergstürze in der Kärpfgruppe.

1. Auf der Nordseite der Kühbodenruns wird auf Bränderberg, Unter- und Mittler-Kühbodenalp der anstehende Flysch auf langer Linie von einem ziemlich breiten Schuttstreifen bedeckt, der mit seinen wirr gelagerten Dachschiefer- und Sandsteintrümmern den Eindruck einer alten Felsrutschung macht. Nördlich von Mittel-Kühbodenalp lehnt er sich an eine kahle Felsfläche an, die aus steil nach SE fallenden Dachschiefer- und Sandsteinplatten besteht. Am untern Ende reicht das Schuttfeld, fächerförmig nach N umbiegend, bis in die Sohle des Sernftales hinunter.

2. Im Diestale fällt uns auf dem Nordabhange des Saasberges ein grosses Blockwerk auf, das von der Malm-Kreidewand der Saasbergplatte abgebrochen sein muss, da es ganz aus ihren Gesteinen besteht. Es bedeckt den Flyschhang auf eine Breite von 500 m und reicht von der Kalkwand bis in die Sohle des Diestales hinunter. Ein Aufbranden am gegenüberliegenden Abhang und ein talauswärtsgerichteter Schuttstrom ist jedoch nicht zu bemerken. Die Trümmerbildung erscheint so als grobblockige Schutthalde, ist aber durch die Grösse der Trümmer, die bedeutenden

Unebenheiten ihrer Oberfläche und ihre scharfe Umrandung als Felssturz gekennzeichnet. Eine auffällige Erscheinung sind zwei im oberen Teile des Schuttfeldes stehende mächtige Felstürme. Auf der Scheitelfläche des Saasberges beobachtet man östlich von der Alphütte nahe am Plateaurande eine ziemlich lange, breitklaffende Absenkungskluft, die den Eindruck erwecken könnte, es würde sich hier ein neuer Felssturz vorbereiten. Sie scheint jedoch sehr alt zu sein und seit langer Zeit sich nicht verändert zu haben und gibt daher kaum zu ernstlicher Besorgnis Anlass.

3. Ein hübscher kleiner Felssturz liegt am Ostfusse des Bützistocks (Tafel 24, Figur 4). Er ist von dessen Gipfelmauer abgebrochen und als scharf begrenzter Schuttstrom durch die flache Mulde zwischen dem Gipfel und der Kühtalmatt bis an den obern Rand des ins Diestal abstürzenden Steilhanges hinausgeflossen. Das hell grünlichgraue, grobe Quarzporphyrblockwerk bildet mit dem angrenzenden violettroten Verrucano der Kühtalmatt einen wirkungsvollen Farbenkontrast.

4. Die sechs Felsstürze, die ich auf dem Westabhang von Gandstock, Karrenstock und Berglihorn notiert habe, sollen hier nicht einzeln beschrieben werden, da sie alle ungefähr dieselben Erscheinungen darbieten. Es sind grobblockige Trümmerhalden, von denen einzelne vielleicht als durch allmähliche Abbröckelung der rauhen Verrucanogipfel entstandene Gehängeschuttbildung betrachtet werden könnten. Es scheinen aber doch auf einen Schlag gestürzte Felsmassen zu sein, da sie mit ihrem groben Blockwerk, ihrer scharfen Umrandung und der Art, wie sie sich den welligen Formen der Unterlage anschmiegen, durchaus an echte Felsstürze erinnern. Besonders schön zeigt die Erscheinung der Trümmerströmung das schmale, langgestreckte Schuttfeld, das sich vom Nordwestabhang des Karrenstocks durch das Tälchen zwischen Karrenstock und Gandstock gegen das Niederental hinunterzieht. Es enthält, namentlich im untern Teile, viele gewaltige Blöcke, darunter solche von über 1000 m³. Der gegen Mettmen herunterfliessende Bach entspringt als grosse Quelle dem Rande des Schuttstromes. Das Blockwerk dieser Trümmerfelder gehört grösstenteils den Eruptivgesteinen der Kärpfkette an. So besteht der vorhin erwähnte Felssturz fast ausschliesslich aus Blöcken des grünlichgrauen Quarzporphyrs, der im Sockel des Karrenstocks ein mächtiges Lager bildet, während in den Schuttfeldern am Westabhange des Gandstocks der violettgraue Melaphyr vorwiegt.

5. In der Nacht vom 9. auf den 10. September 1926 stürzte aus dem Felsbande, in welchem sich die Stollen des Landesplattenberges bei Engi befinden, eine beträchtliche Dachschiefermasse ab und überschüttete den darunterliegenden Abhang und den schmalen Talbodensaum zwischen diesem Abhang und dem Sernf. Der dadurch verursachte Kulturschaden war nicht sehr gross, weil die Trümmermasse grösstenteils auf der Schutthalde liegen blieb, die bereits mit dem Schieferschutt des Bergwerks bedeckt war. Die Südgrenze des Abrissgebietes wird von der Plattenbergrunse gebildet; im N hat sich die Sturzmasse vom anstehenden Fels in einer 25—30 m hohen Fläche abgetrennt. Die Rückwand der Abrissnische ist ein glattes, senkrechtes Felswändchen von etwa 25 m Höhe. Nach dem von Herrn Geometer Wild in Glarus erstellten Situationsplan des Felssturzgebietes in 1 : 1000 ist die Basis der Abrissfläche 120 m lang und steigt von 1020 m Höhe im S auf 1045 m im N, während die obere Abrisskante von 1070 m im S auf 1088 m im N ansteigt. Das Ablagerungsgebiet besitzt eine grösste Breite von 210 m; sein unteres Ende liegt genau in 800 m Höhe. Das ganze Sturzgebiet besitzt also eine Höhenausdehnung von 288 m. Die abgestürzte Masse hat nach der Berechnung von Herrn Geometer Wild einen Inhalt von rund 90,000 m³.

Wie beim Bergsturz von Elm von 1881 und dem Felssturz bei Mühlehorn von 1924, so muss auch hier der Bergwerksbetrieb als Hauptursache des Felssturzes angesehen werden. Der mittlere Teil der Sturzmasse war durch einen grossen Stollen, das etwa 70 m tief in den Berg hineinreichende «Altmannsloch», unterhöhlt. An ihren beiden Rändern lagen die grössten Stollengebiete, am Südrande das bis 70 m breite, aus vier parallelen, 120—130 m langen Stollen und vielen Querverbindungen bestehende «Kreideloch» und am Nordrande das ebenfalls etwa 130 m lange und bis 80 m breite Stollengebiet des «Brämenlochs» und des «Kellers». Es ist klar, dass die Standfestigkeit des Gebirges infolge dieser tief in sein Inneres hineingreifenden und hohen Hohlräume leiden musste.

Dazu kommt, dass durch den ziemlich tiefen Einschnitt der Plattenbergrunse der Zusammenhang mit dem südwärts folgenden Gebirge unterbrochen war. Sehr begünstigt wurde das Ausgleiten der unterhöhlten Felsmassen durch die lokalen geologischen Verhältnisse (Figur 88). Im ganzen Bergwerksgebiet und am darüberliegenden Abhang fallen die Schieferplatten mit etwa 20° Neigung gegen SE, also gegen das Tal. Namentlich aber wurde die Abtrennung der Sturzmasse durch den Umstand erleichtert, dass die ganze Schiefermasse von zahlreichen annähernd senkrechtstehenden und parallel zur Talrichtung verlaufenden tektonischen Klüften durchschnitten wird. Eine dieser an der nördlichen Uferwand der Plattenbergrunse deutlich sichtbaren Klüfte begann schon vor Jahren sich zur klaffenden Spalte zu erweitern und ist nun zur Abrissspalte des Felssturzes geworden. Im Sommer 1926 verlängerte sie sich nach unten, wobei sie, in zackig gebrochener Linie die Schiefer durchschneidend, zu flacher gegen das Tal fallender Stellung umbog und schliesslich im Stollenhintergrund im mittleren Teil des Bergwerks als schmaler Riss sichtbar wurde. Man sah ein, dass ein Felssturz nahe bevorstehe, und organisierte einen sorgfältigen Beobachtungsdienst. Die Abrisskluft erweiterte sich oben in der Woche vor dem Absturz täglich um 1—1,5 mm; in der folgenden Woche steigerte sich die Bewegung rasch und betrug am Tage vor dem Absturz etwa 1 mm per Stunde. Am Abend des 9. September, vier Stunden vor dem ersten Abbruch, der um 22 Uhr erfolgte, war die Abrissspalte an ihrem obern Rande etwa 50 cm breit. Der Hauptsturz trat am 10. September, morgens 5 Uhr 15, ein.

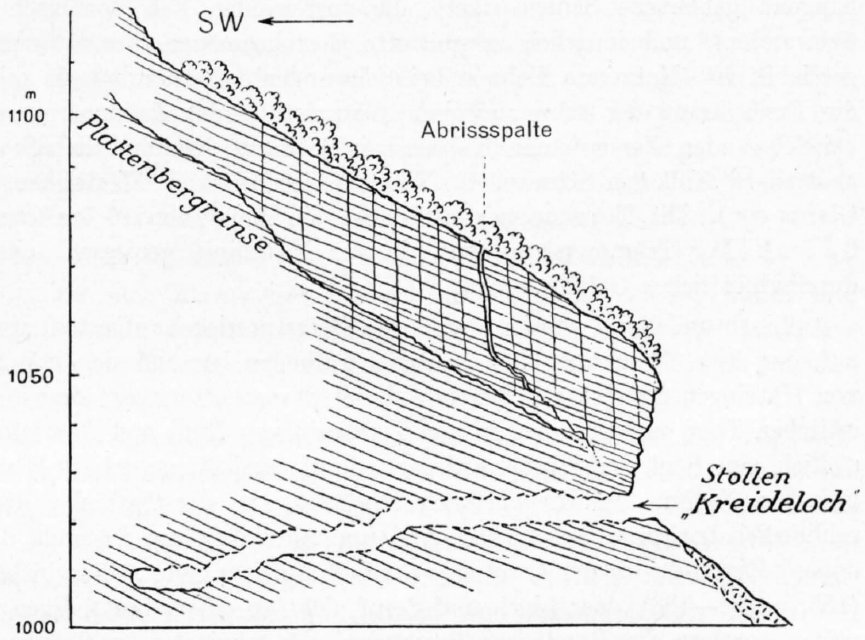


Fig. 88. **Profil durch das Abrissgebiet des Felssturzes am Landesplattenberg bei Engi vom 10. September 1926.**

Nach einer am Vorabend des Sturzes aufgenommenen Skizze und nach dem Situationsplan des Bergwerkgebietes 1 : 1000 des kantonalen Ingenieurbureaus konstruiert.

Man hatte befürchtet, der Felssturz könnte den Sernf verschütten oder sogar die östlich davon liegende Häusergruppe mit der Werkstätte und dem Magazin des Bergwerks erreichen. Die Trümmermasse blieb jedoch in 20 m Entfernung vom Sernfufer stehen. Eine durch die Abrisskluft ebenfalls abgetrennte, aber nicht mitgestürzte, ziemlich grosse Schiefermasse am Nordrande des Abrissgebietes wurde nach dem Felssturz durch Sprengung allmählich abgetragen.

9. Die Bergstürze bei Glarus.

Die grossen Bergsturzmassen, die im Linthtale zwischen Schwanden und Netstal und im unteren Teile des Klöntales liegen, sollen hier nur kurz besprochen werden, da sie früher (**136, 155, 307**) schon ausführlich beschrieben worden sind.

1. Der Bergsturz von Glärnisch-Guppen. Die Hügelmasse, die den ganzen Talgrund zwischen Schwanden und Glarus auf eine Länge von 5 km bedeckt, stellt die Ablagerung eines grossartigen Bergsturzes dar, der auf der Ostseite des Glärnisch abgebrochen ist. Er lehnt sich oberhalb Schwändi zu beiden Seiten der Guppenruns schuttkegelartig an das Abrissgebiet, die grosse Nische zwischen Vrenelisgärtli und Vorderglärnisch, an (Tafel 16, Figur 2). In der ganzen

Abrissnische fallen die Schichten bergeinwärts. Sie umfassen untere Kreide, Malm, Dogger und Lias der Axendecke, Malm, Dogger, Trias und Verrucano der Mürtschendecke und das Eocän der Glarnerdecke. Die gewaltige Trümmermasse stürzte zunächst von der Guppennische her über die Gegend von Schwändi und Mitlödi quer über das Linthtal hinüber und prallte im Gebiet des heutigen Dorfes Sool auf die jenseitige Talwand auf, wo ein Teil des Schuttes in Form einer mächtigen Brandungswelle, deren Kamm bis 230 m über den heutigen Talgrund hinaufreicht, stehen blieb. Die Hauptmasse des Schuttstromes wurde talauswärts nach N abgelenkt, wobei seine Mittellinie sich in auffälliger Weise wieder dem Fusse des Vorderglärnisch näherte. Der Trümmerstrom kam zur Ruhe, als seine Spitze den Südrand des heutigen Glarus erreicht hatte.

Im Innern der Schuttmasse liegen, wie in andern grossen Bergstürzen, grössere, zusammenhängend gebliebene Schichtpakete, die anstehenden Fels vortäuschen (Tithonfels beim Kalkofen Schwanden), und innerlich zersplitterte Gesteinsmassen, deren ursprüngliche Schichtung erhalten geblieben ist (Malm am Föhnen bei Schwanden). Ferner hat sie mit andern grossen Bergstürzen die Erscheinung der schwarmweisen Gruppierung der Trümmer gemein (Verrucano im Eichwald bei Schwanden, Zementsteinschichten bei Lassingen, Nummulitenkalk an der Guppenrunse und beim ehemaligen Kalkofen Schwanden, Neocom-Kieselkalk am Westabhang des Soolhügels, Troskalk bei Glarus etc.). Die Trümmermasse bedeckt ein Areal von 10 km² und hat einen Inhalt von etwa $0{,}_8$ km³. Der Trümmerstrom hat, in der Mittellinie gemessen, eine Länge von 7 km und ein durchschnittliches Gefälle von 6° 30′.

Linth und Sernf wurden durch den Bergsturzriegel aufgestaut und schütteten einen Stauboden auf, der etwa 70 m über dem heutigen Talboden lag und sich von Schwanden bis in die Gegend von Hätzingen erstreckte. Überreste dieser Stauschottermasse sind in der grossen Kiesterrasse Matt zwischen Thon und Nidfurn, in den Terrassen von Bühl und Oberbühl bei Schwanden, am Abhang südlich von Sool, im Winkel zwischen Sernf- und Niederenbach [1]) und auf dem linken Linthufer zwischen Nidfurn und Leuggelbach erhalten. Aus der Tatsache, dass die Stauschotter fast ausschliesslich horizontal geschichtet sind und nur lokal (am Südende der [heute nicht mehr vorhandenen] Kiesgrube an der Landstrasse bei Nidfurn) schiefe Deltaschichtung zeigen, schloss ich früher (**155,** p. 134—136), dass Linth und Sernf nicht zu einem beständigen tiefen Bergsturzsee aufgestaut waren, sondern am Rande des Bergsturzriegels versiegten, nachdem sie auf dem dahinterliegenden Talboden ihre Geschiebe abgelagert hatten. Zugunsten dieser Anschauung schien mir auch die auffällig hohe Lage der obersten Staukiesterrassen zu sprechen. Andererseits ist es aber wenig wahrscheinlich, dass die beiden wasserreichen Flüsse durch den mehrere Kilometer breiten Bergsturzwall durchsickern konnten. Bei den Grabarbeiten für die Druckleitung des Sernf-Niederenwerkes (1930/31) kam östlich von der Mündung des Niederenbaches am Fusse der Staukiesmasse eine von der Talsohle etwa 20 m hoch hinaufreichende blaugraue, geschiebefreie Lehmmasse zum Vorschein, offenbar eine Schlammablagerung in dem Stausee, der hier wenigstens in der ersten Zeit nach dem Bergsturz vorhanden gewesen sein muss.

Am Nordrande der Bergsturzablagerung erscheinen in Schuttgruben beim Schützenhaus Glarus, bei der chemischen Fabrik in Ennenda und in einer Schuttgrube an der Strasse bei Hohlenstein unter dem Bergsturzschutte Reste von Grundmoräne des Linthgletschers, die durch den Bergsturz

---

[1]) Die Bergsturzkarte (**357**) wie auch die Geologische Karte der Glarneralpen geben an dieser Stelle nur Moräne an. Aus neueren Beobachtungen muss ich jedoch schliessen, dass die Hauptmasse der Schuttbildung im Winkel zwischen Sernf und Niederenbach ein Rest der grossen Stauschottermasse ist. Man beobachtet zwei gut ausgeprägte übereinanderliegende Terrassen, deren obere mit der Kiesterrasse von Untersool ziemlich genau in gleicher Höhe liegt. Sie sind zwar mit rezentem Gehänge- und Runsenschutt etwas überschüttet; aber in einigen frischen Erosionsfurchen sah ich schon vor Jahren Sand- und Kieslagen zutage treten. Die umfangreichen Aufschlüsse, die im Jahr 1932 beim Bau der Niederentalstrasse entstanden, beweisen nun klar, dass diese Schuttbildung zu den Staukiesmassen gehört. Am mittleren Teil des Abhangs erschien eine viele Meter mächtige, rotbraune, fast ganz aus Verrucanokörnern bestehende Sandmasse mit spärlichen Geröllagen, und darüber folgte bis in die Höhe von 605 m eine mächtige Wechsellagerung von Sand, ziemlich feinem Kies und einzelnen Lehmlagen. Sand und Kies sind schwach verkittet und zeigen regelmässige, meistens 10—15° gegen N oder NE fallende Schichtung. Die Geschiebe bestehen zum weitaus grössten Teil aus den verschiedenen Verrucanogesteinen des Niederentales, während der Flyschsandstein stark zurücktritt. Die Schottermasse ist also ein Rest des Deltas, das der Niederenbach in das Staubecken ablagerte.

vom früheren Talgrunde aufgeschürft und in die Bergsturzmasse hineingeknetet wurden. Eine Moränendecke, die oft kaum 1 m, stellenweise aber auch mehr als 10 m Mächtigkeit erreicht und gekritzte Geschiebe und Gesteine aus dem Hintergrunde des Linthtales und des Sernftales enthält, überkleidet aber auch grosse Teile der Bergsturzablagerung und findet sich stellenweise auch auf dem Staukiese und in der Sohle des in den Stauboden und in den Bergsturz eingeschnittenen neuen Linthtales [1]). Daraus geht hervor, dass der Bergsturz vor dem Ende der Eiszeit, wahrscheinlich in der Zeit zwischen Bühl- und Gschnitzstadium, stattfand und dass die Übergletscherung des Bergsturzes erst eintrat, nachdem der Bergsturz und die Stauschottermasse bereits wieder durchtalt waren. Aus der Grösse der Schotterakkumulation und der nachfolgenden Erosion muss man schliessen, dass die der Übergletscherung des Bergsturzes vorausgehende eisfreie Periode mehrere tausend Jahre dauerte [2]).

Seit dem Ende der Eiszeit haben besonders die vom Glärnisch herkommenden Runsen viele flache Bachschuttkegel über den Bergsturz ausgebreitet und manche seiner ursprünglichen Unebenheiten ausgeglichen. Darunter verdient der grosse Schuttkegel, auf dem das Dörfchen Thon und der ganze westlich der Linth liegende Teil des Dorfes Schwanden stehen, ein besonderes Interesse, da er beweist, dass die Guppenrunse, die jetzt bei Mitlödi in die Linth mündet, in früherer Zeit von Schwändi aus gegen S floss und bei Schwanden mit der Linth sich vereinigte.

2. Der Sackberg, der in Form eines gewaltigen Querriegels das Klönthal abdämmt, das hügelige Gelände, das sich vom Sackberg bis nach Glarus und Riedern ausdehnt, und die bei Glarus und Netstal aus der Linthebene auftauchenden isolierten Hügel sind die Ablagerungen zweier mächtiger Bergstürze, eines ältern, der von der Nordwand des Glärnisch ausgegangen ist, und eines jüngern, dessen Ausbruchsnische in der Deyenkette liegt.

Zum Ablagerungsgebiet des Glärnischbergsturzes gehören der südöstliche Teil des Sackberges (Hochwald), der Hügelzug Sack-Bitziberg-Bergli, der an den Fuss des Schild angelehnte Hügel von Ennetbühls, der Burghügel und der Sonnenhügel bei Glarus, der im südwestlichen Teil von Glarus liegende Iselirain, die isolierten Hügel bei Netstal, nämlich die Bürglen südlich von Netstal, der obere Bühl im nördlichen Teil des Dorfes, der Forrenbühl und der untere Bühl nördlich von Netstal. Die Hauptmasse dieser Trümmerhügel besteht aus Quintnerkalk; reichlich vertreten sind auch der Schiltkalk und die verschiedenen Doggergesteine, nämlich Echinodermenbreccie, Eisenoolith und Opalinuston, und nicht selten findet man Rötidolomit und Quartenschiefer. Die Blockbestreuung der wellenförmigen Oberflächen, die Zusammensetzung aus lauter scharfkantigen Trümmern, das Auftreten von geschichteten Breccien inmitten regellos gelagerter Trümmer, das häufige Vorkommen von Blockschwärmen derselben Gesteinsart beweisen die Bergsturznatur dieser Hügelmasse. Aus ihrer Gruppierung lässt sich der Verlauf der Bergsturzbewegung noch ziemlich deutlich erkennen. Die vom Glärnisch abbrechende Felsmasse stürzte zunächst quer über den untern Teil des Klöntals und brandete am Fusse des Wiggis empor, wovon das auf dem Scheitel des Grundkopfs liegende Malm-, Dogger- und Triasblockwerk Zeugnis ablegt. Durch dieses Hindernis nach E abgelenkt, überflutete der Trümmerstrom den ganzen Raum zwischen Wiggis und

[1]) Brückner bemerkt (**163**, Bd. II, p. 634), nach Beobachtungen von Penck aus dem Jahre 1899 seien die Moränen auf dem Bergsturz in meiner Bergsturzkarte zu ausgedehnt gezeichnet; die Frische der Oberflächenformen habe in ihm sogar Zweifel an dem interstadialen Alter des Bergsturzes erregt. Diesen Bemerkungen gegenüber muss ich meine frühere Darstellung (**155**) vom Jahre 1899 in vollem Umfange aufrechterhalten. Die dem Bergsturze aufliegende Moränendecke besitzt in jener Karte eher eine zu geringe Ausdehnung. Ich erwähne hier z. B., dass die im Jahre 1911 erbaute Hohlensteinstrasse zwischen Hohlenstein und Schweizerhaus neue prächtige und sehr klare Aufschlüsse geschaffen hat, die beweisen, dass hier auf langer Linie die hart verkittete Troskalkbergsturzmasse über scharf ausgeprägter Grenze von einer mehrere Meter mächtigen Grundmoränendecke überlagert wird, die durch zahlreiche gekritzte Geschiebe und eine bunte Mannigfaltigkeit von Gesteinsarten ausgezeichnet ist.

[2]) Brückner (**163**, Bd. II, p. 634) glaubt, das Eis habe zur Zeit des Bergsturzes und nach demselben nur wenig oberhalb Schwanden gestanden; das Fehlen ausgedehnter Deltaablagerungen erkläre sich vielleicht durch die Eisausfüllung des Staubeckens. Die Terrassierung der Staukiesablagerung scheint mir jedoch mit Sicherheit zu beweisen, dass das ganze Becken von einer Talwand bis zur andern mit einer mindestens 70 m mächtigen Schottermasse ausgefüllt war, zu deren Bildung ein langer eisfreier Zeitraum notwendig war. Die sehr regelmässige Schichtung der Schotter und das gänzliche Fehlen von gekritzten Geschieben oder eckigen Blöcken beweisen auch, dass zur Zeit ihrer Bildung das Gletscherende nicht in der Nähe lag, sondern sich weit in den Hintergrund des Tales zurückgezogen hatte.

Glärnisch im Ausgange des Klöntales und breitete sich fächerförmig im Linthtale aus, wobei der südliche Teil an der Stelle des heutigen Dorfes Ennetbühls auf den Schild aufstiess, während der nördliche Teil talauswärts floss, bis die Spitze 500 m nördlich von Netstal zur Ruhe kam. Der Bergsturz bedeckte ein Areal von 7—8 km² und mag einen Inhalt von $0{,}_8$ km³ gehabt haben. Die Mittellinie des Schuttstromes besass eine Länge von $6{,}_5$ km und ein mittleres Gefälle von 5° 30′.

Auf den meisten Bergsturzhügeln wurden kleine Grundmoränenreste gefunden [1]). Diese Moränendecke ist lückenhafter und weniger mächtig als im Gebiete des Bergsturzes von Glärnisch-Guppen, beweist aber doch, dass der Bergsturz vor dem Ende der Glazialzeit stattfand. Grundmoräne im Liegenden des Bergsturzes wurde am Forrenbühl nördlich von Netstal beobachtet. Der Bergsturz fällt also wahrscheinlich in eine eisfreie Periode der Würmeiszeit. Die Sturzmasse ist in auffällig höherem Masse durch die Erosion zerstört worden als diejenige des Bergsturzes von Glärnisch-Guppen. Im Gebiete des Linthtales sind davon nur noch vereinzelte Hügel übriggeblieben, und der Hügelzug Bergli-Bitziberg ist durch mehrere Trockentälchen ebenfalls zerstückelt; einzig der Sackberg-Hochwald stellt noch eine grosse, zusammenhängendgebliebene Trümmermasse dar. Trotz dieses Unterschiedes ist der Bergsturz vielleicht doch nicht wesentlich älter als derjenige von Glärnisch-Guppen.

Der Glärnischbergsturz bietet mehrere Erscheinungen dar, die mir bis heute rätselhaft geblieben sind. Ich habe seiner Zeit (**155,** p. 61/62) nur mit Vorbehalt die Gleiterschlucht zwischen Vorderglärnisch und Vrenelisgärtli als Ausbruchsnische bezeichnet und zweifle heute noch an der Richtigkeit dieser Annahme, da jene tiefe Nische eher einem Bacherosionseinschnitt gleicht und namentlich, weil der Bergsturzhaufen nicht aus dieser Nische ausstrahlt, sondern sich seitwärts davon an den Vorderglärnisch anlehnt. Wahrscheinlich stammt der Bergsturz doch von der Nordwand des Vorderglärnisch her, wenn auch eine deutliche Ausbruchsnische dort nicht mehr zu sehen ist. Auch für die Entstehung des langen und hohen Steilbordes auf der Ostseite des Hochwaldes weiss ich heute noch keine befriedigende Erklärung zu geben. Merkwürdig ist ferner, dass die Dogger-Eisensandsteine an der Oberfläche der Bergsturzmasse relativ spärlich zu finden sind, während sie am Nordabhang des Glärnisch in bedeutender Mächtigkeit anstehen.

Die rätselhafteste Erscheinung bilden jedoch die Triasgesteine [Rötidolomit, roter und grüner Quartenschiefer, weisse, eisenschüssige Quarzitsandsteine und Breccien [2])], die sowohl auf dem Sackberg-Hochwald wie auch in den meisten Hügeln bei Glarus und Netstal bald vereinzelt, bald in kleinen Schwärmen auftreten, auf der Nordseite des Glärnisch aber heute nirgends anstehend sind. Aus den Triasschichten der Glarnerdecke oder der Mürtschendecke können sie kaum hergeleitet werden, da diese auf der Nordseite des Glärnisch viele hundert Meter tief unter der Oberfläche des Sackberges verborgen liegen. Es bleibt bloss die Annahme übrig, es sei eine Linse jener Gesteine an der Nordwand des Glärnisch an der Basis der Axendecke anstehend gewesen und mit dem Bergsturz abgestürzt. Allein auch diese Annahme stösst auf bedeutende Schwierigkeiten. Einmal sollte in diesem Falle die Rötigruppe im Sturzschutte hauptsächlich durch Rauhwacke statt durch kompakten Rötidolomit vertreten sein; sodann ist es unwahrscheinlich, dass die Trias, die schon südlich vom Luchsingertobel an der Basis der Axendecke auskeilt, auf der Nordseite des Glärnisch nochmals auftritt; ganz unbegreiflich aber scheint es, dass in Gesellschaft der Triasblöcke nicht auch Lias auftritt, der ja in der Axendecke als mächtiges Schichtensystem zwischen Trias und Dogger sich einschaltet.

3. Im Gegensatz zum vorhin besprochenen Glärnischbergsturz ist der grosse Bergsturz aus der Deyenkette eine in allen Hauptzügen klare Erscheinung (Tafel 11). Als Abrissgebiet erkennt man auf den ersten Blick die breite Nische von Blanken zwischen Deyenstock und Auernalp. Sie

---

[1]) Ein schöner neuer Moränenaufschluss mit prächtig gekritzten Malmgeschieben ist auf der Westseite des Hochwaldes durch den Bau der neuen Sackbergstrasse (1912) kurz vor ihrem Eintritt in die Alluvialebene von Hintersackberg entstanden. Auch auf dem Hügel von Ennetbühls wurde bei Fundamentgrabungen in den Jahren 1930 und 1931 eine Moränendecke mit gekritzten Malmgeschieben aufgeschlossen.

[2]) Diese Quarzsandsteine und Breccien gehören zur Quartenschiefergruppe und nicht zum Lias, wie ich in meiner Bergsturzarbeit (**155,** p. 48) irrtümlich angenommen habe.

ist von flach muschelförmiger Gestalt und ringsum, besonders am oberen Rande, sehr scharf begrenzt. Sie besitzt eine vertikale Höhe von 800 m und ist am oberen Rande 1750 m, unten noch 1000 m breit. Die ziemlich gleichförmig geneigte Abrissfläche besitzt eine mittlere Böschung von 35° und besteht ganz aus Schichtflächen, die annähernd parallel zur Oberfläche gegen das Klöntal fallen. Der Bergsturz ist also ein typischer Felsschlipf. Die verkehrt gelagerten Kreideschichten des Stirngewölbes der Axendecke sind hier in die Tiefe geglitten. Die Rutschfläche fällt nahezu mit der Überschiebungsfläche zusammen, ohne jedoch ihr genau zu folgen. Sie liegt grösstenteils in den Flyschmergeln der Axendecke, greift jedoch oben in den steil südfallenden Valangienkalk der Säntisdecke und über der Mitte der Abrissnische in die Kreideschichten der Bächistockdecke hinein.

Die Felsmasse stürzte über die aus bergeinwärtsfallenden Kreideschichten der Mürtschendecke gebildete Steilwand unter Blanken ins Klöntal hinunter, fuhr quer über seine Sohle hinüber und brandete auf seiner Südseite am Glärnischfuss unter Tschingel sowie an der alten Bergsturzmasse des Sackberg-Hochwaldes empor, wobei sie mehr als 300 m über den Talgrund emporstieg. Der östliche Teil des Schuttstromes floss, nach E abgelenkt, talauswärts über die durchtalte alte Glärnischbergsturzmasse hinweg über die Gegend von Vordersackberg, Neue Allmeind und Riedern ins Linthtal hinaus bis in die Gegend von Netstal, wo ein westlich von der Kirche liegendes Kreideblockwerk das heute sichtbare Ende des Schuttstromes bezeichnet.

Das Mengeverhältnis der einzelnen Gesteinsarten des Schuttstromes entspricht sehr gut dem geologischen Baue des Abrissgebietes [1]). Das weitaus vorherrschende Material ist der Öhrlikalk; reichlich vertreten sind auch Hauterivien-Kieselkalk, Drusbergschichten, Schrattenkalk, Seewerkalk und Valangienkalk, während Gault und Nummulitenkalk stark zurücktreten. Die Flyschmergel und Valangienmergel müssen auch reichlich im Schutte vorhanden sein, sind jedoch während der Bergsturzbewegung grösstenteils zerrieben worden. Blockschwärme derselben Gesteinsart, grössere, zusammenhängendgebliebene, aber innerlich zersplitterte Felsmassen und Trümmerbreccien mit Fluidalstruktur können auch hier wie in andern grossen Bergstürzen vielfach beobachtet werden [2]). Wo die Bergsturzfläche nicht durch spätere Vorgänge umgestaltet worden ist, ist ihre Umrandung scharf. Besonders auffällig ist dies an der Grenze gegen den alten Glärnischbergsturz. Das vom Schuttstrom bedeckte Gebiet misst zirka $6{,}_5$ km², sein Volumen ungefähr $0{,}_6$ km³. Die Mittellinie des Schuttstromes ist 6 km lang und besitzt ein durchschnittliches Gefälle von 6° 15′.

Eine Folge des Bergsturzes von Blanken ist die Aufstauung des Klöntalersees. Eine Reihe von Erscheinungen, namentlich eine etwa 70 m über dem heutigen Löntsch auf seinem Nordufer in den Bergsturz eingeschnittene, sehr deutliche Erosionsterrasse von 400 m Länge, ein auf dem Westende dieser Terrasse sitzender alter Bachschuttkegel, der mit einem hohen Steilbord gegen den See abfällt, und ein im Hintergrunde des Tales am Fusse des Timmerwaldes an der Richisauer Klön liegender Stauboden, beweisen, dass das Niveau des Klöntalersees ursprünglich mindestens 60 m höher lag als seine heutige natürliche Oberfläche. Er dehnte sich bei einer Länge von 7 km bis in den Talgrund hinter Vorauen aus und besass eine Tiefe von 80—90 m und eine Breite von 1—$1{,}_5$ km; seine Dimensionen übertrafen also diejenigen des heutigen künstlichen Stausees [3]) noch bedeutend.

Eine andere Stauungserscheinung ist der schöne Alluvialboden von Hintersackberg, der durch den vom Glärnisch herkommenden Gleiterbach aufgeschüttet worden ist. Der Bergsturzwall, der sich vor den Ausgang der Gleiterschlucht gelegt hatte, wirkte als Staufilter für das Bachgeschiebe, während sein Wasser wahrscheinlich am Rande des durchlässigen Blockwerkes versickerte. Schliess-

[1]) Da ich mich bei der Darstellung der tektonischen Verhältnisse des Abrissgebietes in meiner Bergsturzarbeit (**155**) ganz auf die Darstellung Burckhardts stützte, haften ihr alle Fehler seiner Auffassung an. Zur Korrektur vergleiche man Profil 4 in **155** mit Profil 10 der vorliegenden Arbeit. Jene Fehler haben es auch verschuldet, dass ich in Text und Karte den Schrattenkalk als Hauptgestein der Bergsturzablagerung angab, während dies in Wirklichkeit der Öhrlikalk ist.

[2]) Eine Menge hübscher Bergsturzstrukturbilder lässt sich in den Aufschlüssen beobachten, welche durch den Bau der neuen Sackbergstrasse (1910—1912) entstanden sind.

[3]) Um den See in ausgiebiger Weise als Wasserreservoir für das grosse Elektrizitätswerk am Löntsch benutzen zu können, ist er um $22{,}_5$ m über sein früheres natürliches Niveau durch einen Staudamm aufgestaut worden. Die Geologische Karte (**360**) gibt die Ausdehnung des Stausees an.

lich fand der Bach einen Überlauf über den Bergsturz nach W gegen den Klöntalersee. Vorher schon muss der Bach oder ein Arm desselben in das flache Tälchen zwischen Schwammhöhe und Hochwald, die Grenzfurche zwischen den beiden Bergstürzen, hineingeflossen sein. Davon legen vier kleine Geschiebeböden Zeugnis ab, die in die Depressionen jener Grenzfurche eingelagert sind.

Der Löntsch hat im Laufe der Zeit einen neuen tiefen Taleinschnitt aus der Bergsturzmasse herausgesägt. Als Überlaufskanal benutzte er zuerst die tiefe Einsenkung zwischen der in der Schwammhöhe kulminierenden Brandungswoge und der schuttkegelartig an die Ausbruchsnische sich anlehnenden Nachhut des Schuttstromes. In viel höherem Niveau als heute floss er damals über die Gegend von Bärschirüti und Neue Allmeind, die einen aus dem Bergsturz herausmodellierten und von Löntschkies bedeckten alten Talboden darstellt. Vier vom Südrand der Neuen Allmeind ausstrahlende Trockentälchen beweisen, dass der Löntsch während dieser Periode den aus alten Glärnischbergsturzmassen gebildeten Hügelzug Bitziberg-Bergli an verschiedenen Stellen durchbrach und an der Stelle des heutigen Glarus sich mit der Linth vereinigte. Später schlug er von Bärschirüti an eine andere Richtung ein und grub näher am Nordrande des Bergsturzes in tieferem Niveau ein neues Tal. Während der Löntscheinschnitt im W eine relativ schmale Schlucht von V-förmigem Querschnitt darstellt, zeigt das neue Löntschtal östlich von Bärschirüti, besonders westlich von Staldengarten und beim Dorfe Riedern, ein ganzes System von treppenförmig übereinanderliegenden, in den Bergsturz eingeschnittenen und mit Löntschkies überschütteten Erosionsterrassen. Zwischen Büttenen und Staldengarten hat der Löntsch die Bergsturzmasse bereits völlig durchschnitten, unter derselben eine zum Glärnischbergsturz gehörende Malmbreccie [1]) blossgelegt und in einen darunterliegenden Malmfelssporn eine bis 30 m tiefe, enge Schlucht, die Kohlgrüblischlucht, eingesägt.

Der aus dem jungen Löntschtal ausstrahlende Löntschschuttkegel, der sich über die ganze Breite des Linthtales hinüberlegt und vom Nordrande der Stadt Glarus bis zur Station Netstal reicht, ist ein Abschwemmkegel des Bergsturzes, birgt jedoch in seinem Innern auch noch Teile des Bergsturzfeldes, wie die riesigen Kreideblöcke beweisen, die zwischen Riedern und Netstal aus den Löntschufern herausschauen. Erosionsterrassen, die am Nordrande der Neuen Allmeind östlich von Riedern und bei Turschen westlich von Riedern 10—15 m über dem Löntschschuttkegel liegen, beweisen, dass nordöstlich von Riedern die Bergsturzoberfläche ursprünglich sogar höher lag als die Oberfläche des jetzigen Löntschschuttkegels. Als eine Stauwirkung dieses östlichsten Teiles der Bergsturzablagerung oder doch wenigstens des Löntschschuttkegels darf man nicht nur die Geschiebeebene, die sich vom Alpenbrückli bis südlich von Ennenda ausdehnt, sondern wahrscheinlich auch die beiden bis 5 m über diese Ebene sich erhebenden Linthkiesterrassen von Erlen am Südrande von Glarus und Platte südöstlich von Ennenda betrachten.

Auf dem ganzen Ablagerungsgebiet des Bergsturzes von Blanken ist keine Spur von Moränen zu finden. Seine Oberfläche zeigt keine anderen Veränderungen als diejenigen, welche durch die Erosion und die Geschiebeaufschüttung der Bäche bewirkt worden sind. Er ist entschieden postglazial.

4. Der Nordfuss des Deyenstocks wird vom Rande der Nische von Blanken bis über die Hütte von Deyenalp hinaus auf eine Länge von 700 m von einem grobblockigen Trümmerfeld umsäumt (vgl. **155,** p. 68 und Tafel II, Figur 4). Der Schuttwall ist in hügelartige Erhöhungen gegliedert, besitzt im N einen sehr scharfen Rand und zeigt im E eine geringe Aufbrandung an den Abhang der Wiggiskette. Die Trümmermasse besteht ausschliesslich aus Schrattenkalk und vereinzelten Blöcken der Orbitolinaschichten und ist aus den steil nach N fallenden Schichten des Deyenstocks herausgerutscht, an den sie sich an mehreren Stellen schutthaldenartig anlehnt. Besonders interessant ist die Tatsache, dass der obere Rand der Nische von Blanken das Trümmerfeld und die darüberliegende Schutthalde quer durchschneidet. Der Felssturz auf der Deyenalp ist also älter als der Bergsturz von Blanken; der östliche Teil seines Trümmerfeldes ist mit jenem grossen Bergsturz ins Klöntal hinuntergestürzt. Für das bedeutende Alter des Felssturzes sprechen auch die tiefen Karrenfurchen auf der Oberfläche der grossen Schrattenkalkblöcke.

[1]) In dieser Malmbreccie sind beim Bau einer Waldstrasse (1921—1922) auf dem rechten Löntschufer östlich von der Kohlgrüblischlucht grosse neue Aufschlüsse entstanden.

5. Auf dem Stöckli, dem eckpfeilerartigen Vorsprunge am Nordgrat des Vorderglärnisch, ruht eine wohl 250 m hohe, gegen die Glärnischwand ansteigende Trümmermasse (Tafel 15 und Tafel 17, Figur 3). Im N und NE erscheinen darunter die Eocän- und Kreideschichten der Glarnerdecke in Form einer Steilwand, im W aber reicht die Trümmerbildung bis in die Sohle der Wustruns hinunter und baut auf ihrer Westseite noch einen grossen, an die Felsen der Hochwand angelehnten Schutthaufen auf. Sie besteht völlig aus scharfkantigen, vorwiegend kleinen, regellos gelagerten Trümmern, die an den meisten Stellen zu einer sehr festen Breccie verkittet sind. Die Breccie bildet auf der Nordseite bis 50 m hohe senkrechte Felswände, die, aus der Ferne gesehen, anstehenden Fels vortäuschen. Sie besteht ganz aus Gesteinen der darüberstehenden Glärnischwand, und zwar vorwiegend aus dunkelgrauem Quintnerkalk; häufig sind auch hellgrauer Troskalk, Blöcke von schwarzem Zementsteinschiefer und braunem Dogger-Eisensandstein. Oft bestehen umfangreiche Brecciepartien aus derselben Gesteinsart, oft sind auch die verschiedenen Gesteinsarten mehr oder weniger bunt gemischt. Struktur und Gesteinsmaterial der Stöcklibreccie beweisen, dass sie die Überreste eines grossen Bergsturzes darstellt, der einst vom Vorderglärnisch abgebrochen ist. Sein Abrissgebiet muss in der breiten Nische liegen, die sich oberhalb des Stöcklis bis gegen den Gipfel des Vorderglärnisch hinaufzieht und das Sammelgebiet der Wustruns bildet.

Erosion und Verwitterung haben die Bergsturzmasse sehr stark benagt. Auf dem Stöckli ist sie auf beiden Seiten dachartig abgeschrägt und von Erosionsrinnen durchschnitten. Die Wustruns hat den westlichen Teil der Bergsturzbreccie von der Hauptmasse am Stöckli abgeschnitten. Die entblössten Breccienwände zeigen grosse höhlenförmige Auswitterungen. Diese Erscheinungen, besonders aber die durchgreifende intensive Verkittung der Trümmer, deuten auf ein sehr hohes Alter des Bergsturzes hin. Er ist offenbar noch älter als der grosse Bergsturz von Sackberg-Hochwald, also ebenfalls diluvial. Sein Trümmerfeld reichte gewiss einst noch weit ins Linthtal hinaus; dieser untere Teil der Ablagerung ist jedoch abgetragen oder durch jüngere Schuttbildungen überdeckt worden.

6. Aus schriftlichen Urkunden geht hervor, dass am 11. November 1593 und am 3. Juli 1594 am Vorderglärnisch grössere Felsstürze stattfanden. Sie lösten sich in der Gegend der «drei Schwestern» an der Nordkante des Berges ab und stürzten durch die breite Wustrunsnische gegen Wyden und Sack hinunter. In meiner Bergsturzarbeit (**155**) habe ich ausführlich dargetan, dass ihr Ablagerungsgebiet bei weitem nicht die grosse Ausdehnung besitzt, die ihm Niklaus Tschudi (**56**) gegeben hat, sondern sich auf den Schuttkegel beschränkt, der sich vom Ausgange des Wustrunskessels gegen Wyden und die westlichsten Häuser von Oberdorf-Glarus vorschiebt.

Hier sollen noch drei Felsstürze erwähnt werden, die in neuerer Zeit vom Vorderglärnisch abgebrochen sind:

7. Am obern Rand der Malmwand, mit der das Gebiet der Hochwand am Nordabhang des Vorderglärnisch gegen Untersack abstürzt, fällt die Abrissfläche eines kleinen Felssturzes auf, der am 16. April 1922 stattfand. Sein Blockwerk blieb auf der Schutthalde am Fusse der Wand liegen und zerstörte den Wald, der dort gestanden hatte.

8. Ein bedeutend grösserer Felssturz brach am 18. April 1929 aus dem untern Teil der zur Mürtschendecke gehörenden hohen Malmwand am Ostabhang des Vorderglärnisch heraus. Er hat an der Wand eine 190 m hohe und 45 m breite Nische hinterlassen. Die Sturzmasse floss über die steile Terrasse am Fusse der Wand hinweg und durch das Rinnsal der Hetschisrunse hinaus und überschüttete den obern Teil des Bachschuttkegels mit einem unregelmässigen grobblockigen Trümmerkegel. Da der obere Rand der Ausbruchsnische überhängend ist, sind dort weitere Nachstürze zu erwarten.

9. Von der zum untersten Teil des Quintnerkalks der Axendecke gehörenden «gelben Wand» nördlich von der Hanslirunse brachen am 6. Februar 1930 nachmittags zwischen 2½ und 6½ Uhr mehrmals grössere Felsmassen ab und stürzten unter donnerähnlichem Krachen in das Bachtobel hinunter. Schon im vorhergehenden Jahre hatten an der gleichen Stelle kleinere Abbrüche stattgefunden.

10. Bergstürze in der Schild-Mürtschengruppe.

1. Der diluviale Bergsturz von Mollis (vgl. Tafel 21, Figur 4). Bei der Aufnahme der Geologischen Karte der Glarneralpen war mir aufgefallen, dass das Rüfitobel, auf dessen Schuttkegel das Dorf Mollis steht, von unten bis oben in eine mächtige Breccie eingeschnitten ist und dass auch alle Felsen, die im Walde unter der Terrasse von Mullern und im Tobel der Ruhstelliruns zutage treten, aus verkitteter Breccie bestehen. Ich betrachtete damals diese Breccien als anstehende Dislokationsbreccie, einmal weil südlich davon, in der Umgebung von Goldigenberg, auch der sicher anstehende Malm häufig mehr oder weniger brecciös ist, namentlich aber, weil ich auf dem südlichen Abhang des Rüfitobels in der Breccie eine ziemlich regelmässige Aufeinanderfolge der Gesteinsarten vom Malm bis zum Seewerkalk zu beobachten glaubte. Da dort alle Gesteinsstufen wesentlich tiefer liegen als auf der Nordseite des Tobels, nahm ich in seiner Sohle eine Verwerfungsspalte an und erklärte mir die Breccienstruktur des Gesteins als eine Wirkung der Bruchverschiebung. Im Sommer 1920 äusserte Herr cand. geol. Gabriel Freuler von Ennenda, der mit einer Dissertation über die Mürtschengruppe beschäftigt war, mir gegenüber die Ansicht, der ganze Abhang zwischen Mollis und der Terrasse von Mullern gehöre einem alten Bergsturz an, der aus der grossen zirkusförmigen Nische zwischen Fronalpstock und Neuenkamm herausgerutscht sei. Nach einer nochmaligen Besichtigung der Gegend musste ich mich dieser Ansicht voll und ganz anschliessen (vgl. **324,** p. 201—203).

Die ausgedehnten Aufschlüsse im Rüfitobel, die schon vom Tale aus auffallende hohe Brecciemauer im Tobel der Ruhstelliruns und die nördlich und südlich davon aus dem Walde herausschauenden Breccienköpfe, besonders auch die frischen Aufschlüsse, welche die in den Jahren 1919—1921 gebaute Strasse Mollis-Mullern zwischen der «Guggenrunse» und der Mullernterrasse auf langer Linie geschaffen hat, zeigen in der Tat alle die typischen Erscheinungen einer Bergsturzbreccie. Überall besteht die Breccie aus vorwiegend kleinen, sandfeinen bis nuss- oder faustgrossen, scharfkantigen, fest ineinandergekeilten Trümmern. Die dazwischenliegenden Lücken sind mit sandfeinen Splittern oder Schlagpulver ausgefüllt und die Gesteinsbrocken oft mit Schlagkontusionen bedeckt. Die Trümmer sind meistens ganz regellos gelagert. Oft schwimmen grössere, innerlich zertrümmerte Felsen mit erhaltengebliebener ursprünglicher Schichtung in der feinsplitterigen Breccie. Stellenweise, z. B. im untern Teil des Rüfitobels, zeigt die wirre Breccie selbst etwelche schichtförmige Struktur. Die tieferen Teile der Sturzmasse sind grösstenteils fest verkittet.

Die Gesteinsarten sind in der Breccienmasse nicht bunt durcheinandergemischt, sondern ausgesprochen schwarmweise angeordnet. Dem Baue des Abrissgebietes entsprechend besteht sie im mittleren und südlichen Teil fast nur aus Malm. Dunkelgrauer Quintnerkalk baut die Breccienwand in der Ruhstelliruns und die Felsköpfe ihrer Umgebung auf, während die darüberliegenden, durch die neue Mullernstrasse aufgeschlossenen Breccien aus Troskalk und Öhrlikalk mit einzelnen dazwischen eingeklemmten Fetzen von Zementsteinschichten bestehen. Troskalk und Öhrlikalk bilden auch die Breccienbänke im untersten Teil des Rüfitobels, während wir in seinem mittleren und oberen Teil mächtige Trümmerschwärme von Drusbergschichten und Kieselkalk, Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk finden. Die Gruppierung der Gesteinsarten ist aber nicht so streng gesetzmässig, wie ich früher annahm. So liegt im mittleren Teil des Tobels eine grosse Seewerkalk-Brecciemasse über Schrattenkalk und unter Drusbergschichten. Bei P. 1092 m, wo die Glarnerkarte anstehenden Seewerkalk angibt, hat die Mullernstrasse einen mächtigen Schwarm von regellos durcheinandergeworfenen grossen und kleinen Seewerkalkblöcken angeschnitten, zwischen welche im S eine Gruppe von Gaultblöcken, weiter im N ein kleiner Schwarm von Blöcken der Drusbergschichten mit vielen *Exogyren* eingeschaltet ist.

Im N greift die Bergsturzbreccie über die Sohle des Rüfitobels hinaus noch ziemlich weit an die nördliche Tobelwand hinauf. Im mittleren Teil des Tobels, oberhalb der grossen Talsperre, schaut eine aus Troskalk, Zementsteinschichten und Öhrlikalk bestehende anstehende Felsrippe fensterartig aus der Breccie heraus. Der Südrand der sichtbaren Breccie wird ungefähr durch die «Guggenrunse» bezeichnet. Sie reicht hier nicht bis auf die Sohle des Linthtales hinunter, sondern ruht in der Guggenrunse bei zirka 780 m, in der Ruhstelliruns bei zirka 660 m auf dem anstehenden Quintnerkalk auf.

Moräne des Linthgletschers bedeckt die Bergsturzbreccie auf allen nicht allzu steilen Teilen des Abhanges zwischen Mollis und der Terrasse von Mullern. Durch die neue Mullernstrasse ist der Kontakt der Breccie mit der oft 4—5 m mächtigen Moränendecke an vielen Stellen aufgeschlossen worden. In der Ruhstelliruns ist die Linthmoräne über dem Bergsturz wohl 30—40 m mächtig. Da die Linthmoräne auf dem Westrande von Mullern unzweifelhaft zur Hauptwürmvergletscherung gehört, so muss der Bergsturz von Mollis älter sein als die Würmeiszeit. Wahrscheinlich fand er in der letzten Interglazialzeit statt. Die grossen Dimensionen der Ausbruchsnische und die Steilheit des Abhanges zwischen Mollis und Mullern deuten darauf hin, dass die heute noch vorhandene Breccie nur ein kleiner Rest einer einst weit grösseren Bergsturzmasse ist. Ein grosser Teil derselben liegt vielleicht unter den Kiesmassen des Linthtales begraben. Wahrscheinlich haben auch die Linth während der letzten Interglazialzeit und der Linthgletscher der Würmeiszeit grosse Teile der Bergsturzmasse wegtransportiert und so die steile Böschung unter der Mullernterrasse geschaffen (vgl. Albert Heim, **277**, Bd. II, p. 947) [1]).

2. Der Bergsturz im Kummenwald (Tafel 21, Figur 4). Der grosse Bergsturz, den die Geologische Karte auf dem südlichen Teil der Terrasse von Mullern angibt, ist kein Teilstück des vorhin besprochenen diluvialen Bergsturzes von Mollis, sondern ein selbständiger, viel jüngerer Bergsturz. Sein Trümmerfeld lehnt sich an den Nordwestfuss des Fronalpstocks und des Scheienstocks an, ist 2 km lang, durchschnittlich 1 km breit und bedeckt ein Areal von etwa $1{,}_5$ km^2. Seine Mittellinie hat ein durchschnittliches Gefälle von 12° 50′. Der Trümmerstrom ist auf beiden Seiten sehr scharf begrenzt. Sehr auffällig hebt sich das fast ganz mit Tannenwald (Kummenwald) bedeckte, wilde Trümmerfeld von den Weiden von Hofalpeli und den glatten Heuwiesen von Mullern ab. Das Sturzmaterial ist ausschliesslich dunkelgrauer Quintnerkalk. Das Trümmerfeld ist besonders im mittlern und obern Teil hügelig und so rauh, dass es stellenweise kaum gangbar ist. In seiner Mittellinie fällt eine muldenförmige Einsenkung auf, die sich durch das ganze Bergsturzfeld hinunterzieht und besonders in seinem untern Teil scharf ausgeprägt ist. Sie kann nicht die Wirkung nachträglicher Erosion sein, da kein Bach darin fliesst und die Oberfläche auch hier ein unversehrtes Blockwerk darstellt. Wahrscheinlich deutet sie den Verlauf einer schon vor dem Bergsturz vorhandenen und von ihm überdeckten Bachfurche an. Dieses alte Bachtobel beeinflusste offenbar den Verlauf der Bergsturzbewegung; es bedingte die im untern Teile deutlich bemerkbare westliche Ablenkung des Schuttstromes.

Die Nachhut des Schuttstromes ist durch einen deutlichen Gefällsbruch vom Haupttrümmerfeld abgegliedert und geht durch zerstreute Blöcke und zersplitterte Schichtpakete, zwischen denen oft die anstehende Malmunterlage zutage tritt, in die Schutthalde über, die sich an das Abrissgebiet anlehnt. Als solches erkennt man leicht die grosse Bresche, die Fronalpstock und Scheienstock voneinander trennt. Ihr oberer Rand wird durch den zackigen Grat zwischen den beiden Gipfeln gebildet, ihr Ostrand erscheint am Scheienstock als scharf ausgeprägte, vorragende Kante, und als Westrand darf man wohl die vom Gipfel des Fronalpstocks nach N absteigende Bergkante betrachten. Die Abrissfläche wird aus Schichtflächen des Malms gebildet, die im oberen Teil und am Fusse der Nische ziemlich steil nach N fallen, im mittleren Teile aber senkrecht stehen und am Fronalpstock sogar eine flachliegende, enggepresste, nach N geöffnete Synklinale bilden. Die Bergsturzmasse ist als grossartiger Felsschlipf aus den nordwärtsfallenden Schichten der Fronalpstockfalte herausgerutscht.

Das Ende der Bergsturzmasse ruht am Abhang über Mollis auf der Linthgletschermoräne, die den diluvialen Bergsturz von Mollis bedeckt. Eine zusammenhängende Moränendecke, die am äussern Rande von Mullern aus Linthmoräne, höher oben aus Lokalmoräne besteht, begleitet auch die Seitenränder des Trümmerfeldes und bildet ohne Zweifel auch seine Unterlage. Bei den Hütten von Hofalpeli sieht man die bogenförmigen Endmoränenwälle des letzten Lokalgletschers, der einst

[1]) Neuestens betrachtet Alb. Heim (**388**, p. 44/45) den Bergsturz von Mollis als eine Sackung, d. h. als eine langsam abgesunkene Felsmasse. Die intensive Zertrümmerung, das Schlagpulver in den Lücken der Breccie und die stellenweise doch regellose Gruppierung der Felsarten (z. B. Seewerkalkbreccie zwischen Schrattenkalk und Drusbergschichten) scheinen mir aber gegen diese Deutung zu sprechen.

im Hintergrund der Mullernterrasse lag, an den Bergsturzrand herantreten und unter demselben verschwinden. Auf der Oberfläche des Bergsturzes aber ist keine Spur von Erratikum zu finden. Er ist also postglazialen Alters. Abgesehen vielleicht vom untersten Ende hat die Bergsturzablagerung keinerlei Veränderungen durch Erosions- oder Akkumulationsvorgänge erlitten.

3. In dem Tälchen zwischen Fronalpstock, Scheienstock und Stelli liegt das aus Malmblöcken bestehende Trümmerfeld eines kleinen alten Felssturzes, der von der Ostwand des Frohnalpstocks abgebrochen ist.

4. Die Terrasse, die sich von der Schildwand südwärts gegen Äugsten senkt, wird von einem typischen, ganz aus Quintnerkalkblöcken bestehenden Bergsturztrümmerfeld bedeckt (Tafel 21, Figur 5). Es besitzt eine Länge von $1{,}_5$ km, eine Breite von zirka 500 m und ein durchschnittliches Gefälle von 15°. Die im oberen Teile genau nach S gerichtete Mittellinie des Schuttstromes zeigt im untern Teile eine durch die Gestalt der Unterlage bedingte deutliche Ablenkung nach SW. Die Umrandung ist fast ringsum sehr scharf, besonders auch am untern Ende, wo das Schuttfeld wie eine Gletscherzunge sich rasch verschmälert und dicht hinter den Heuhütten von Äugsten plötzlich aufhört. Zwischen Alp Beglingen und Äugsten hat der Ostrand durch Überschüttung mit Rötidolomitblöcken, die vom Abhang der Hechlenköpfe abgestürzt sind, etwas an Schärfe eingebüsst. Im W wird das Schuttfeld auf langer Linie von der Holzfluh begrenzt. Weil südlich davon ein solches Felsenufer fehlt, erwartet man, ein grosser Teil des Schuttstromes müsse über den steilen Wiesenhang von Schwamm gegen das Linthtal abgestürzt sein (Tafel 22, Figur 1). Es scheint dies jedoch nicht geschehen zu sein; immerhin ist der obere Teil jenes Abhangs ziemlich stark mit Malmtrümmern bestreut, die offenbar dem Bergsturz entstammen. Das Blockwerk ist im obern und mittleren Teil der Ablagerung am rauhesten, reich an grossen Blöcken und sehr hügelig. Sein oberes Ende ist in sehr auffälliger Weise durch eine Einsenkung von der hohen rezenten Schutthalde getrennt, die sich an die Malmwand des Schild anlehnt. Man darf aus dieser Erscheinung wohl schliessen, dass die mächtige Felsmasse auf einen Schlag hingestürzt ist und keine kleinen Nachstürze folgten.

Das Abrissgebiet liegt zweifellos an der hohen Südwand des Schild; merkwürdigerweise suchen wir jedoch dort umsonst nach einer den Dimensionen des Bergsturzes entsprechenden, scharf umrandeten Nische. Die unregelmässige Nische am Ostende der Schildwand erscheint zu klein, um einen so grossen Bergsturz geliefert haben zu können.

Die kleinen von der Roterdfurkel und vom Schwarzstöckli kommenden Bäche sind durch den Bergsturz verschüttet und gezwungen worden, ihre Geschiebe am Bergsturzrande abzulagern. So ist der kleine, wiesenbedeckte Geschiebeboden entstanden, auf dem die Hütte von Alp Beglingen steht. Die Bäche versiegen im Blockwerk nahe an der Bergsturzgrenze. Es ist ungewiss, ob der am Abhang von Schwamm in zirka 1620 m Höhe entspringende «Kaltbach» als deren Fortsetzung betrachtet werden darf, da er nicht dem Bergsturzrande, sondern dem anstehenden Malm entquillt. Eine prachtvolle Quelle entspringt am untern Rande des Trümmerfeldes bei den Hütten von Äugsten. — Der Bergsturz ist offenbar sehr alt, aber jedenfalls postglazial, da keinerlei Gletscherwirkungen an seiner Oberfläche zu bemerken sind.

5. Beim Haltengut zwischen Netstal und Mollis ruht auf der Talsohle ein junger Felssturz von regelmässiger Kegelform. Die Abrissnische ist an der darüberliegenden 200 m hohen Malmwand deutlich sichtbar. Die Trümmermasse unterscheidet sich von einem gewöhnlichen trockenen Gehängeschuttkegel bloss durch die grossen Blöcke, die über ihre Oberfläche zerstreut sind und besonders ihren untern Rand umsäumen. Sie ist die Ablagerung eines Felssturzes, der am 16. Juni 1856 stattfand, nachdem schon am 29. Juli 1855, wahrscheinlich veranlasst durch Erdstösse, die am 25. und 26. Juli (Erdbeben von Visp) erfolgt waren, mehrere kleinere Felsabstürze niedergegangen waren. Die Sturzmasse mag einen Inhalt von etwa 1 Million Kubikmeter haben [1]).

Seither sind wiederholt kleinere Nachstürze erfolgt. In den letzten 30 Jahren hat sich am Südrand der Abrissfläche eine neue kleine Teilnische ausgebildet, aus der öfters, besonders nach län-

[1]) Vgl. den ausführlichen Bericht über diesen Felssturz von G. Freuler in **324**, p. 208/209.

gerem Regenwetter, kleine Abstürze niedergegangen sind, so z. B. im Sommer 1912. Die starke Durchklüftung und das nordwestliche Fallen der Quintnerkalkbänke begünstigen die Entstehung der Stürze. Bemerkenswert ist, dass auf der Terrasse oberhalb der Abrissnische eine dem Abrissrand parallel verlaufende tiefe, breitklaffende Spalte im Malmkalk vorhanden ist.

6. Der breite Schuttmantel, der den Abhang des Schild östlich von Ennenda zwischen der Sturmingerrunse und der südwärts folgenden «Aetzgenrunse» bedeckt, ist nur in der nördlichen Hälfte gewöhnliche Schutthalde, im südlichen Teil aber die Ablagerung eines grossen alten Felssturzes, der in der Höhe von 1000—1200 m aus Dogger und Malm des über der Trümmerhalde sich erhebenden Steilhanges herausgebrochen sein muss (Tafel 21, Figur 3). Im untern und mittleren Teil des Felssturzgebietes herrschen kleinere und mittelgrosse Blöcke von Schiltkalk und unterem Quintnerkalk vor und fallen daneben zahlreiche Doggertrümmer (Eisensandstein, Echinodermenbreccie und auch Eisenoolith) auf. Der oberste Teil der Sturzmasse besteht grösstenteils aus grossen zerklüfteten Schichtpaketen von unterem Quintnerkalk mit wechselnder Schichtstellung und enthält nur noch wenig Dogger und Schiltkalk. Eine deutliche Rinne oder flache Mulde trennt die durch wellig unregelmässige Oberfläche ausgezeichnete Sturzmasse von der nordwärts folgenden, ausschliesslich aus kleinen Malmtrümmern bestehenden und sehr regelmässig geböschten rezenten Schutthalde. Im S reicht der Felssturzschutt im mittleren Teil des Abhangs noch etwa 50 m über die Aetzgenruns hinaus. Unten geht die Sturzablagerung in einen leicht welligen, flachen, von Wiesen bedeckten Schuttfächer über. Wie man aus den auch hier noch reichlich vorhandenen Dogger- und Schiltkalktrümmern schliessen darf, bildet sie wahrscheinlich auch noch die Unterlage des südöstlichen, ältesten Teiles des Dorfes Ennenda. Im obern und mittleren Teil des Ablagerungsgebietes ist keine Spur von Erratikum vorhanden. Ob die in den Steinzäunen auf dem untersten Teil der Sturzmasse und im Dorfrande häufigen roten Sernifittrümmer vom Linthgletscher (Gschnitzstadium) abgelagert oder vom Menschen hergetragen worden sind, kann ich vorläufig nicht entscheiden. Ebenso ist noch unsicher, ob die Sturzmasse älter oder jünger ist als die im S an ihre Basis angrenzende Staukiesebene von Platten (vgl. p. 574).

7. Die Sohle der Talstufe von Meerenalp wird von einem ziemlich ausgedehnten Malmblockwerk überdeckt, das von der Ostwand des Mürtschenstocks abgestürzt ist. Das Trümmerfeld gliedert sich in eine grobblockige, an der rezenten Schutthalde ziemlich hoch hinaufreichende Nachhut, eine am gegenüberliegenden Bergabhang etwa 30 m hinaufsteigende Brandungszone und einen schmalen, talauswärtsgerichteten flachen Schuttstrom. Eine Stauwirkung des Felssturzes ist der flache Geschiebeboden, auf dem die Alphütten stehen.

8. Ein grösserer Felssturz muss in alter Zeit auch von der aus steil nach S fallenden Malmplatten bestehenden Südostwand des Mürtschenstocks niedergegangen sein. Die Sturzmasse breitete sich auf dem flachen Boden von Mürtschenalp fächerförmig aus; eine kleine Nachhut blieb auf einer Terrasse am Fusse der Steilwand liegen. Die Trümmermasse besteht ganz aus Quintnerkalk und spärlichen Gruppen von Schiltkalkblöcken und scheint die Felsunterlage nur mässig hoch zu überdecken. Vereinzelte Blöcke von Verrucano und Rötidolomit, die besonders gegen den Rand des Schuttfeldes zwischen die Malmblöcke eingestreut sind, mögen erratische Blöcke sein, die einst höher oben am Abhang des Mürtschenstocks lagen und vom Felssturz mitgerissen wurden.

9. Der diluviale Bergrutsch von Obstalden.

Gabriel Freuler (**324**, p. 204—207, und **325**, p. 26) vertritt die Ansicht, das im E vom Meerenbachtobel, im W von dem Bergrücken Weissberg-Oberohr und vom Sallerntobel begrenzte wellige Gelände von Obstalden sei das Ablagerungsgebiet eines diluvialen Felsrutsches, der sich vom Nordwestabhang des Alpfirzstockes ablöste und ein altes Tal des Meerenbaches ausfüllte, das aus der Gegend von Altstafel gegen NW abstieg und beim heutigen Sallerntobel ins Walenseebecken mündete. Diese Anschauung stützt sich auf die Tatsache, dass in diesem etwa $3{,}_6$ km² grossen Gebiete der zutage tretende Fels vorwiegend als Breccie ausgebildet ist. Während die Westwand des Sallerntobels aus kompaktem Fels (Öhrlikalk bis Drusbergschichten) besteht, erscheint in der Sohle und am Ostrand des Tobels plötzlich eine Breccie, im untern Teil die längst bekannte fein-

splitterige weisse Troskalkbreccie (Sallernsand), im mittlern und obern Teil des Tobels eine mehr grobtrümmerige, dunkel angewitterte Breccie, welche die untere Kreide bis zu den Drusbergschichten vertritt. Wie schon Arnold Escher aufgefallen war, ist auch der Malmkalk des durchschnittlich 150 m hohen Steilhanges auf der Westseite des Meerenbachtobels auf der $2{,}_5$ km langen Linie zwischen Holzsiten und dem Dorf Mühlehorn zu einer fein- bis grobsplitterigen Breccie zerrüttet. Auch die in dem welligen Abhang zwischen Obstalden und dem Weissberg da und dort aus der Moränendecke herausschauenden Felsmassen (Troskalk und Öhrlikalk) besitzen fast ohne Ausnahme Breccienstruktur. So besteht ein etwa 50 m langes und 5—7 m hohes Felsband, das südlich von Grossschwändi aus einem bewaldeten Steilbord herausragt, aus einer zu festem Fels verkitteten, aus sandfeinen bis faustgrossen eckigen Trümmern zusammengesetzten Troskalkbreccie mit kleinen herausgewitterten Höhlen. Oberhalb des Verbindungsweges zwischen der Terrasse von Hüttenberg und der Meerenalp reicht die fest verkittete Malmbreccie noch bis in mindestens 1200 m Höhe an den Abhang der Hochmatt hinauf.

Bei der geologischen Aufnahme des Gebietes in den Jahren 1904—1906 betrachtete ich diese Breccienbildung als Dislokationsbreccie und trug sie daher als anstehenden Fels in die Karte ein. Bei einer neuen Begehung des Gebietes im Jahr 1927 wurde ich in der bisherigen Ansicht schwankend, besonders wegen der grossen horizontalen und vertikalen Ausdehnung der Breccie; allein folgende Tatsachen lassen sich nur schwer mit der Ansicht vereinen, es liege hier ein grosser Bergschlipf vor:

1. In der Breccie sind alle Gesteine vom Schiltkalk bis zu den Drusbergschichten vertreten; aber in keinem Aufschluss lässt sich eine Mischung verschiedener Gesteine beobachten. Aus den Aufschlüssen im Meerenbachtobel und am Walenseeufer zwischen Mühlehorn und Sallerntobel muss man schliessen, dass die Gesteine in ihrer ursprünglichen normalen stratigraphischen Reihenfolge übereinanderliegen.

2. Die stratigraphischen Schichtgruppen der Breccienmasse zeigen ungefähr die räumliche Anordnung, die ihnen nach dem tektonischen Bauplan der Umgebung auch bei primärer Lagerung zukäme. Einzig im Sallerntobel stossen sie diskordant auf die Kreideschichten der westlichen Tobelwand, weshalb ich dort eine Verwerfungsspalte annahm.

3. In manchen kleineren Aufschlüssen erscheinen die Splitter und Brocken der Breccie zwar wirr gelagert wie in einer echten Bergsturzbreccie; aber in den Felswänden auf der Westseite des Meerenbachtobels zeigt der brecciöse Malmkalk auf weite horizontale und vertikale Ausdehnung noch deutlich die ursprüngliche Schichtung, bei Strick, wo das Schichtensystem bis in den Schiltkalk hinunter entblösst ist, sogar noch eine wellenförmige Faltung.

4. Die Zementsteinschichten und der Öhrlikalk, die den 1 km langen und 130 m hohen Steilhang am Walenseeufer zwischen Mühlehorn und Mühlethal aufbauen, machen durchaus den Eindruck von anstehendem Fels. Sie sind allerdings ziemlich stark von Kluftspalten durchsetzt, doch nicht stärker als viele andere sicher anstehende Felsmassen. Auch der Troskalk von Eggberg und Hofstuden westlich von Mühlethal ist nicht von anstehendem Fels zu unterscheiden. Gegen das Sallerntobel hin geht er allmählich in die Sallernbreccie über.

5. Wäre die Felsmasse zwischen Meerenbach und Sallerntobel vom Alpfirzstock abgerutscht, so müsste der Schiltkalk, der östlich von Strick in der Sohle des Meerenbachtobels in stratigraphischem Zusammenhang mit dem brecciösen Quintnerkalk steht, einst im oberen Teil des Nordwestabhangs jenes Gipfels gelegen haben, was aber nach seinem tektonischen Bau nicht möglich ist.

Dieser Tatsachen wegen hege ich noch Zweifel an der Richtigkeit der Ansicht Freulers und denke noch an die Möglichkeit, die Breccienstruktur des Gebietes zwischen Meerenbach und Sallerntobel sei tektonisch bedingt. Eine Dislokationsbreccie von solcher Mächtigkeit und Ausdehnung ist allerdings ebenfalls eine rätselhafte Erscheinung. Allein auch anderwärts, z. B. am Westrand der Terrasse von Foppa westlich vom Flimserstein und südlich von der Kunkelspasshöhe in den Galerien des neuen Kunkelsträsschens, zeigt der sicher anstehende Quintnerkalk eine ähnliche Breccienstruktur wie im Meerenbachtobel, ohne dass die Ursache für ihre Entstehung klar erkennbar ist.

Wenn die Meerenbach-Sallernbreccie nicht anstehend, sondern eine Rutschmasse ist, so muss man sich die Rutschbewegung als ein langsames Abgleiten vorstellen; ferner muss der Vorgang mindestens bis in die letzte Interglazialzeit zurückverlegt werden, da das Gebiet fast ganz von Moränen des Walensee-Rheingletschers und der Lokalgletscher bedeckt ist, ferner weil das aus der Breccie herausgearbeitete tiefe und breite Meerenbachtobel eine lange Erosionsperiode voraussetzt und die Moränendecke bis in seinen Grund hinunterreicht. Auch wäre das über 100 m hohe Steilufer zwischen Mühlehorn und Sallerntobel, das sich in fast unverminderter Steilheit noch 100 m tief unter das Walenseeufer fortsetzt, nur unter Annahme einer langdauernden Glazialerosion verständlich.

10. Dem Gebiet des diluvialen Bergrutsches von Obstalden gehören die Felsstürze an, die im November 1924 bei Mühlehorn sich ereigneten. Ihr Abbruchgebiet befindet sich etwa 600 m westlich vom Dorf Mühlehorn und dicht östlich von dem Weiler Mühlethal an dem etwa 120 m hohen und 40° steilen bewaldeten Steilhang, der unterhalb der moränenbedeckten Terrasse von Voglingen gegen den Walensee abfällt. Die untern und mittleren Teile des Steilhanges werden von einer bis 80 m mächtigen Folge von Zementsteinschichten aufgebaut, bestehend aus einer Wechsellagerung von schwarzen Mergelschiefern mit mergeligen Kalkbänken. Darüber folgen bis zur Terrassenkante hinauf etwa 50 m hellgrauer Öhrlikalk. Die Schichtung fällt mit etwa 10° Neigung gegen den Walensee. Die Felsmasse, namentlich der Öhrlikalk, ist stark von Klüften durchsetzt, immerhin keine eigentliche Breccie. Sie befindet sich noch durchaus in ihrem ursprünglichen Schichtverbande, so dass früher nie bezweifelt wurde, dass hier anstehender Fels vorliege. Der Öhrlikalk krönte vor dem Felssturz die Portlandienmergel in Form eines etwas aus dem Abhang vorspringenden, 20—30 m hohen Felsgesimses.

Aus diesem Öhrlikalk brach nun eine etwa 150 m lange, 25—30 m hohe und 20—25 m dicke Felsmasse heraus und ergoss sich in zwei Stürzen, von denen der erste am 8. November abends $9^1/_4$ Uhr, der zweite am 11. November morgens $4^1/_4$ Uhr stattfand, lawinenartig über den Zementsteinschieferhang und die Eisenbahnlinie Zürich-Sargans hinweg bis in den Walensee hinein. Die Oberkante der Abrissfläche liegt in etwa 525 m Höhe, ziemlich genau 100 m über dem Seespiegel. Die Stürze erzeugten im See eine gewaltige, bis 8 m hohe und über die ganze Seebreite hinübergreifende Welle. Sie verursachten den Bundesbahnen einen mehrere Wochen dauernden Verkehrsunterbruch und Kosten im Betrage von Fr. 500,000.

Die Abtrennung der Sturzmasse wurde jedenfalls durch die starke Klüftung, die talwärtsgeneigte Schichtstellung und die Unterlagerung des Öhrlikalks durch die eine Gleitbewegung befördernden Mergelschiefer begünstigt. Die Hauptursache des Felssturzes ist jedoch ohne Zweifel in dem Betrieb des Zementbergwerkes zu suchen, durch das seit dem Jahre 1877 an der Abbruchstelle die Portlandienmergel ausgebeutet wurden. Im Laufe der Jahre waren 9 rechtwinklig zur Talrichtung flach in den Berg hineingetriebene Stollen von 50—80 m Länge und 6—10 m Höhe in den obersten Teil der Zementsteinschichten hineingetrieben worden, und dazwischen wurde noch eine Reihe von parallel zum Tal verlaufenden Verbindungsstollen erstellt. So entstand allmählich ein ganzes Labyrinth von Hohlräumen im Liegenden des Öhrlikalks, wodurch das Gleichgewicht des Steilhangs gestört wurde. Merkwürdig ist jedoch, dass im Bergwerk bis wenige Stunden vor dem Felssturz keine Anzeichen eines drohenden Zusammenbruchs sich bemerkbar machten, abgesehen davon, dass eine seit Jahren im westlichsten Stollen fliessende Quelle seit einiger Zeit reichlicher floss als vorher, während umgekehrt eine westlich vom Bergwerk am Tage fliessende Quelle im Ertrag zurückgegangen war. Zur Lockerung der innerlich zerbrochenen Felsmasse haben gewiss auch die übermässig grossen Niederschläge des vorangegangenen Sommers beigetragen; ferner ist noch zu erwähnen, dass am 7. November, also am Tage vor dem ersten Felssturz, ein Erdbeben stattgefunden hatte, das gerade die Umgebung von Mühlehorn ziemlich heftig erschüttert haben soll.

11. Im unteren Teile des Murgtales, zwischen Talstäfeli und Merlen, liegt ein alter Bergsturz mit typisch ausgebildetem Schuttstrom. Sein Abrissgebiet ist am Ostabhang der Drei Hörner in Gestalt einer ziemlich grossen, unregelmässigen Nische deutlich erkennbar und auch auf der topographischen Karte dargestellt. Eine mächtige Verrucanomasse stürzte aus dieser Nische ostwärts auf die Sohle des Tales, wurde dann von der gegenüberliegenden Talwand nach N ab-

gelenkt und floss nun auf der schmalen und hier ziemlich stark geneigten Talsohle noch $1{,}_2$ km talauswärts. Der Trümmerstrom ist konvex aufgewölbt und besonders im südlichen Teil, gegen Merlen hin, reich an mächtigen, oft in den merkwürdigsten Stellungen übereinandergetürmten Blöcken. Sein Ostrand ist sehr scharf, während der Westrand durch die von den Drei Hörnern herkommenden Runsen mit Schutt überdeckt worden ist. Der Murgbach und der von der Mürtschenalp herkommende Sponbach haben hinter dem Bergsturzriegel ihre Geschiebe abgelagert und den etwa 800 m langen Stauboden von Merlen aufgeschüttet. Der Bergsturz ist nicht von Moränen bedeckt, also postglazial.

12. Höher oben im Murgtale, zwischen Laui und Mornen, führt der Weg abermals eine Strecke weit durch ein aus groben Verrucanoblöcken gebildetes Trümmerfeld, die fächerförmige Ablagerung eines Felssturzes, der vom Ostabhang der Kalttalköpfe abgebrochen ist.

13. Am Nordwestrand der Alp Gheist liegt ein aus roten Verrucanokonglomeratblöcken bestehender Felssturz, der von der nördlich über dem Tälchen der Staffelruns sich erhebenden Felswand abgebrochen und als scharf begrenzter Schuttstrom durch dieses Tälchen hinausgeflossen ist.

14. Der Südabhang des Gufelstocks ist stark mit Felstrümmern überstreut, weil das Verrucanokonglomerat dieses Gebietes der starken Durchklüftung wegen zur Abbröckelung neigt. Eine grössere Verrucanomasse ist vom Abhang südlich von P. 2200 m abgestürzt und hat einen langen, nach unten fächerförmig sich ausbreitenden Trümmerkegel aufgeschüttet. Sein unterer Rand liegt oberhalb der Häuser von Kummerberg und Gufel, ist aber nicht scharf ausgeprägt, da der angrenzende Moränenschutt ebenfalls fast ganz aus Verrucano besteht.

11. Bergstürze in der Magereu-Guschagruppe.

1. An dem gegen das Dorf Engi gerichteten Südwestabhang des Gulderstocks fällt eine grosse Schuttbildung auf, die im ganzen die Gestalt eines Schuttkegels besitzt, jedoch durch bedeutende wellenförmige Unebenheiten ausgezeichnet ist. Ihr oberer und mittlerer Teil ist in eine Nische eingebettet, die in den Flysch und den darüberliegenden Verrucano von Kühfitternalp eingesenkt ist; ihr fächerförmig ausgebreiteter Fuss jedoch schiebt sich aus der Nische weit gegen die Talsohle vor.

Aus der Ferne betrachtet, macht die Bildung völlig den Eindruck eines grossen Bergrutsches. Bei der nähern Untersuchung des Schuttgebietes findet man diese Vermutung bestätigt. Zwar fehlen auf dem fast ganz von Wiesen bedeckten Gelände grössere Blöcke fast völlig, so dass man vermuten könnte, eine Grundmoränendecke vor sich zu haben. Allein man sucht vergebens nach gerundeten oder gekritzten Geschieben, und überdies ist das Gesteinsmaterial für Moräne zu einförmig, es fehlen vor allem die Flyschsandsteine und Dachschiefer, die unmittelbar südlich von dem Trümmerkegel hohe Bergwände aufbauen. Es sind im Schutte ausschliesslich die Gesteine vertreten, die in der Nische unter Kühfittern Oberstafel anstehend sind. Wohl das häufigste Material sind grüne und violettrote sandige Verrucanoschiefer, zwischen welche öfters Blöcke verschiedener Melaphyrvarietäten eingestreut sind, wie sie in dem Eruptivgesteinslager von Ochsenfittern und Kühfittern vorkommen. Fast ebenso reichlich sieht man die Gesteine der unter dem Verrucano anstehenden Wildflyschzone, und zwar neben den vorherrschenden knorrigen Mergelschiefern auch polygene Breccien, bräunliche Quarzite, Sandsteine und vereinzelte Nummulitenblöcke. An manchen Stellen findet man Blockgruppen von Lochseitenkalk. Aus dem Vorwiegen schiefriger Gesteine, die während der Bergsturzbewegung in kleine Stücke zerbrochen oder zu Pulver zerrieben wurden, erklärt sich die geringe Blockbestreuung und die starke Verwitterung der Oberfläche. An vielen Stellen sind Verrucano- und Flyschtrümmer bunt gemischt; aber manchenorts bemerkt man auf weiten Flächen fast nur Trümmer einer und derselben Gesteinsart. So trifft man längs des Hauptweges im östlichen Teile des Schuttgebietes unterhalb Trog fast nur eckigen Flyschschutt; höher oben wird der Verrucano häufiger, um bald das völlig herrschende Gestein zu werden. Bei Lauiboden beobachtet man zu beiden Seiten des Baches eine grosse abgerutschte Verrucanoschiefermasse mit erhaltengebliebener Schichtung. Ein kleiner Schwarm von Lochseitenkalkblöcken liegt zwischen Gigerhofberg und Lauiboden.

Die am Ufer des Mühlebaches bei der Weberei Engi aufgeschlossenen Dachschiefer, besonders aber die mitten im Bergsturzschuttkegel in der mässig tiefen Erosionsrinne der von Kühfittern kommenden Runse auf langer Linie zutage tretenden Dachschieferbänke beweisen, dass die Trümmermasse lange nicht so mächtig ist, wie sie bei der Betrachtung aus der Ferne es zu sein scheint. Die unscharfen Formen der Ausbruchsnische, die starke Verwitterung der Oberfläche, die allerdings durch die Art des Gesteinsmaterials befördert wurde, und die Grösse der Bachschuttkegel, die über den Fuss des Bergsturzes aufgeschüttet worden sind, deuten auf ein hohes Alter der Felsrutschung hin; immerhin ist sie allem Anschein nach postglazial.

2. Der westliche Teil der Gulderblanken am Nordabhang des Gulderstocks wird von 1980 m bis hinunter zu den Sennhütten von Gams von einem Schuttmantel bedeckt, der in der Geologischen Karte als Moräne bezeichnet ist, wahrscheinlich aber seine Entstehung einem vom Gipfel des Gulderstocks abgebrochenen alten Bergsturz verdankt. Er besteht grösstenteils aus zum Teil sehr grossen Liasblöcken und enthält dazwischen, namentlich im untern Teil, auch viele Verrucanotrümmer. Er ist im W, der Wieleschegg entlang, sehr scharf begrenzt und taucht im E unter die früher (p. 498) besprochenen Wallmoränen unter. Der Schuttstrom ist gegenüber den Hütten von Gams noch ein wenig am Abhang des Übliserwaldes emporgebrandet und dann, gegen W abgelenkt, noch etwa 500 m talauswärts geflossen. Dieser unterste Teil des Schuttstromes bildet zu beiden Seiten des Mühlebaches einen etwa 100 m breiten Streifen, der schuttkegelartig mit gleichförmigem Gefälle talauswärts sinkt. Der östlich von den Hütten von Gams den Talgrund bildende flache Geschiebeboden kann als eine Stauwirkung des Bergsturzes angesehen werden. Starke Quellen entspringen oberhalb Gams dem Trümmerfeld und bilden einen Bach, der parallel zum Mühlebach dem Südrand des Schuttfeldes entlang fliesst und erst an seinem untern Ende in den Hauptbach mündet. Der Bergsturz muss gegen Ende der Eiszeit, zwischen Gschnitz- und Daunstadium, stattgefunden haben, da die Moränenwälle von Gulderblanken auf das Trümmerfeld aufgesetzt sind.

3. Etwas unklar ist die Entstehung der fast ganz aus Nummulitenblöcken bestehenden Trümmerbildung, die einen grossen Teil von Camperdun Unterstafel bedeckt und am Westrande fast bis an den obern Rand der Brandungswelle des Elmer Bergsturzes von 1881 hinunterreicht. Die mächtigen, wirr übereinandergestürzten Nummulitenblöcke, zwischen welche die Hütten von Camperdun Unterstafel (1326 m) hineingebaut sind, die Blattengratschieferpakete, die den Untergrund der Hütten bilden, und die Nummulitenblöcke, mit denen der Wald- und Weideboden östlich von Knollen bestreut ist, gehören sicher zum Ablagerungsgebiet eines alten Felsschlipfes aus den Nummulitenbändern und Blattengratschiefern, die oberhalb Unter-Camperdun durch den Camperdunwald hinunterziehen und tatsächlich eine kleine Ausbruchsnische erkennen lassen. Dagegen stammen die grossen Nummulitenblöcke am untern Rande der Weide von Unter-Camperdun aus einem dort durchstreichenden, anstehenden, aber an der Oberfläche verrutschten Nummulitenbande.

4. Im Krauchtal liegt beim Eingang in die Riesetenalp ein kleiner Felssturz, bestehend aus Schieferblöcken der Blattengratschichten und vereinzelten Nummulitenblöcken. Die Abrissnische ist an der hohen Schieferwand unter der Terrasse «In der Schnur» deutlich zu bemerken. Die Frische des Blockwerkes lässt auf ein geringes Alter des Felssturzes schliessen.

5. Nördlich von dem Bachschuttkegel, der das vorhin genannte kleine Trümmerfeld im N begrenzt, stösst man auf das Ablagerungsgebiet eines grossen prähistorischen Bergsturzes. Von der Eggalp aus bietet er den Anblick eines riesigen Schuttkegels (Tafel 27, Figur 1), der sich an die Gipfelwand der Riesetenhörner anlehnt und als Unterlage von Mittler- und Unter-Riesetenalp bis an den Krauchbach hinunterreicht. Die Schuttmasse springt kräftig über den Bergabhang vor und zeigt am Fusse eine deutliche, südwärtsgerichtete fächerförmige Verbreiterung; doch kam es nicht mehr zur Entwicklung eines eigentlichen, talauswärtsgerichteten Trümmerstromes. Die Oberfläche des $1{,}_3$ km langen und an der Basis 1 km breiten Schuttkegels besitzt die für grosse Bergstürze charakteristischen wellenförmigen Unebenheiten; besonders fällt darin die flache Terrasse von Mittel-Riesetenalp auf. Der obere Rand des Bergsturzes ist von den rezenten Schutt-

halden und den Ablagerungen kleiner Runsen von der Wand der Riesetenhörner her überschüttet worden; ebenso ist der Ostfuss des Trümmerkegels durch junge Bachschutt- und Felssturzablagerungen verhüllt. Der Nordrand ist etwas undeutlich und scheint von ältern Moräne- oder Gehängeschuttmassen gebildet zu werden.

Als überwiegendes Trümmermaterial findet man die grauvioletten und grünen, seidenglänzenden Verrucanoschiefer der Riesetenhörner; doch sind auch die Wildflyschschiefer ziemlich reichlich vertreten. Es erklärt sich hieraus, dass die Oberfläche wie diejenige des Bergrutsches von Kühfitternalp bei Engi arm ist an grossen Blöcken und eine zusammenhängende Vegetationsdecke besitzt. In der in den Bergsturz eingeschnittenen Bachrinne südlich von Mittel-Riesetenalp liegt ein grosser Schwarm von Verrucanoschiefern mit fast ungestört gebliebener Schieferung.

Als Abrissfläche des Bergsturzes erkennt man sofort die prachtvolle, fast senkrechte, etwa 300 m hohe Gipfelwand der Riesetenhörner, die in ihrer Hauptmasse aus grauvioletten und grünen Verrucanoschiefern besteht und mit ihrem Sockel noch in die schwarzen, von einem Nummulitenband durchzogenen Wildflyschschiefer hinunterreicht. Der Ostrand der Abrissfläche ist am Ostende der Riesetenhörner und auch am darunterliegenden Flyschhang dicht östlich von der Alphütte von Riesetenalp Oberstafel in Gestalt einer scharfen Bergkante deutlich zu sehen. Dagegen ist im W keine entsprechende Grenzkante zu bemerken. Die nördlich von den Riesetenhörnern folgende Nische, in welcher der Riesetenpass den Grat überschreitet, gehört offenbar nicht mehr zum Abrissgebiet, sondern war schon vor dem Bergsturze vorhanden. Die ziemlich starken Veränderungen, welche der Rand des Trümmerfeldes durch neuere Schuttbildungen erfahren hat, beweisen, dass der Bergsturz sehr alt ist; mangels aller Gletscherwirkungen auf seiner Oberfläche muss er jedoch in die Postglazialzeit versetzt werden.

6. Am Abhang nördlich über Werben im Hintergrunde des Krauchtales liegt ein breiter, aus violettroten, schiefrigen Verrucanoblöcken bestehender Felssturzschuttstrom, dessen Abrissfläche an der steilen Südwand des Schönbühl liegt.

7. Eine grobblockige Felssturztrümmerhalde lehnt sich über Abendweid nördlich vom Türli an den Liasgrat zwischen Magereu und Erdisgulmen an.

8. Der Westfuss des Sexmor ist mit einer ziemlich grossen, aus Liasblöcken bestehenden Sturzmasse überschüttet. Der Felssturz fiel von der Nordwestwand dieses Gipfels zunächst auf eine aus Quartenschiefern bestehende Terrasse und floss dann nordwärts bis zur Alphütte Molveer und südwestwärts in das zwischen Sexmor und Munzkopf liegende Tälchen hinunter.

9. Der diluviale Bergsturz von Unterterzen.

Schon während der Aufnahmen für die Geologische Walenseekarte kam mir der Gedanke, das wellige Gelände zwischen Unterterzen, Mols und Oberterzen könnte ein alter, aus der auffälligen Nische westlich von Unter-Molseralp herausgebrochener Bergsturz sein. Trotzdem gab ich hier auf den beiden geologischen Spezialkarten Nrn. 44 und 50 Lias und Trias als anstehend an, da doch grössere, einheitlich geschichtete Felsmassen vorkommen, und weil auch dort, wo nur eckige Trümmer zu sehen sind, oft auf grossen Flächen fast alle Trümmer zur gleichen Gesteinsart gehören. Bei einer nochmaligen Begehung des Gebietes im Herbst 1920 musste ich jedoch mit grösserer Sicherheit der Ansicht zuneigen, dass hier ein grosser alter Bergrutsch vorliegt.

Aus dem ziemlich steil gegen den Walensee abfallenden, mit Wald und Wiese bedeckten, welligen Gelände zwischen Unterterzen und dem Einschnitt des Talbaches ragen in grosser Zahl Felsmassen von Lias-Sandkalk (Magereuschichten) empor, die ihrer oft beträchtlichen Dimensionen wegen anstehenden Fels vortäuschen. Allein die Schichtpakete sind doch meistens von klaffenden Fugen durchsetzt und bilden nirgends auf längere Strecken verfolgbare Felsbänke. Dicht nebeneinanderliegende Felsmassen zeigen oft völlig verschiedenes Streichen und Fallen der Schichtung. Einzelne dieser Felsriffe sieht man deutlich auf zersplitterten Blöcken mit anderer Schichtstellung aufruhen. Ein kleiner an der Landstrasse südlich von Stornenbühl liegender Steinbruch zeigt am oberen Rand einheitlich geschichteten, 40—60° N fallenden Liassandkalk (mit grossen *Belemniten*), darunter aber anders gelagerte eckige Blöcke und Splitter desselben Gesteins, getrennt durch breit-

klaffende Lücken, die zum Teil mit Kalksinter, zum Teil mit Rheingletschermoräne ausgefüllt sind. Östlich von Oberterzen sieht man in einem durch einen Strassenbau entstandenen Aufschluss auf etwa 25 m Länge einheitlich geschichteten, im obern Teil jedoch von klaffenden Lücken durchsetzten Liassandkalk mit Schieferlagen; kaum 50 m östlich davon jedoch zeigt ein Aufschluss regellos gelagerte, eckige, durch feine Splitter und Schlagsand getrennte Liasblöcke, und nördlich davon ragen viele grosse, regellos gestellte Liasblöcke aus dem Wiesengelände. Das 30—50 m hohe Steilbord, mit dem das Trümmergebiet im E gegen den Talbach abfällt, lässt auf seiner ganzen Länge von mehr als 2 km nirgends eine anstehende Felsbank zutage treten. Die spärlichen Aufschlüsse zeigen im untern und mittleren Teile des Steilufers stets nur eckige Liastrümmer mit sehr wechselnder Schichtstellung, und die grösseren Felsen sind oft von klaffenden Spalten durchsetzt. Gegenüber Oberterzen besteht das Steilbord auf wohl 200 m Länge ganz aus fein zersplitterten Quartenschiefern. Höher oben, zwischen 850 und 950 m sieht man in 40—50 m hohen Kahlanrissen an den Ufern des Talbaches ausschliesslich eckige Splitter von roten Verrucanoschiefern, dazwischen auch etwas Quartenschiefer, Rötidolomit und Liastrümmer. Gerundete Geschiebe, die auf Moräne schliessen liessen, fehlen ganz.

Diese Erscheinungen sprechen dafür, dass man es hier mit einem Bergrutsch zu tun hat, bei dem im ganzen keine starke Mischung der Gesteinsarten stattfand. Die auffällige Ausbuchtung, welche die Höhenkurven im Walensee nordöstlich von Unterterzen zeigen, spricht dafür, dass die Trümmermasse noch ziemlich weit in das Seebecken hinausgeströmt ist. Ihre Ostgrenze fällt ziemlich genau mit dem Einschnitt des Talbaches zusammen. Dagegen ist die Westgrenze zwischen Oberterzen und Quarten orographisch nicht scharf ausgeprägt; namentlich ist unsicher, ob die Hügelmasse von Uschavelle nordwestlich von Oberterzen (mit einer Gruppe prachtvoller Punteglasgranitblöcke) noch zur Bergsturzablagerung gerechnet werden darf.

Auf den höheren Teilen des Ablagerungsgebietes, in der Umgebung von Oberterzen und gegen Brandalp hinauf, fehlen erratische Bündnergesteine völlig, und auch die Lokalmoränendecke, die dort auf der Walenseekarte angegeben ist, existiert in Wirklichkeit nicht. Dagegen findet man auf dem Liastrümmergebiet zwischen Unterterzen und Mols in der Gegend von Diesen, Luggetbründ und Fratte vereinzelte Trümmer von Punteglasgranit, Diorit und Verrucano aus dem Vorderrheintal. In einer Schuttgrube am Wege zwischen Oberterzen und Mols ist südlich von Diesen Grundmoräne mit runden Geschieben und kristallinen Bündnergesteinen aufgeschlossen. Auf dem untern Teil des Bergsturzes liegt also eine dünne, sehr lückenhafte Moränendecke. Da bei Oberterzen die Moräne entschieden fehlt, während im gleichen Niveau südlich von Mols und bei Quarten mächtige Moräne vorhanden ist, darf man annehmen, dass zwar nicht mehr der Rheingletscher der Hauptwürmeiszeit, wohl aber noch derjenige des Bühlstadiums über den Bergsturz hinweggegangen ist.

Die flachwellige Ebene zwischen der Landstrasse und dem Gostenhorn, auf der die Zementfabrik Unterterzen steht, kann nach Lage und Oberflächenform nicht, wie die Walenseekarte angibt, zum Schuttkegel des von Oberterzen kommenden Baches gehören. Vielleicht ist es eine moränenbedeckte Glazialerosionsfläche im Bergsturz. Ich konnte jedoch keine kristallinen Bündnergesteine darauf finden (vgl. Albert Heim, **277**, Bd. II, p. 946/947).

10. Auf Brandalp hängt das Ablagerungsgebiet des Bergsturzes von Unterterzen mit dem Trümmerfeld eines viel jüngeren Bergsturzes zusammen, der von dem Verrucanosteilhang Tschingel nördlich von Alp Seeben abgebrochen ist. Der grosse, im untern Teil etwas wellig unebene Trümmerkegel springt landschaftlich nicht stark in die Augen, weil er samt seiner Umgebung fast ganz von Tannenwald bedeckt ist. Er besteht fast ganz aus Blöcken von teils feinkonglomeratischem, teils sandigem und schiefrigem rotem Verrucano. Einzig am Ostrande, östlich von der Hütte von Brandalp (1085 m) und nördlich davon kommen viele Rötidolomitblöcke vor. Sie stammen aus dem verkehrtliegenden Triasbande, das im Hageggwalde unter den Westrand des Bergsturzes untertaucht und an seinem Ostrande oberhalb der Hütte von Brandalp wieder zutage tritt. Im Walde liegt fast überall Block an Block; besonders wild ist das Blockwerk im Gschwendwalde und im östlichen Teile des Fallwaldes, wo Trümmer aller Dimensionen wirr durcheinandergeworfen sind und oft grosse Hohlräume zwischen sich offen lassen. Einzig in der Umgebung der Brandalphütte ist die Oberfläche blockärmer, weshalb hier der Wald der Weide Platz macht. Die

Grenze des $1,_2$ km langen und $0,_7$ km breiten Trümmerfeldes lässt sich fast ringsum deutlich erkennen. Das Abrissgebiet macht sich nicht als auffallende Hohlform bemerkbar. Die Trümmermasse ist verhältnismässig wenig weit am Abhang hinuntergeflossen; ein grosser Teil derselben liegt offenbar noch ganz innerhalb des Abrissgebietes. Eine Moränendecke, die z. B. in Aufschlüssen am Wege Rüti-Moos-Hagegg oft schön gekritzte Geschiebe zeigt, umgibt den untern Teil des Bergsturzes, greift aber nirgends auf ihn selbst über; er ist also postglazial. Die Bergsturzmasse ist das Sammelgebiet starker Quellen, die an ihrem Nordrande entspringen.

11. Ein unbedeutender, aus Quartenschieferblöcken bestehender alter Felssturz liegt auf dem Westrande der moränenbedeckten Terrasse von Recket südlich von Oberterzen.

12. Ein kleiner Felssturz ist aus dem Melsersandsteinband am Nordrand der Prodalp abgebrochen und bis an den Rand des Torfmoores von Tannenboden hinuntergestürzt.

13. Der Weg, der von Banüöl südostwärts ins Schilsbachtal hinunterführt, durchquert am Abhang über Weissenberg das noch recht frisch aussehende Blockwerk eines aus dem darüberliegenden Rötidolomitband losgebrochenen Felssturzes.

14. Nordwestlich über Ober-Matossa liegen auf steilem Abhange die grobblockigen Schuttfelder dreier Felsstürze, die aus dem Melsersandstein- und Rauhwackefelsband des First herausgebrochen sind und dort scharf umrandete Ausbruchsnischen hinterlassen haben.

15. Ein ziemlich grosser, aus roten Verrucanoschieferblöcken bestehender Felssturz lehnt sich südlich von Wiesen im Schilsbachtal in Gestalt eines prachtvoll fächerförmigen Trümmerkegels an die östliche Talwand an. Einige Riesenblöcke liegen an seinem Fusse am Wege in der Talsohle. Als Abrissgebiet erkennt man leicht die noch recht frisch aussehende Nische Hochries, aus der die Spitze des Schuttkegels herausstrahlt.

16. Unmittelbar nördlich von diesem Felssturz, östlich von den Alphütten von Wiesen, liegt der Rand eines ungleich grossartigeren alten Bergsturzes, der den ganzen Bergabhang von der Liaswand der Guscha bis zur Talsohle hinunter überschüttet hat. Das Abrissgebiet reicht an der Liaswand bis zum Grat des Mademskamms (2198 m) hinauf und stellt eine 700 m breite, 300 m hohe und 50—80 m tiefe, scharf begrenzte Nische von annähernd rechteckförmigem Umriss dar. Die tektonischen Störungen, welche die Liassandkalke (Magereuschichten) und dunkeln Mergelschiefer hier erlitten haben — eine scharf gebogene, nach N überliegende Falte und mehrere kleine Brüche im südlichen Teil der Nische —, mögen die Abtrennung des Bergsturzes erleichtert haben. Die mindestens 10 Millionen Kubikmeter messende Felsmasse stürzte auf die breite, stark geneigte, moränenbedeckte Terrasse von Gampergalt-Halden. Der nördlichste Teil der Sturzmasse kam wenig unterhalb des Terrassenrandes zur Ruhe; die Hauptmasse jedoch flutete über den steilen Verrucanohang bis ins Schilsbachtal hinunter, wobei der Trümmerstrom sich in zwei Arme gabelte, die durch einen breiten, aus dem Walde herausschauenden roten Verrucanofelskopf getrennt sind. Die beiden Teilströme breiten sich nach unten fächerartig aus und ruhen dort mit sehr scharfem Rande auf dem flachen, wiesenbedeckten Schuttboden von drei Runsenschuttkegeln auf. Eine ganze Reihe starker Quellen entspringt diesem Rande.

Nicht völlig klar wurde mir die Beziehung dieser Bachschuttkegel zur Bergsturzablagerung. Sie bestehen grösstenteils aus Liasschutt wie der Bergsturz und können deshalb als Abschwemmkegel des letztern betrachtet werden. Der mittlere unter ihnen, der Schuttkegel, auf dem die Hütten von Wiesen stehen, erscheint jedoch zu gross und zu flach im Vergleich mit den beiden unbedeutenden Runsen, die ihn abgelagert haben sollten. Dazu kommt, dass nördlich von Wiesen der Schilsbach auf langer Linie 20—30 m tief in diese Runsenschuttkegel eingeschnitten ist. Man kann sich fragen, ob diese mächtigen Runsenschuttmassen nicht zu einem grossen Teil schon vor dem Bergsturz vorhanden waren. Eine auffällige Erscheinung sind auch die über den Bachschuttkegel von Wiesen hingestreuten vereinzelten grossen Liasblöcke. Sie können unmöglich aus der Bergsturzmasse heraus nachträglich auf den flachen Alluvialboden hinausgestürzt oder durch die schwachen Bächlein hinausgeschwemmt worden sein. Vielleicht deuten sie an, dass die Bergsturzmasse einst weiter gegen die Talsohle vorgeschoben war und später von den Bächen weggespült worden ist.

Der Trümmerstrom erstreckt sich von 1900—1100 m hinunter und hat, in der horizontalen Projektion gemessen, eine Länge von $1{,}_6$ km und eine Breite von 700—1100 m. Seine Oberfläche zeigt die wellenförmigen Unebenheiten aller grössern Bergstürze und besonders im mittlern und oberen Teil eine starke Bestreuung mit grossen Blöcken. Er ist grösstenteils mit Laubwald und Lärchen bestanden, so dass er, besonders im Spätherbst, sich schon durch die Farben seiner Vegetation scharf von dem dunkeln Tannenwald abhebt, der den Verrucano der Umgebung bedeckt. In dem an der Waldgrenze liegenden obersten Teil des Trümmerfeldes stehen zahlreiche Arven.

17. Im März 1906 löste sich oberhalb Bruggweite (Schilsbachtal) auf der Nordseite des Malanggatobels wahrcheinlich infolge starker Durchtränkung mit Schmelzwasser aus dem oberen Teil des dort anstehenden roten Verrucanoschiefers und dem darüberliegenden Gehängeschutt eine beträchtliche Felsmasse los. Sie überdeckte den darunterliegenden Abhang und breitete sich im Talgrunde als flache Schuttdecke aus, wobei die Strasse verschüttet, ein Haus zerstört und der Stauweier des Elektrizitätswerkes teilweise ausgefüllt wurde.

18. Eine kleine Strecke nördlich von Bruggweite fällt oberhalb der Schilstalstrasse ein aus mächtigen, wirr durcheinandergeworfenen Rauhwacke- und Verrucanoblöcken bestehendes Trümmerwerk auf. Es gehört zum Ablagerungsgebiet alter Felssturzmassen, die wahrscheinlich vom Naperkopf abgebrochen sind, auf dessen Nordseite eine deutliche Nische zu sehen ist. Das Trümmerfeld bedeckt das Gallenholz und den östlichen Teil des Malanggawaldes, lässt sich aber nicht scharf von den angrenzenden Schuttbildungen abtrennen.

19. An die Liasgipfelmasse der Guscha lehnen sich fast ringsum Trümmerbildungen an, deren Entstehung nicht immer leicht zu deuten ist. So ist man im Zweifel, ob die Trümmerdecke auf dem welligen Abhang zwischen der Terrasse von Rindervansalp und den rezenten Schutthalden am Fusse der Liaswände als oberflächlich in Trümmer aufgelöstes Anstehendes oder als Moräne oder als Bergsturz aufzufassen ist. Den Eindruck eines alten Felssturzes macht ein durch besonders viele grosse Blöcke ausgezeichneter breiter Trümmerstreifen, der oberhalb der Hütte von Rindervansalp auf jenem Abhang liegt. Er enthält geschichtete Felsmassen von 20—40 m Länge, die man beinahe als anstehend betrachten möchte, wenn nicht ihre Schichtstellung raschen Wechsel zeigen und von derjenigen des sicher anstehenden Lias abweichen würde. Die Grenzen der Blockmasse gegen die benachbarten Liastrümmerbildungen sind unscharf.

20. Nicht völlig klar ist auch die Entstehung des gewaltigen Trümmerfeldes, das nördlich von den Hütten von Gross-Gadims den Ostabhang der Guscha bedeckt und von der Liaswand unter P. 2349 m bis in die Sohle des Kohlschlagertales hinunterreicht. Die Erscheinungen seiner Oberfläche sind zwar durchaus diejenigen eines grossen Bergsturzes: Die Trümmermasse ist wellig uneben und ganz aus eckigen, oft sehr grossen und locker übereinandergeschütteten Liasblöcken zusammengesetzt; grössere, einheitlich geschichtete, aber innerlich zerrüttete Felsmassen schwimmen stellenweise auf zersplitterten Blöcken. Dagegen sind Herkunft, Bewegung und sogar die Umgrenzung des Bergsturzes nicht völlig klar. Wahrscheinlich trennte sich die Felsmasse am südlichen Teile der Guscha, westlich über den Hütten von Gross-Gadims an der Felswand unter P. 2349 und 2345 m, ab, da die Spitze des Schuttfeldes an jene Wand sich anlehnt. Man vermisst jedoch dort eine der Grösse der Sturzmasse entsprechende Ausbruchsnische und versteht nicht recht, warum der Bergsturz nicht mehr in östlicher statt in nordöstlicher Richtung stürzte. Die Abgrenzung gegen die Schutthalden im NW und S ist klar; dagegen besteht Unsicherheit über die Lage der Südostgrenze. Wahrscheinlich darf die unmittelbar westlich von den Hütten von Gross-Gadims liegende, auf anstehendem Quartenschiefer aufruhende Hügelmasse nicht zum Bergsturz gerechnet werden, obschon sie ähnliche Oberflächenformen zeigt und ebenfalls aus lauter eckigen Liastrümmern besteht. Im Gegensatz zum typischen Bergsturzfeld, wo die Sandkalke der Magereuschichten weitaus überwiegen, besteht diese Hügelmasse ausschliesslich aus den rostigen Sandsteinen, Schiefern und Echinodermenkalken der untersten Liasabteilung; ferner ist ihre Oberfläche weniger mit Blöcken bestreut, stärker mit Vegetation bedeckt als das Bergsturztrümmerfeld und gegen dasselbe auch durch eine deutliche orographische Grenze abgesetzt. Sie ist wahrscheinlich anstehender, aber durch tektonische Vorgänge zertrümmerter Lias.

21. Im Talkessel von Mädems Hintersäss liegt abermals ein ausgedehntes Liastrümmerfeld. Aus einiger Entfernung von NE her betrachtet, macht es den Eindruck einer mit Oberflächenmoräne überstreuten Rundhöckerlandschaft. Bei näherer Untersuchung jedoch stellt es sich eher als Ablagerung eines Felssturzes heraus, der von der über dem Hintergrund des Tälchens sich erhebenden Liaswand der Guscha hergekommen ist. Das Trümmerfeld ist grobblockig; es enthält viele bis hausgrosse Blöcke (z. B. in der Umgebung der Alphütten) und einzelne mächtige Felstürme (z. B. die «Rosskilche»). Die Blöcke sind oft, wie in echten Bergstürzen, locker aufeinandergeschüttet. Die Trümmer sind durchaus eckig und scharfkantig. Sie gehören alle dem Liassandkalk an, der die genannte Felswand aufbaut; dagegen fehlen die rostigen Sandsteine und Schiefer, die oberhalb der Terrasse Schlachtboden-Rinderboden im oberen Teile der Guscha anstehend sind. Die Sturzmasse reicht durch einen ziemlich breiten Blockstreifen an die Schutthalde hinauf, die sich an jene Wand anlehnt. Die an der Wand bemerkbare, nicht besonders auffällige nischenförmige Vertiefung darf wohl als Abrissgebiet des Felssturzes betrachtet werden. Die Umrandung des Trümmerfeldes ist ziemlich scharf, am wenigsten deutlich im E, wo sich an die grobblockigen Trümmerhügel ein blockärmeres und stärker mit Vegetation bedecktes, hügeliges Gelände anschliesst, das allmählich in echte Moräne mit typischen Wallformen übergeht. Südlich von den Alphütten haben die Bäche breite Rinnen aus der Trümmermasse herausgeschnitten und flache Alluvialböden darin abgelagert, ebenso ist ihr Südostrand stellenweise durch kleine Schwemmböden etwas verwischt worden.

22. Mit dem geschilderten Trümmerfeld hängt westlich von den Hütten Mädems Hintersäss das schmale Schuttfeld eines Felssturzes zusammen, der nördlich von Schlachtboden von der Guscha abgebrochen ist. Es fallen dort am Rande der Nische oberhalb des nach Schlachtboden führenden Weges zwei Felstürme auf, die nicht mehr in ursprünglichem Zusammenhange mit dem Anstehenden sind; ihre Schichtung ist von klaffenden Spalten durchsetzt und anders gestellt als diejenige des benachbarten Anstehenden. Es sind Liasfelsmassen, die im Begriffe waren, ebenfalls in die Tiefe zu stürzen.

23. Ein echter, grobblockiger kleiner Felssturz lehnt sich nördlich von Mädems Hintersäss, in der Gegend von Schlössli, an die Liaswand unter dem Gipfel der Guscha (2135 m) an. Der mittlere Teil des Trümmerfeldes ist von den Ablagerungen einer Runse überschüttet worden.

12. Bergstürze im Weisstannental.

Im Weisstannental und seinen Seitentälchen liegen eine ganze Reihe von zum Teil sehr grossen, bisher ganz unbekannten, alten Bergstürzen. Sie gehören fast alle der linken Talseite an und stammen grösstenteils aus dem Verrucano.

1. Auf der Nordseite des prachtvollen Karkessels von Ober-Wallenbütz liegt ein ziemlich grosser Felssturz, der aus den grünen Verrucanoschiefern des Augstkamms herausgebrochen ist. Das durch den ganzen Kessel hindurchziehende Nummulitenband hat eine auffällige Zweiteilung des Trümmerfeldes bewirkt. Die Nachhut des Felssturzes blieb auf der Terrasse über dem Nummulitenband in Form eines fächerförmigen Schuttkegels liegen; die übrige Masse stürzte über den Rand der Terrasse hinaus und schüttete unterhalb des Nummulitenbandes eine grosse, bis in die Sohle des Tälchens reichende Trümmerhalde auf. Bei den Hütten von Ober-Wallenbütz entspringen dem Bergsturzrande kräftige Quellen.

2. Von der Felswand, mit der der Augstkamm gegen die Alp Untersiez abstürzt, ist aus dem vorhin erwähnten Nummulitenband ein ziemlich grosser Felssturz niedergegangen. Er hat den unter der Felswand liegenden Abhang mit massenhaften grossen Nummulitenblöcken überschüttet, worunter solche von 50—100 m^3 Inhalt nicht selten sind. Der untere Teil des Trümmerfeldes ist durch den grossen flachen Schuttkegel eines von jener Wand herunterkommenden Baches überdeckt worden. Vereinzelte aus seinem Rücken auftauchende Blockgruppen und namentlich die vielen grossen, an seinem untern Rande liegenden Nummulitenblöcke beweisen, dass das Trümmerfeld unter diesem Bachschuttkegel hindurch bis an den von Fooalp herkommenden Bach hinunterreicht.

3. Ein grosser, in seinen Erscheinungen völlig klarer Bergsturz bedeckt einen grossen Teil der Tüllsalp. Sein Abrissgebiet befindet sich am Südende des vom Schnürligrat nach S ausstrahlenden Bergrückens und stellt eine grosse, zwischen 1850 und 2250 m liegende, flache felsige Nische dar, welche die runden Formen der begrasten Abhänge in auffälliger Weise unterbricht. Sie liegt ganz im unteren Teile des über den Wildflysch hinübergeschobenen Verrucanos. In Übereinstimmung damit finden wir im darunterliegenden Trümmerfeld ausschliesslich Blöcke von grünem quarzreichem und grauviolettem schiefrigem Verrucano. Es zeigt die typischen Oberflächenformen eines grossen Bergsturzes. An manchen Stellen, besonders zwischen Unter- und Ober-Tüllsalp, beobachtet man einen wellenförmigen Wechsel von quer zur Sturzrichtung verlaufenden steilen Wällen und flachen Terrassen. Am wildesten ist das Blockwerk in der Nähe des Abrissgebietes nordwestlich von den Hütten von Ober-Tüllsalp, wo viele hausgrosse Blöcke wirr durcheinandergeworfen sind. In den mittleren und unteren Teilen des Ablagerungsgebietes dagegen sind meistens nur kleinere Blöcke zu sehen, weil der schieferige Verrucanofels offenbar schon während der Bergsturzbewegung grösstenteils in kleinere Stücke zerfiel oder zu Staub zerrieben wurde und nachher leicht verwitterte. Weil hier das Trümmerfeld von einer zusammenhängenden Weide- und Waldvegetationsdecke überzogen ist und auch das angrenzende, von Moränen bedeckte Gebiet eine wellige, mit Verrucanotrümmern bestreute Oberfläche besitzt, ist man stellenweise, namentlich westlich von Unter-Tüllsalp, im Zweifel über die Grenzen der Bergsturzablagerung. Betrachtet man aber den Abhang von der Alp Scheibs auf der Südseite des Weisstannentales aus, so erkennt man den Umriss des ganzen Schuttstromes leicht. Man sieht ihn als gewaltige Trümmerlawine vom Abrissgebiet auf die Terrasse von Unter-Tüllsalp und dann mit etwas steilerer Böschung und sich fächerförmig ausbreitend bis in die Sohle des Weisstannentales hinuntersteigen. Er erstreckt sich bei einer Länge von $1{,}_6$ km (in horizontaler Projektion gemessen) von 2000 m bis auf 1200 m hinunter und besitzt auf Unter-Tüllsalp eine Breite von 500—600 m, an der Basis am Siezbach eine solche von $1{,}_2$ km.

4. Kaum 1 km weiter im E ist derselbe Bergabhang abermals von einer alten Bergsturzmasse bedeckt, die der vorhin besprochenen an Grösse nur wenig nachsteht. Als Abrissgebiet bemerkt man am Südabhange des Lauistocks, wieder im Verrucano, eine breite, unregelmässige Nische. Das Ablagerungsgebiet lehnt sich als breite, grossblockige Schutthalde daran und breitet sich dann als wellige, mässig stark mit Blöcken bestreute, stark verwitterte und mit Vegetation bedeckte Bergsturzfläche auf der Alpterrasse aus. Ein Teil des Schuttstromes kam hier zur Ruhe; eine grosse Felsmasse jedoch floss über den Terrassenrand hinaus und schüttete über den darunterliegenden steilen Flyschhang noch einen grossen, bis in die Talsohle hinunterreichenden Trümmerkegel auf. Der ganze mittlere und westliche Teil des Trümmerstromes wird von graugrünem schieferigem Verrucano gebildet, wie er in diesem Gebiete über dem Lochseitenkalk anstehend ist. Im E jedoch, gegen die Alphütte hin, ist er mit Wildflysch und vereinzelten Lochseitenkalktrümmern gemischt. An das Verrucanotrümmerfeld sich anschliessend, liegt östlich von der Alphütte dem nach Naserina führenden Wege entlang ein ganz aus Wildflysch bestehendes Blockwerk, das vielleicht die Ablagerung eines besondern, aus dem Wildflysch abgebrochenen Felssturzes darstellt.

5. Westlich von Naserina findet man auf der Westseite des Lauibachtales die Ablagerung eines alten Felssturzes, der sich am Ostabhang des Lauistocks abgelöst und den Wildflyschhang bis zum Lauibach hinunter mit einem aus Verrucanotrümmern bestehenden Blockstreifen überschüttet hat.

6. Ein Felssturz von etwas grössern Dimensionen liegt auch auf der Nordseite desselben Tales oberhalb der Hütte Naserina. Er ist in der Gegend von «Seviberg» am Südostausläufer des Walenkamms ebenfalls aus dem untern Teile des Verrucanos ausgebrochen und hat einen oben schmal auslaufenden, unten fächerförmig verbreiterten und wellenförmig unebenen Trümmerkegel erzeugt. Die aus grünem Verrucanoschiefer bestehende Sturzmasse ist dabei in meist kleinere Blöcke zerfallen und seither stark verwittert. Der oberste Teil des Schuttkegels ist mit den noch sehr frisch aussehenden Trümmern eines jungen kleinen Felssturzes überschüttet worden. Seine Abbruchstelle ist innerhalb der Ausbruchsnische des alten Felssturzes noch deutlich sichtbar.

7. Der linksseitige Abhang des Weisstannentales wird gegenüber der Ausmündung des Gafarratobels von einem grossen alten Bergsturz bedeckt. Sein Abrissgebiet ist die sehr scharf begrenzte, auf drei Seiten von steilen Felswänden umrandete Nische, die über dem Bärenbodenwald in das Ostende des vom Wannenkopf ostwärts verlaufenden Grates eingeschnitten ist. Sie liegt im Wildflysch und im Verrucano, hat eine Höhe von etwa 300 m und ist am obern Rande 250 m, unten fast 400 m breit. Der flach nordwärtsfallende Verrucano bildet am oberen Rande der Nische eine 150—200 m hohe Felswand, die zerbrochene Wand, der darunterliegende, nach SE fallende Wildflysch einen steilen Hang. Auf der Grenze der beiden Gesteine erblickt man im westlichen Teile der Nische die 1—2 m mächtige Lochseitenkalkbank. Die ziemlich kräftig über den Abhang vorgewölbte und nach unten fächerförmig sich verbreiternde Trümmermasse reicht bis in die Sohle des Weisstannentales hinunter und dehnt sich noch auf das rechte Seezufer hinüber aus, wie eine gegenüber Mühle etwa 10 m über den Bach sich erhebende, ganz aus grünen Verrucanoblöcken und Wildflyschtrümmern zusammengesetzte Terrasse beweist. Ein eigentliches Aufbranden des Bergsturzes an der rechten Talseite scheint jedoch nicht stattgefunden zu haben.

Dem Baue der Abrissnische entsprechend findet man im Bergsturzschutte bloss grünen, quarzreichen, und grauvioletten, schiefrigen Verrucano und Wildflyschtrümmer, hie und da auch ein Stück Lochseitenkalk. Häufig sind die Gesteinsarten bunt gemischt, aber an den meisten Orten herrscht das eine oder das andere der beiden Hauptgesteine in auffallender Weise vor. So beobachtet man am Wege, der südlich vom Weidbach nach Bärenboden führt, fast bloss Wildflyschschutt; ebenso sind im Schwammbodenwald und in den Wiesen von Schwammboden dem Wildflysch nur spärliche Verrucanoblöcke beigemengt. Dagegen bilden Verrucanotrümmer im Bärenbodenwald ein sehr umfangreiches und ausserordentlich wildes, stellenweise fast ungangbares Blockmeer. Auch die mächtigen Blöcke, mit denen die Schutterrasse von Steinhof und Steinegg (nordwestlich über Mühle) bestreut ist, sowie die Bergsturztrümmer bei den Häusern von Mühle gehören fast ohne Ausnahme zum Verrucano. Typische Bergsturzstruktur, regellos gelagerte, ineinandergekeilte, eckige Verrucanotrümmer, zeigt ein Terrainanschnitt an der Strasse nördlich vom Gasthaus zur Mühle.

In der Talsohle oberhalb des Trümmerkegels fand ich keine sichern Anzeichen für eine Aufstauung der Seez durch den Bergsturz; dagegen sprechen einige Erscheinungen dafür, dass der Bach von der Bergsturzmasse ziemlich hoch überdeckt wurde und sich durch ihren Fuss ein neues Bett graben musste. So scheinen die etwa 10 m über dem linken Ufer des Baches liegende Terrasse, auf der die Häuser von Mühle stehen, und das bereits erwähnte kleine Terrässchen, das im gleichen Niveau gegenüber den Häusern von Mühle auf dem rechten Ufer der Seez liegt, Reste eines schmalen alten Talbodens zu sein, den der Bach aus der Bergsturzmasse herausgeschnitten hat. Die vielen eckigen Bergsturzblöcke, die südwestlich von Mühle aus der heutigen schmalen Talsohlenebene herausschauen, beweisen, dass der Bach die Trümmermasse noch nicht völlig durchschnitten hat.

8. Der grösste und landschaftlich am stärksten hervortretende Bergsturz des Weisstannentales bedeckt den Abhang unter der Roten Wand. Diese durch ihre lebhaften Farben auffallende Felswand verdankt ihre Entstehung dem Bergsturze selbst; sie bildet die Rückwand der Abrissnische, die 100—150 m tief in den Abhang eingeschnitten ist, eine maximale Höhe von 450 m besitzt und am oberen Rande einen vollen Kilometer breit ist. Im ganzen Abrissgebiet fallen die Schichten etwa 15° steil bergeinwärts nach N; der Bergsturz ist also ein echter Felssturz. An der Roten Wand folgen sich von oben nach unten: 40—50 m roter Quartenschiefer, im untern Teil mit Sandsteinbänken; 20—30 m kompakter Rötidolomit; 60—80 m im obersten Teil lebhaft rotgelb, im untern Teil gelbgrau angewitterte Rauhwacke; eine dünne, höchstens 5 m mächtige, stellenweise wohl ganz auskeilende Melsersandsteinbank und im untern, weniger steilen Teil der Abrissfläche violettrote Verrucanoschiefer in grosser Mächtigkeit.

Die Bergsturzablagerung reicht, besonders im nordöstlichen Teile, als grobblockige Trümmerhalde hoch ins Abrissgebiet hinauf und stellt einen breiten, auffällig stark konvex über die angrenzenden Abhänge vorgewölbten Schuttkegel dar. Über der Talsohle tritt eine starke Verbreiterung des Trümmerkegels ein; doch kam es wie bei den übrigen Bergstürzen des Weisstannentales, nicht

mehr zur Ausbildung eines talauswärtsfliessenden Trümmerstromes. Das Trümmerfeld ist $1{,}_3$ km lang, oben $0{,}_7$, unten 1 km breit und hat ein mittleres Gefälle von 25° 50'. Seine Umgrenzung ist fast ringsum sehr scharf; etwas unklar ist sie einzig im S in der Gegend des Schulhauses Schwändi, wo sie durch die Anschwemmungen des Baches verwischt worden ist, der höher oben, bei Eggberg und Farren, ein ziemlich tiefes Tobel in den Westrand des Bergsturzes eingeschnitten und tiefer unten, bei Oberschwändi, Neugaden und Schulhaus, den Bergsturzschutt in Form eines grossen, unregelmässigen Schuttkegels wieder abgelagert hat.

Dem Baue des Abrissgebietes entsprechend herrscht im Bergsturzschutte an den meisten Orten der violettrote Verrucanoschiefer vor. Fast überall findet man auch Trümmer von Rötidolomit und Rauhwacke. Letztere bildet bei Esel und Tugstein einen ausgedehnten Trümmerschwarm mit vielen gewaltigen Blöcken. Ein noch grösserer Blockschwarm desselben Gesteins lehnt sich oberhalb Bergweid an den aus grotesk geformten, zerrissenen und gequälten Rauhwackefelszacken bestehenden Nordrand der Abrissnische an. In der Gegend von Eggberg und Rotenberg trifft man ziemlich viele Blöcke von Melsersandstein an. Quartenschiefer beobachtet man lange nicht so häufig, wie man nach dem Baue der Abrissnische erwartet, wahrscheinlich weil er schon während des Bergsturzes grösstenteils in kleine Stücke zerbrach, der Verwitterung stark anheimfiel und wegen seiner Ähnlichkeit mit dem roten Verrucanoschiefer der Beobachtung leicht entgeht. Grosse Blöcke findet man über das ganze Gebiet zerstreut; so fallen südlich von Vorder-Esel, in der Gegend von Talstelli und im Bacheinschnitt westlich von Eggberg viele mächtige Verrucanoblöcke auf; dagegen fehlen auf der Bergsturzoberfläche wilde Blockfelder, abgesehen von dem Rauhwackeblockschwarm nördlich von Bergweid. Infolge des Vorherrschens der weichen Verrucanoschiefer ist die Bergsturzfläche stark verwittert und darum zum grössten Teil mit Wiesen bekleidet und mit vielen Siedelungen bestreut.

Im Laufe der Seez zeigt sich im Bereiche des Bergsturzes eine schwache, aber deutliche Ausbuchtung nach SE. Sie ist durch den Bergsturz verschüttet und gezwungen worden, sich am untern Rande des Trümmerkegels ein neues Bett zu graben. Die Bergsturzoberfläche fällt auf der ganzen Länge mit einem 20—30 m hohen Steilborde, das oben durch eine scharfe Kante begrenzt wird, in die neue Erosionsrinne ab. Der aus seinem alten Bette verdrängte Bach hat während dieser Erosionsarbeit die rechtsseitige Talwand angegriffen und so dort die auch im Kartenbilde auffallende, aus schwarzen Dachschiefern bestehende steile Felswand geschaffen. Das kleine Dachschieferfenster, das östlich von Tugstein auf dem linken Ufer der Seez unter dem Bergsturze hervorschaut, ist eine mit dem epigenetischen Einschneiden des Baches im Zusammenhang stehende Erscheinung. Stauungserscheinungen hinter dem Bergsturze konnte ich keine wahrnehmen. Auch die über den Bergsturzkegel herunterfliessenden Bäche haben sich kräftig in das Trümmerfeld eingeschnitten, namentlich die Bergweidruns, deren Tobel stellenweise bis 30 m Tiefe erreicht.

Das Wiesengelände, das bei Oberschwändi und Plattengaden an den Südrand des Bergsturzes herantritt, besitzt eine Moränendecke mit Bündnergraniten, und ebenso erscheint am Nordrande gegenüber der Seezbrücke unterhalb Vorder-Esel Grundmoräne mit gekritzten Geschieben als Liegendes des Bergsturzes. Auf seiner Oberfläche jedoch lassen sich keine Gletscherwirkungen wahrnehmen. Der Bergsturz ist also postglazial.

9. Das Flyschgebiet auf der Südseite des Weisstannentales scheint keine grössern Felsstürze geliefert zu haben. Einzig bei Vorsiez fällt uns längs des Weges, der auf der Südseite der Seez nach Untersiez führt, eine an grossen Flyschblöcken reiche Trümmermasse mit welliger Oberfläche auf, die von der hohen Flyschwand unter der Terrasse der Alp Scheibs abgestürzt sein muss. Zur Ablagerung dieses Felssturzes scheint auch die Flyschblockmasse zu gehören, welche die Hütten von Vorsiez umgibt. Die Seez hat den Blockriegel in einem schluchtartigen Einschnitt durchschnitten.

13. Felsstürze auf dem Südabhang des Muttentalergrates.

Die vielen kleinen Felsstürze, welche die Karte auf der Abdachung des Muttentalergrates gegen den Hintergrund des Calfeisentales angibt, sind ohne Ausnahme grobblockige Trümmerhalden, die sich an die an vielen Stellen aus dem welligen Wildflyschabhang heraustretenden

Quarzitbänder anlehnen. Einzelne derselben mögen durch allmähliche Abbröckelung der stark durchklüfteten und daher zum Zerfall in grobe Blöcke geneigten Quarzitfelsmassen entstanden sein; andere aber sind ohne Zweifel echte Felsstürze, so namentlich die beiden kleinen Blockströme oberhalb Gamseralpeli und am Südostabhang von P. 2615 m des Muttentalergrates.

14. Bergstürze in den Grauen Hörnern.

1. Ernst Blumer (**204,** p. 211) und Tolwinski (**236,** p. 60) erwähnen einen Bergsturz, der durch den Neuenbergwald südwestlich von Mels niedergegangen ist. Zwischen der Terrasse von Rietli (zirka 950 m) westlich von Neuenberg und der Terrasse Waldplatte (zirka 1150 m) ist der wellig-hügelige Waldboden völlig bedeckt von eckigen Blöcken des roten, teils feinsandigen, teils feinkonglomeratischen schiefrigen Verrucanos, wie er im nördlichen Teil der Grauen Hörner anstehend ist. Viele Blöcke messen 20—50, einzelne 100—500 m³. Sie sind ganz nach Bergsturzart wirr durcheinandergeworfen und schliessen oft grosse Lücken zwischen sich ein. Der Bergsturz macht sich, hauptsächlich der Waldbedeckung wegen, im Landschaftsbilde nicht auffallend bemerkbar und ist nicht so ausgedehnt, wie man aus den Bemerkungen von Blumer und Tolwinski schliessen möchte. Stellenweise bereitet auch seine Abgrenzung gegen die benachbarten Moränen und Gehängeschuttbildungen Schwierigkeiten, so namentlich am untern Rande, zwischen der Terrasse von Rietli und der ins Weisstannental hineinführenden Strasse, wo der Waldboden mit vorwiegend kleinern Verrucanoblöcken besät ist, zwischen welche vereinzelte kristalline erratische Blöcke aus Graubünden eingestreut sind. Man vermisst auch durchaus eine auffällige Nische am Abhang, die als Abrissgebiet gedeutet werden könnte. Die Trümmermasse lehnt sich oben nicht, wie Tolwinski (**236,** Figur 16) angibt, an eine Verrucanowand, sondern an ein bloss 5—8 m hohes Verrucanofelsbändchen an. Die darüberliegende Terrasse von Waldplatte und der darüber sich erhebende steilere Hang sind beide von Rheingletschermoräne mit reichlichen kristallinen Bündnergesteinen bedeckt und können daher nicht als Abrissgebiet des postglazialen Bergsturzes betrachtet werden. Die Trümmermasse des Neuenbergwaldes scheint eine verrutschte Verrucanomasse zu sein, die grösstenteils innerhalb ihres Abrissgebietes liegengeblieben ist.

2. Der von der Nordostecke des Gamidauerspitz gegen Garmil abfallende Hang ist von einem grobblockigen Trümmerfeld bedeckt, das vorwiegend aus Quarzsandstein- und Dolomitblöcken der Melsersandsteinstufe besteht, zwischen welche einzelne Rauhwacketrümmer eingestreut sind. Dazwischen liegen einige grössere, zusammenhängend abgerutschte, aber klüftig zerfallene Melsersandsteinmassen. Die Trümmerbildung scheint nicht ein einheitlicher Bergsturz, sondern eher eine durch mehrere kleine Felsstürze erzeugte Blockhalde zu sein.

3. Auf dem Nordrande der Karnische des Baschalvasees liegt auf einer etwa 200 m langen Linie eine bergsturzartige Ansammlung von Blöcken von Rötidolomit und Quarzsandsteinen aus der Quartenschieferstufe, die von dem darüberliegenden Grate des Gamidauerspitz herstammen. Es ist unsicher, ob die Trümmermasse einheitlich gestürzt ist oder ob die Blöcke mehr einzeln, vielleicht über eine Schneehalde, abgestürzt sind.

4. Der grösste Bergsturz im Gebiet der Grauen Hörner lehnt sich in Gestalt eines mächtigen Trümmerkegels an den Nordabhang des Monte Luna. Seine Basis bedeckt die Schlucht des Vaplonabaches auf $1{,}_4$ km Länge, und über dem Nordufer des Baches steigt die Trümmermasse als deutliche Brandungswoge noch über 100 m hoch gegen die Alpweide von Dreher hinauf. Die auch auf der topographischen Karte deutlich erkennbare Ausbruchsnische reicht bis zum Gipfel des Monte Luna hinauf und liegt fast ganz im Wildflysch, zu unterst noch in der Zone der Dachschiefer und Sandsteine. Grosse Kahlanrisse auf dem Südufer des Vaplonabaches und einzelne Aufschlüsse im Gebiete der Brandungswelle zeigen wirr gelagerte, scharfkantige Trümmer dieser beiden Flyschabteilungen, darunter viele Blöcke von grossen Dimensionen. Gekritzte Geschiebe und die in den Moränendecken der Umgebung stets reichlich vorhandenen roten Verrucanogesteine der Grauen Hörner fehlen völlig. Der Vaplonabach hat den Trümmerwall wieder durchschnitten und sich stellenweise noch in die anstehende Flyschunterlage eingesägt. Hinter dem Bergsturzkegel sind

keine deutlichen Stauungserscheinungen zu bemerken. Die mächtigen Schuttmassen, die dort namentlich auf der Nordseite des Baches aufgeschlossen sind, erweisen sich durch die reichlich vorhandenen gekritzten Geschiebe als Moräne.

5. Oberhalb der Strasse Valens-Vasön liegt in der ersten Bachrinne südlich von der Häusergruppe Tschenner eine Ansammlung von grossen Blöcken eocäner Globigerinenmergelschiefer, die Ablagerung eines kleinen Felssturzes, der von der Nordostkante des Monte Luna abgestürzt ist. Die Trümmermasse scheint sehr jugendlichen Alters zu sein.

6. Dicht südlich davon stösst man auf die Ablagerung eines grössern Felssturzes, der ebenfalls von der Globigerinenschieferwand am Ostabhang des Monte Luna, unterhalb Vasönerälpli, abgebrochen ist. Das Blockwerk überdeckt die postglazialen Schotter von Vasön und reicht über die Strasse hinaus bis gegen die Tamina hinunter, ist also jünger als diese Schotter und ihre Durchtalung.

7. Die grosse, aus Wildflyschgesteinen bestehende Trümmerhalde, die sich vom Südfusse des Schlösslikopfs gegen Vasanealp hinunter ausdehnt, scheint nicht eine blosse Gehängeschuttbildung, sondern die Ablagerung eines von jenem Gipfel abgebrochenen Felssturzes zu sein.

8. Der bewaldete Abhang, über den die Strasse Ragaz-Valens südwestlich von Ragaz in mehreren Kehren emporsteigt, ist vom Bett der Tamina an bis gegen den Guschakopf hinauf mit eckigen Wildflyschtrümmern besät, unter denen der Quarzsandstein vorherrscht, der jenen Felskopf und die südwestlich sich anschliessenden Felsbänder aufbaut. Einige Riesenblöcke dieses Gesteins liegen z. B. an der obersten Strassenkehre am Westrande des Trümmergebietes. Vom gegenüberliegenden Abhang aus betrachtet, macht der Abhang den Eindruck eines grossen, aus der Nische zwischen Guschakopf und Rafige herausgebrochenen Bergrutsches. Da jedoch am Taminaufer und der Strasse entlang an mehreren Stellen zusammenhängende Flyschmassen zutage treten, die anstehend zu sein scheinen, bilden jene Trümmer vielleicht nur eine durch Abwitterung und kleine Felsstürze erzeugte, verhältnismässig dünne Schuttdecke über anstehendem Flysch.

15. Bergstürze in der Segnes-Ringelgruppe.

Ausser den grossen Bergstürzen von Flims und vom Kunkelspass, die schon wiederholt Gegenstand der Untersuchung waren, erwähnt Blumenthal (**240**, p. 67/68) noch einige kleinere Bergstürze. Ich füge seinen Mitteilungen noch einige ergänzende Notizen bei:

1. Der grösste unter diesen kleinern Stürzen ist der Bergsturz von Bargis [1]). Als Abrissgebiet desselben erkennt man sofort eine im Malm am Südgrate des Tschepp westlich von Plauncadira sichtbare grosse Nische von auffallend frischem Aussehen. Die Sturzmasse prallte auf das spornartige Südostende des Flimsersteins auf und schüttete hier den Hügel Il Stutz auf, hinter dem dann der fast 2 km lange prachtvolle Stauboden von Bargis entstand [2]). Ein grosser Teil der Trümmermasse drang durch die Lücke zwischen dem Flimserstein und dem Malmrücken von Belmont weiter nach SW vor und überschüttete die Terrasse des Uaul de Fidaz. Es scheint jedoch, dass ein beträchtlicher Teil der hier liegenden Blockmasse die Ablagerung eines von jenem Sporn des Flimsersteins abgebrochenen Felssturzes ist; allein weder das Gestein noch die Oberflächenformen gestatten, eine scharfe Grenze zwischen den beiden Sturzgebieten zu ziehen. Ein Teil der Sturzmasse fuhr auch etwa 1 km weit durch das enge Val Turnigel hinunter. Die Nachhut des Schuttstromes blieb als dicker Trümmermantel auf dem Abhange unter dem Abrissgebiet liegen. Der Bach Aua da Mulins hat die Bergsturzmasse nördlich von Il Stutz und im Val Turnigel in

[1]) R. Gsell (**285**, p. 48 und Tafel I) betrachtet den Trümmerhügel am Südostrande von Bargis als Endmoräne der Gletscher, die von Rusna und Lavadignas herkamen. Diese Auffassung ist jedoch völlig unhaltbar, da der Hügel keine Spur von gerundeten oder gekritzten Geschieben enthält, und namentlich weil ihm die Kreide-, Flysch- und Verrucanogesteine, die das Einzugsgebiet jener Gletscher zum grössten Teil aufbauen, vollständig fehlen.

[2]) Von der von Blumenthal (**240**, p. 67) erwähnten Deltaschichtung der Kiesaufschüttung, welche die Existenz eines Stausees beweisen würde, konnte ich trotz wiederholter Prüfung aller Aufschlüsse nichts wahrnehmen. Die besonders im südlichen Teil reichlich vorhandenen Aufschlüsse an den Steilufern der Kiesterrassen zeigen ohne Ausnahme horizontal geschichtete Geschiebe-, Sand- und Lehmlagen.

tiefer Rinne wieder durchschnitten und gleichzeitig ein hübsches Terrassensystem aus dem Geschiebeboden von Bargis herausmodelliert. Die aus dem Abrissgebiet kommenden Runsenzüge haben das schutthaldenartige Ende der Bergsturzablagerung durchsägt und sich zum Teil noch kräftig in den anstehenden Felsgrund eingeschnitten. Moränen oder erratische Blöcke fehlen auf dem Trümmerfeld.

2. Im hintern Teile des Tales von Bargis, bei Rusna, führt der Alpweg auf etwa $1{,}_5$ km Länge über eine aus zum Teil mächtigen Malmblöcken bestehende Trümmermasse, die Ablagerung eines von der Felswand unter Culm da Sterls abgebrochenen Felssturzes. Auffallend ist, dass das Trümmerfeld sich nicht kegelförmig an die Abrissnische anlehnt, sondern einen hügeligen Wall darstellt, der vom Herkunftsgebiet durch eine flache Einsenkung getrennt ist. Talaufwärts vom Trümmerwall liegt ein kleiner Staugeschiebeboden mit schwach entwickelten Erosionsterrassen. Merkwürdig ist, dass im mittleren Teil des Trümmerfeldes, namentlich zu beiden Seiten des von Culm da Sterls kommenden Baches, zwischen den Malmblöcken des Felssturzes ziemlich viele Trümmer, darunter grosse Blöcke, des grünen schiefrigen Verrucanos liegen, wie er an den Gipfeln der Ringelspitzkette anstehend ist. Die jetzigen orographischen Verhältnisse gestatten nicht, anzunehmen, diese Blöcke seien nachträglich als Gehängeschutt auf den Felssturz gefallen. Mit der Annahme jedoch, sie seien bei einem Gletschervorstoss als erratische Blöcke auf den Felssturz abgelagert worden, steht das frische Aussehen des Trümmerfeldes und das Fehlen der Kreide- und Flyschgesteine, die das Einzugsgebiet des Gletschers grösstenteils aufbauen, im Widerspruch. Ebenso scheint es kaum möglich, an den Transport der Verrucanoblöcke durch Lawinen zu denken.

3. Die Obere Hütte von Alp Lavadignas steht auf dem Südende eines etwa 400 m langen grobblockigen Trümmerwalles, der auf dem linken Ufer des Lavadignasbaches den untern Rand einer hohen Schutthalde bildet. Er ist die Ablagerung eines offenbar ziemlich jungen Felssturzes, der von der über der Schutthalde sich erhebenden Kreidewand abgebrochen ist. Nach Aussage der Älpler lösen sich dort heute noch dann und wann grössere Blöcke ab, und die klaffenden Risse, welche die Abrisswand durchsetzen, lassen weitere grössere Nachstürze befürchten.

4. Östlich von Ober-Lavadignas liegt auf der Schutthalde am Westabhange des Tschepp das Blockwerk eines kleinern Felssturzes, der aus dem Malmwändchen des Tscheppgrates herausgebrochen ist. Das frische Aussehen der kleinen Ausbruchnische und des Trümmerfeldes lassen auf ein geringes Alter des Felssturzes schliessen.

5. Im mittleren Teile des Lavoitobels stösst man hinter dem Hüttchen von Ober-Lavoi auf einen alten Felssturz, der sich in Form eines an der Basis etwa 450 m breiten, etwas wellig unebenen Schuttkegels an die rechte Talseite anlehnt und als typische Brandungswoge noch etwa 25 m hoch am gegenüberliegenden Abhang emporsteigt. Er besteht ganz aus wirr durcheinandergeworfenen eckigen Malmblöcken von zum Teil ziemlich grossen Dimensionen. Der Bach hat eine deutliche Ablenkung nach E erfahren und dann die Sturzmasse in einer kräftigen Rinne durchschnitten. Die stauende Wirkung des Felssturzes kommt in einem dicht dahinter auf der Westseite des Tälchens liegenden flachen Bachschuttkegel zum Ausdruck. Die sehr frisch aussehende Abrissnische ist auf der Südwestseite von einer etwa 60 m hohen senkrechten Wand begrenzt, längs welcher die Sturzmasse auf einer etwa 30^0 nach SE fallenden Schichtfläche abgeglitten ist.

6. Östlich vom Dorfe Trins wird der Abhang zwischen Acla und dem Maliensbache auf etwa 700 m Breite von einem Blockwerk gebildet, das fast ganz aus Dogger-Eisensandstein besteht und stellenweise auch Eisenoolith und Schiltkalkblöcke enthält. Während an manchen Orten die Trümmerbildung den Anblick einer echten Bergsturzablagerung mit wirr durcheinandergeworfenen mächtigen Blöcken bietet, lässt sich an andern Stellen, z. B. an der Landstrasse, noch die ursprüngliche einheitliche Schichtung erkennen; doch wechselt auch hier die Schichtstellung oft rasch, und manche Schichtpakete sind von klaffenden Spalten durchsetzt und ruhen auf Trümmern mit anderer Schichtlage. Da eine deutliche Ausbruchsnische am Abhang unterhalb Maliens fehlt und die Blockmasse nicht aus Quintnerkalk wie dieser Abhang besteht, so kann es sich hier nicht um einen eigentlichen Bergsturz, sondern nur um einen Bergrutsch handeln, wobei die Rutschmasse sich nur

wenig von ihrem ursprünglichen Standorte entfernte. Bei Coma trifft man mitten im Blockwerk typische Moräne mit Malm, Verrucano und spärlichen kristallinen Gesteinen. Man könnte daraus schliessen, dass der Bergrutsch älter ist als der letzte Vorstoss des Rheingletschers. Vielleicht aber sind diese Moränenmassen lediglich Teile der Moränendecke, die schon vor der Rutschung auf dem Anstehenden lag. Jedenfalls ist der Bergrutsch sehr alt. Ein Zusammenhang mit der Flimser Bergsturzmasse ist nicht denkbar.

16. Bergstürze in der Calandakette.

1. Der Nordabhang des Pizalun (zwischen Pfäfers und Mastrils) wird auf 2 km Breite von einer Schuttbildung bedeckt, die nach den spärlichen Aufschlüssen ganz aus eckigen Wildflyschtrümmern besteht. Als gewöhnliche Schutthalde kann sie nicht betrachtet werden, da das Gelände bedeutende wellige Unebenheiten aufweist. Es fehlt darauf auch jede Spur von Moräne; einzig beim Bauernhof Mallerine fand ich zwei Stücke Punteglasgranit und ein Stück grünen Verrucanoschiefer, die aber aus der Moräne des darüberstehenden Steilhanges abgestürzt sein können. Am ehesten handelt es sich hier um eine oder zwei grosse Flyschrutschungen, die vom Wildflyschgrat zwischen Pizalun und Pfäfers abgebrochen sind. Zwei kleine über den Schutthang fliessende Bächlein haben daraus 20—30 m tiefe Einschnitte mit einer über 50 m breiten Erosionsterrasse herausgeschnitten. In anstehendem Flysch hätten sie in der relativ kurzen Zeit seit dem Rückzug des Rheingletschers unmöglich Erosionsformen von dieser Gestalt und Grösse erzeugen können.

2. Am Nordrande der Talnische von Oldis liegt das Trümmerfeld eines kleinen von der Öhrlikalkwand östlich von Scalripp abgebrochenen postglazialen Bergsturzes. Der untere Rand des fächerförmig auf die Rheinebene vorgeschobenen, welligen Trümmerfeldes ist durch den Rhein in einem Steilborde angeschnitten worden.

3. Der dicht westlich davon gegen die Öhrlikalkwand unter der Terrasse von Sasserdont aufsteigende wellig unebene Steilhang besteht ganz aus Blöcken und grösseren, in den verschiedensten Stellungen aus dem Abhang vorragenden Schichtpaketen von Öhrlikalk, ist also wahrscheinlich das Trümmerfeld eines alten Felssturzes. Die Trümmermasse ist wahrscheinlich postglazial, aber jedenfalls älter als die zwei oder drei Lössterrassen, die 10—50 m über der Rheinebene auf ihrem unteren Teil liegen.

4. Auch der Abhang nordwestlich vom Dorfe Haldenstein besteht aus Blöcken und zersplitterten Felsmassen alter Felsstürze, die von der Öhrlikalkwand unter dem Steinwald abgebrochen sind. Die Ruine Haldenstein steht auf einem mächtigen Bergsturzblock. Die Trümmer sind oft durch Travertinkrusten fest miteinander verkittet. Obschon man auf dem Schuttfeld vereinzelte kleine kristalline Trümmer antrifft, scheint die Sturzmasse doch nicht mehr vom Rheingletscher überdeckt worden zu sein. Dagegen sieht man am Wege unterhalb der Ruine Haldenstein an einzelnen Stellen eine bis 50 cm dicke Schicht von gelber Lösserde auf dem Bergsturze liegen. Das Steilbord, das vom untern Rand des Trümmerfeldes zur Rheinebene abfällt, besteht aus verkittetem altem Rheinschotter. Die Felssturzmasse ist also wahrscheinlich jünger als die alten Schotter von Haldenstein.

5. Die 2,5—3 km breite, am oberen Rande und im E durch hohe Malmwände begrenzte Nische, die westlich von Felsberg in so auffälliger Weise in den Südabhang des Calanda eingerissen ist, lässt vermuten, dass hier in der Diluvialzeit ein gewaltiger Bergsturz herausgebrochen ist. Ob die Tomas von Ems und Felsberg, die schon wiederholt eingehend beschrieben worden sind, Überreste desselben sind, wie bisher von Theobald (**29**), Albert Heim (**121,** p. 448—451), Piperoff (**142,** p. 31), Walter Staub (**234,** p. 15) angenommen worden ist, oder ob sie zu den Bergsturzmassen von Tamins-Reichenau gehören, ist schwer zu entscheiden. In der Nische selbst liegen heute noch die Ablagerungen kleinerer Felsstürze, die in spätdiluvialer oder alluvialer Zeit niedergebrochen sind. Im vorigen Jahrhundert lösten sich wiederholt von der Ostwand der Nische Felsmassen ab und bedrohten Alt-Felsberg, so dass die Bewohner sich zur Gründung von Neu-Felsberg ent-

schliessen mussten. Zwischen Felsberg und Tschingels, oberhalb Runcaleida, und gegen die Goldene Sonne hinauf wird der wellig unebene Waldboden meistens von eckigen Malmtrümmern gebildet, die den Eindruck einer Bergsturzablagerung machen. Oft trifft man ganze Schwärme grosser Blöcke und dazwischen auch grössere, von klaffenden Fugen durchsetzte, regellos gestellte Schichtmassen. Am westlichen Teil des auf die Terrasse von Tschingels führenden Weges ist an mehreren Stellen auch fest verkittete, aus lauter scharfkantigen Malmtrümmern und Schlagpulver bestehende Breccie aufgeschlossen. Es scheinen zwei verschiedene alte Bergstürze vorhanden zu sein, ein grösserer, der aus dem nordöstlichen Teil der Nische, von der Malmwand unter dem Rosstobel abgebrochen ist, und ein kleinerer, dessen Herkunftsgebiet die Felswand zwischen dem äussern Älpliwald und der Goldenen Sonne ist. Auf dem östlichen der beiden Trümmerfelder findet man zu beiden Seiten des Runsenschuttkegels von Felix Wingert bis zu etwa 850 m hinauf nicht selten kristalline Geschiebe aus dem Vorderrheintalgebiet, an einigen Stellen, besonders am Westrande, auch zahlreiche glazialgeschrammte und wenig gerundete Malmgeschiebe. Der untere Teil des östlichen Bergsturzes ist also von einer wahrscheinlich nur dünnen und lückenhaften Moränendecke überzogen, die wahrscheinlich dem Gschnitzstadium des Rheingletschers angehört. Auffallend ist der lokale Charakter dieser Moräne; das kristalline Material tritt darin völlig zurück gegenüber dem weitaus vorherrschenden Malm. An manchen Stellen, z. B. am Weg Felsberg-Tschingels, bemerkt man auf diesem moränenbedeckten Teil des Bergsturzes auch einen dünnen Anflug von postglazialem Löss. Der Schuttkegel von Felix Wingert ist ein von einer Runse abgelagerter toter Abschwemmkegel dieses Bergsturzes. Dass er sehr alt ist, darf man aus der starken Verkittung der Kiesschichten schliessen, die an dem 10—30 m hohen Steilbord zutage treten, mit dem seine Basis zur Rheinebene abfällt.

Dem westlichen der beiden Bergstürze scheint eine Moränen- und Lössdecke zu fehlen. Der östliche Teil seines Trümmerfeldes ist ein bis 250 m breiter Schwarm von zum Teil gewaltigen Doggerblöcken, mit denen sich gegen W hin auch Schiltkalk- und Quintnerkalkblöcke mischen.

Die grosse Nische zwischen Silberegg und Foppastein am Südwestende des Calanda ist schon von Blumenthal (**240,** p. 67) als Ausbruchsnische eines Bergsturzes betrachtet worden. Wenn auch der darinliegende konvex vorgewölbte Trümmerkegel des Bleiswaldes auf seiner Oberfläche auffallend wenig grosse Blöcke zeigt, so berechtigen uns doch seine welligen Formen und die Erscheinungen in den spärlichen Aufschlüssen, ihn als Bergsturzmasse anzusehen. Oberhalb Pradamal schaut auf fast 1 km Länge Rötidolomit mit einheitlicher, flach gegen NW fallender Schichtung aus dem Schutte heraus. Im E wird er am oberen Rande von einigen Metern weisslichen oder schwach rostigen Quarzsandsteinen und rötlichen dolomitischen Schiefern der Quartenschiefergruppe begleitet, und darüber sind an manchen Stellen noch Dogger- und Schiltkalkschichten aufgeschlossen. Diese scheinbar anstehenden Trias- und Juraschichten lassen sich, wie auch Blumenthal bemerkt, kaum in tektonischen Zusammenhang mit den bei Tamins und Tschingels am Calanda anstehenden gleichaltrigen Schichten bringen; viel eher sind sie eine in der Bergsturzmasse schwimmende, aus der Nische von Bleiswald herausgerutschte Scholle. Für die Richtigkeit dieser Anschauung spricht auch die Tatsache, dass östlich davon noch zwei Triasschollen vorkommen, eine kleine Rötidolomitmasse, die nahe über der Talsohle am Westrande eines kleinen Runsenschuttkegels aufgeschlossen ist, und eine etwa 200 m lange, aus Rötidolomit und Quartenschiefern bestehende Scholle mit flach nordfallender Schichtung, die am Ostrande der Sturzmasse zutage tritt, in einer Lage, die keinen Zusammenhang mit den dicht daneben anstehenden Chloritschiefern des Aarmassivs annehmen lässt.

Im westlichen Teil des Bleiswaldes ist durch ein neues Strässchen auf langer Linie eine $0{,}_5$ bis 2 m dicke, auf dem Bergsturz liegende Moränendecke aufgeschlossen, die neben vielen gerundeten und gekritzten Malmgeschieben auch kristalline Geschiebe aus dem Bündner Oberland, z. B. Diorit und Verrucano aus der Gegend von Ilanz, enthält. Auch auf dem östlichen Teil des Bergsturzes, bei Flida, fand ich an einer Stelle viele kristalline Geschiebe. Der Bergsturz des Bleiswaldes ist also noch vom Rheingletscher überdeckt worden.

17. Die grossen Bergstürze im Vorderrheintal zwischen Reichenau und Ilanz.

Die zum erstenmal von Alber Heim (**70**; **95**) geschilderten Bergsturzmassen, die dem Landschaftsbild des Rheintales zwischen Ems, Reichenau und Ilanz ein eigenartiges Gepräge geben, sind schon wiederholt eingehend untersucht und beschrieben worden [von Albert Heim (**95, 121**), Rothpletz (**149**), Hartung (**102**), Walter Staub (**234**), Blumenthal (**240**), Rud. Gsell (**285**)]. Ich beschränke mich daher auf ein knappes Gesamtbild und die Besprechung einiger besonders merkwürdiger Erscheinungen und Fragen, in denen meine Ansichten von den bisherigen Darstellungen abweichen.

a) Der Bergsturz von Tamins-Reichenau.

Die Trümmerhügel von Tamins, die Malmbreccien, die an den Rheinufern bei Reichenau zutage treten, und der südlich vom Rhein liegende, am Bündnerschieferabhang emporgebrandete Schuttberg Ils Aults sind bisher als Ablagerungen eines Bergsturzes aus der grossen fast ganz im Malm liegenden Nische zwischen Vogelstein, Sessagit und Carschlinkopf westlich vom Kunkelspass betrachtet worden. Da die Taminser Hügel südöstlich von Girsch mit dem Bergsturzkegel des Bleiswaldes zusammenhängen, kann man sich fragen, ob sie nicht wie dieser aus der Nische zwischen Foppastein und Silberegg stammen. Leider gestattet das Gesteinsmaterial keinen sichern Entscheid der Frage, da der in allen diesen Bergsturzhügeln vorherrschende Malm, die Doggerblöcke des Kirchenhügels von Tamins, die Schiltkalk-, Rötidolomit- und Chloritschieferblöcke von Ils Aults ebensogut aus der einen wie aus der andern Nische hergeleitet werden können. Das Fehlen einer kegelförmigen Anlehnung der Taminser Sturzmasse an die Nische westlich vom Kunkelspass und namentlich der grosse Stauboden von Girsch liessen sich am besten durch die Annahme erklären, die Taminser Hügel stammen aus der Nische am Calanda. Andererseits aber macht die grosse, zirkusförmige Nische westlich vom Kunkelspass durchaus den Eindruck einer Bergsturznische und lässt sich weder durch Wasser- noch durch Glazialerosion erklären. Auch erscheint die Nische oberhalb Bleiswald zu klein, um als Abrissgebiet aller Bergsturzmassen von Tamins und Reichenau und vielleicht noch der Toma von Ems aufgefasst werden zu können.

Die verrucanoartigen grünen Chloritschiefer, die an mehreren Stellen an den beiden Ufern des Hinterrheins östlich von Bonaduz auftreten, sind von Albert Heim (**121,** p. 292) und von allen spätern Autoren (Arbenz, **221,** p. 27 und 28, Walter Staub, **234,** Kartenskizze) als anstehender Verrucano betrachtet worden. Bei der eingehenden Besichtigung aller Vorkommnisse musste ich aber zur Überzeugung kommen, dass es sich um einen grossen, zum Taminser Bergsturz gehörenden Trümmerschwarm handelt. Die grünen Schieferplatten, die gegenüber Isla am rechten Hinterrheinufer auf langer Strecke zutage treten, sind allerdings grösstenteils einheitlich orientiert, so dass man an anstehenden Fels denken kann. Am darüberstehenden steilen Bergsturzhang findet man aber noch mindestens 50 m hoch hinauf massenhafte eckige Trümmer desselben Gesteins, nirgends aber ein anstehendes Felsband. An dem gegen den Hinterrhein vorragenden Bergsporn westlich von Prau dil Boign zeigt das grüne Gestein in den durch ein neues Strässchen geschaffenen grossen Aufschlüssen zwar stellenweise noch einheitliche Schichtung; aber es ist doch in seiner ganzen Masse innerlich zertrümmert, in lauter scharfkantige Splitter aufgelöst mit Schlagpulver in den dazwischenliegenden Lücken. Am linken Hinterrheinufer, am Südrande des Hügels von Plazes, erscheint dasselbe Gestein in den 20—25 m hohen Aufschlüssen als ein wirres Durcheinander von innerlich zertrümmerten Schichtpaketen, einzelnen grossen Blöcken, Splittern und Zerreibungspulver. Besonders interessant ist, dass im westlichen Teile des Kahlanrisses die klaffenden Lücken zwischen den grünen Schieferblöcken durch Moräne ausgefüllt sind, bestehend aus lehmiger Erde und kleinen Geschieben, und am äussersten Westende stellt die senkrechte Anrisswand ein wirres Gemenge von Blöcken und Splittern des verrucanoartigen Gesteins mit Grundmoräne dar. Das grüne Gestein gehört offenbar dem Rande des Bergsturztrümmerstromes an, der die liegende Grundmoräne aufgeschürft und sich mit ihr vermengt hat. Am Nordrande des Hügels Plazes zeigt es an einer 30—40 m über dem Rhein liegenden Stelle nach NW fallende Schichtung; aber es ist doch stark zerbrochen, zeigt am Rande klaffende, durch Schlagpulver

ausgefüllte Lücken und ruht auf regellos gestellten Blöcken. An einer andern Stelle geht der einheitlich geschichtete grüne Schiefer in fein zerriebenes, von Grundmoränenstreifen durchsetztes Gestein über. Blockschwärme desselben grünen Gesteins liegen auch östlich vom Hinterrhein am Brühl und südlich von Plaun dil Pré in dem am Bündnerschieferhang emporgebrandeten Südrand des Bergsturzes. Es muss noch hervorgehoben werden, dass es petrographisch verschieden ist vom Verrucano der untern helvetischen Decken, dagegen übereinstimmt mit dem Aarmassivgestein von Felsberg und Tamins.

Wie schon W. Staub und Blumenthal bemerkt haben, trägt auch die wellige Bergsturzmasse von Ils Aults eine Grundmoränendecke. Sie ist jedoch sehr lückenhaft, meistens nur 20—30 cm dick, so dass sie noch das Malmbergsturztrümmerwerk durchschimmern lässt. Die muldenförmigen Vertiefungen der Bergsturzoberfläche aber kleidet sie oft mit einer zusammenhängenden Decke aus. Gegen S wird sie im allgemeinen mächtiger, in dem Hohlweg zwischen Plaun dil Pré und Vogelsang ist sie mehrere Meter mächtig. An den meisten Orten besteht sie grösstenteils aus gut gerundeten kristallinen Geschieben, die in lehmige braune Erde eingebettet sind, während Malmgeschiebe auffallend spärlich vorkommen. Es sind sowohl die Gesteine des Vorderrheingebietes (z. B. Diorite und Punteglasgranit) wie auch diejenigen des Hinterrheingebietes (z. B. Juliergranite und die roten Sandsteine des Permo-Werfénien) vertreten. Grössere erratische Blöcke fehlen fast ganz. Eine Gruppe mächtiger kristalliner Blöcke liegt auf zersplittertem Rötidolomit am Westrande des Bergsturzes zwischen Brühl und Prau dil Boign. Dass der Gletscher über den Bergsturz hinweggegangen ist, zeigt sich auch darin, dass seine Oberfläche fast frei ist von lose herumliegenden grossen Blöcken und die aus dem Waldboden aufragenden grösseren Malmblöcke meistens etwas rundlich abgescheuert sind.

Auch die grosse Nische zwischen Girsch und dem Sessagit zeigt Spuren der Vergletscherung. Die Aufschlüsse längs des im Jahre 1914 vollendeten Kunkelser Strässchens beweisen, dass die Schuttbildung, welche im Schwarzwald den Malmfels des Nischenbodens bedeckt, Moräne mit vorzüglich polierten und geschrammten Malmgeschieben ist. Ich fand darin jedoch keine kristallinen Gesteine des Bündner Oberlandes, auch nicht Verrucano und Kreide des Ringelgebietes, sondern bloss Malm. Durch den Strassenbau sind dort auch an zwei Stellen auf den nach SE fallenden Malmschichtflächen prachtvolle Gletscherschliffe mit ausschliesslich nach SE, also in der Richtung der Mittellinie der Nische verlaufenden Gletscherkritzen blossgelegt worden. Moräne und Gletscherschliffe können also nicht vom Rheingletscher, sondern nur von einem Lokalgletscher, der einst in dieser Nische lag, erzeugt worden sein. Dies lässt sich aber nur schwer mit der bisherigen Annahme vereinen, die Sturzmasse von Tamins-Ils Aults stamme aus der Nische am Kunkelspass, und ihre Übergletscherung falle in die Zeit des Gschnitzstadiums; denn während des letzteren lag die Schneegrenze so hoch, dass in dieser Nische kein Lokalgletscher entstehen konnte. Wir stossen so neuerdings auf die Frage, ob die Kunkelser Nische nicht älter sei als der Bergsturz von Tamins-Ils Aults.

Grundmoräne, die schon vor dem Bergsturz im Talgrunde lag, ist, wie schon Alb. Heim beobachtet hat, südlich von der Reichenauer Brücke am rechten Ufer des Hinterrheins dicht über der Flusssohle auf ziemlich langer Strecke aufgeschlossen. In der bunten Mannigfaltigkeit von eckigen und gerundeten, in lehmige Erde eingebetteten Gesteinen aus dem Vorder- und Hinterrheingebiet bemerkt man viele gekritzte Malmgeschiebe. Darüber liegt mit scharfer Grenze die hier fast ganz aus Rötidolomit bestehende Bergsturzbreccie.

b) Der Flimser Bergsturz.

1. Das Abrissgebiet. Lage, Form und Gesteinsmaterial dieses grossartigsten aller bis jetzt bekannten Bergstürze lassen keinen Zweifel darüber bestehen, dass sein Herkunftsgebiet die lange talförmige Nische zwischen dem Flimserstein und der Alp Nagiens ist. Eine gewaltige, aus Malm und Kreide der Tscheppfalte und Verrucano der Mürtschendecke bestehende Gebirgstafel ist hier auf einer 13—15° geneigten Schichtfläche in das Rheintal hinausgeglitten. Wenn auch diese

Schichtlage die Bergsturzbewegung begünstigte, und wenn man auch annehmen darf, dass schon vor dem Bergsturz das Gebirge östlich von Alp Nagiens von einer tiefen Schlucht als Verlängerung von Segnes sut durchsägt war, so lässt sich doch nur schwer begreifen, was die gewaltige Felsmasse veranlasst haben konnte, sich vom übrigen Gebirge abzutrennen und zur Tiefe zu gleiten.

Eine Unsicherheit besteht noch darüber, ob als Ostrand des Abrissgebietes die ganze Südwestwand des Flimsersteins bis in die Gegend von Darbleuna zu betrachten ist, oder ob, wie BLUMENTHAL (**240,** p. 62) annimmt, diese Grenze zwischen Narraus und Spaligna dem niedrigen Felsbande folgt, das die Terrasse von Foppa im W begrenzt. Der Umstand, dass der Trümmerstrom nicht auf diese Terrasse übergreift und sich bei Spaligna nicht daran anlehnt, spricht zwar lebhaft zugunsten der Ansicht BLUMENTHALS; allein der sozusagen durch eine einzige Schichtfläche gebildete Boden von Foppa sieht doch auffallend wie eine Bergsturzgleitfläche aus, und blickt man z. B. von den Höhen südlich von Versam in das Segnestal hinein, so macht die ganze Hohlform westlich vom Flimserstein durchaus den Eindruck einer einheitlichen Ausbruchsnische, und die Terrasse von Foppa erscheint bloss als eine niedrige Felsstufe am Boden dieser Nische.

2. Das Ablagerungsgebiet. Die Nachhut der Bergsturzmasse liegt von Alp Platta bis Runas westlich von Flims als $0{,}_8$—1 km breiter Schuttstrom noch innerhalb des Abrissgebietes. Von der untern Öffnung der Abrissnische aus breitete sich der Trümmerstrom fächerförmig über das Rheintal aus und stiess im S auf die Bündnerschieferhänge zwischen Valendas und Bonaduz auf. Seine Mittellinie misst von Segnes sut bis zum Versamertobel $13{,}_5$ km; seine Basis ist zwischen den 500 m westlich von der Station Kästris neben der Eisenbahnlinie liegenden Aufschlüssen in der Malmbreccie und dem Hügel von Campagna westlich von Reichenau $14{,}_5$ km lang. Das vom Bergsturz ursprünglich bedeckte Areal misst etwa 49 km². Der Inhalt der Sturzmasse wird auf 10 bis 15 km³ geschätzt. Bei Versam, fast genau in der Verlängerung der Mittellinie der Abrissnische, brandete die Trümmermasse am höchsten an der südlichen Talwand empor. Dort schauen bei den Häusern von Bandur bis in die Höhe von 1080 m, 150 m über der allgemeinen Bergsturzoberfläche bei Versam, Schwärme von scharfkantigen Malm- und Schiltkalktrümmern aus der Rasendecke heraus. Hier ist der Schuttstrom auch noch volle 2 km über den allgemeinen Südrand des Bergsturzes hinaus in das damals schon voll ausgetiefte Versamertobel hineingefahren. Unter dem Südende der Terrasse von Arezen kleben die letzten von der Erosion verschont gebliebenen Reste der Malm-Bergsturzbreccie an der linksseitigen Bündnerschieferwand des Tobels.

Einige Bemerkungen hinsichtlich der Dynamik der Bergsturzbewegung verdient noch das westliche Randgebiet des Trümmerfeldes. Über der 100—200 m hohen Felswand Crest la pligliusa, die den Westrand der in der Abrissnische liegenden Nachhut des Bergsturzes bildet, liegt am Ostrande von Alp Nagiens abermals ein 500—800 m breites und $2{,}_5$ km langes, grösstenteils aus Malmblöcken bestehendes Trümmerfeld. Es handelt sich um einen Teil des Schuttstromes, der während der Sturzbewegung von der Hauptmasse abgescheert worden ist, ähnlich wie beim Bergsturz am Rautispitz das Blockfeld auf der Terrasse von Egg. Die in der Gegend von Alp Cassons und am Südrande von Segnes sura sich ablösende Felsmasse bewegte sich anfänglich, entsprechend der hier herrschenden Schichtlage, gegen S oder SSW, stiess auf die wahrscheinlich schon damals vorhandene Felswand von Crest la pligliusa und glitt dann längs derselben nach SSE; ein Teil der Trümmermasse jedoch brandete über die Oberkante der Felswand hinaus und ergoss sich in den südöstlichen Teil von Alp Nagiens hinein, wo sie infolge der Reibung am unebenen Grunde und des Aufprallens am Abhang des Crap San Gion liegen blieb, während die Hauptmasse des Trümmerstromes, wenig gehemmt durch die relativ geringe Reibung auf den gleichmässig südwärts geneigten Schichtflächen der Abrissnische, nach SE gegen das Rheintal abfloss.

Noch merkwürdiger ist, dass ein etwa 300 m breiter Malmblockstreifen, gleichsam als Fortsetzung des Schuttfeldes von Alp Nagiens, vom Bett des Laaxerbaches aus südwärts 300 m hoch bis auf den Scheitel des Ostendes des Crap San Gion hinaufgefahren ist und über seinen Südabhang wieder 450 m tief ins Val Buglina hinunterstieg. Das Schlussstück dieser randlichen Brandungszone bildet der südlich vom Val Buglina liegende, 150 m hohe Bergsturzhügel des Uaul Ravanasc.

Zwischen Muletg und Desch liess der Trümmerstrom nur noch eine dünne Schuttdecke im Abrissgebiet zurück. Daher tritt hier in den Bachbetten des Flem und seiner Seitenbäche fast überall der anstehende Malm zutage. Grössere Mächtigkeit besitzt die Trümmermasse auf Alp Platta zwischen Pont de Desch und der Segneshütte, wo offenbar das Felsband am Ostrande von Alp Nagiens eine stauende Wirkung auf die Nachhut des Schuttstromes ausübte. Der Wall, der nördlich von der Segneshütte die Geschiebeebene von Segnes sut abdämmt, enthält einen breiten Streifen von einheitlich geschichteten Malmplatten, die jedoch von klaffenden Spalten durchsetzt sind und nach S und E ohne scharfe Grenze in das Bergsturzblockwerk übergehen. Die Felsmasse war offenbar im Begriff, mit der übrigen Sturzmasse abzugleiten, fand aber im letzten Augenblick wieder eine Gleichgewichtslage.

Das dem Baue der Ausbruchsnische entsprechende Vorherrschen des Malms und die schwarmweise Gruppierung der Gesteinsarten sind durchgreifende Erscheinungen des Ablagerungsgebietes. Die Breccienwände des Rheineinschnittes, des Laaxertobels und des Versamertobels bestehen zum weitaus grössten Teil aus Malm; im ganzen Bergsturzgebiet südlich vom Rhein ist er das weitaus vorherrschende Gestein, und auch im NW, zwischen der Rheinschlucht, Flims und Alp Platta, stösst man überall auf grosse Blockschwärme desselben. Die Kreide (Öhrlikalk, Valangienkalk, Kieselkalk und Drusbergschichten) fehlt sowohl südlich vom Rhein wie auch im Randgebiet westlich vom Laaxerbach fast ganz; dagegen treten besonders längs der Mittellinie des Trümmerstromes zwischen Alp Platta und dem Rhein ausgedehnte Schwärme von Kreidegesteinen auf. Zwischen Tuora und La Ransun bilden sie am obern Rand der hellgrauen Malm-Breccienwände der Rheinschlucht eine fast zusammenhängende bräunliche Trümmerdecke, an einigen Stellen auch Linsen innerhalb der hellen Malmbreccie. Ein grossartiges, nur stellenweise durch Malm unterbrochenes Kreideblockwerk baut die höchste Erhebung der Sturzmasse, die langgestreckte Mutthöhe zwischen der Rheinschlucht bei Con und der Flimserstrasse bei Staderas, auf. Auch im Uaul Runca, zwischen Runas und Muletg und auf Alp Platta südlich von der Segneshütte stösst man auf grosse Kreideblockschwärme, ebenso westlich vom Crestasee und zwischen Rens und Con.

Südlich von Flims, zu beiden Seiten des Flembaches und von den Waldhäusern bis zu den Wiesen von Rens liegt ein fast ununterbrochener Schwarm von grünen Verrucanoschieferblöcken. Kleinere Verrucanoblockschwärme trifft man am Ostrand der Wiesen von Tuora, am Wege zwischen Tuora und Salums, im Waldrande nördlich von Salums; auch im nördlichen Teil des Trümmerfeldes westlich von Spaligna und bei Muletg sind Blockgruppen von Verrucano nicht selten. Südlich vom Rhein und im östlichsten Teil des Ablagerungsgebietes scheinen sie zu fehlen.

Schon frühere Beobachter haben sich über das Auftreten von Doggerblöcken im Schuttstrom des Flimsersturzes gewundert, da Dogger im Abrissgebiet fehlt und nach seiner Tektonik auch früher dort scheinbar kaum anstehend gewesen sein kann. Ausser an den von früheren Autoren erwähnten Stellen (Porclas westlich von Digg, Ruine Wackenau am Südufer des Vorderrheins, Val Surda) habe ich Schwärme von Doggerblöcken, fast stets auch von Schiltkalk [1]) begleitet, noch an vielen andern Orten im östlichen Teil des Flimsersturzes gefunden [2]). Der Hügel Danisch westlich von Bonaduz enthält einen von seiner Südostecke bis zum Signal 733,$_6$ m reichenden Doggerblockschwarm, bestehend aus eckig zersplitterten, glänzenden Doggerschiefern, Eisensandstein, Echinodermenbreccie und Eisenoolith mit Magnetitoktaederchen, und am Südwestrande begleitet von gelbfleckigem oberem Schiltkalk, der in einem Steinbruch am Fusse des Hügels in einheitlich geschichteten, aber von klaffenden Spalten durchsetzten Quintnerkalk übergeht. Ein bei P. 714 m von der Strasse Bonaduz-Versam abzweigendes neues Waldsträsschen ist am Abhang zwischen Plaun da Zaudt und Fuorns auf wohl 350 m Länge ganz in zersplitterte Dogger-Eisensandsteine und -schiefer eingeschnitten, und westlich davon folgen am Wege auf weitere 200 m Länge Schiltkalktrümmer und ein Gemisch von Malmblöcken mit Doggertrümmern. Im Val Surda liegt ein über 200 m langer Doggerblockschwarm, und südwestlich davon stösst man auf einen grossen Blockschwarm von

[1]) R. Gsell (**285**) hat die Schiltkalktrümmer stets mit Rötidolomit verwechselt und den Doggerschwarm von Fuorns irrtümlicherweise als Bündnerschiefer betrachtet.

[2]) Die grössten dieser Doggerschwärme sind bereits in der Kartenskizze von W. Staub (**234**) verzeichnet.

Schiltkalk und Schiltschiefern. Eine grosse Doggerblockmasse liegt nördlich von Riventuis, und kleinere Blockgruppen und Schwärme von Dogger und Schiltkalk trifft man auch zwischen Riventuis und der Höhe, am Crestaulta westlich von Weiermühle, am Südabhang des Hügels Tschavier und im Hügel Ziawe. An der Strasse Bonaduz-Versam ist kurz vor der Brücke über die Rabiusa eine etwa 15 m mächtige zerrüttete Masse von Dogger-Eisensandstein in Malmbreccie eingeschlossen. Die westlichsten Schiltkalktrümmergruppen fand ich beim Wasserreservoir von Bandur südlich von Versam und bei P. 869 m an der Strasse nach der Station Versam.

Um diese Doggervorkommnisse zu erklären, hat Rothpletz (**149,** p. 235) angenommen, es sei aus der Gegend von Si munt nördlich von Trins, wo in der Tat Dogger und Schiltkalk anstehend sind, ein Bergsturz auf den Flimsersturz niedergegangen. Blumenthal (**240,** p. 63) hat bereits die Unhaltbarkeit dieser Hypothese betont. Die morphologischen Verhältnisse sowohl der Terrasse von Si munt wie auch der Bergsturzmasse stehen mit jener Annahme durchaus in Widerspruch. Aber auch die Erklärung Blumenthals, wonach die Doggerblöcke aus dem Anstehenden am Boden des Vorderrheintales durch den Bergsturz aufgeschürft worden sein sollen, erscheint mir sehr unwahrscheinlich. Man könnte sich damit zufrieden geben, wenn es sich nur um vereinzelte Blöcke handeln würde. Aber unmöglich können Dogger- und Schiltkalktrümmerschwärme von über 300 m Länge vom anstehenden Felsgrund aufgeschürft und während der Bergsturzbewegung zusammenhängend durch die mächtige Malmtrümmermasse hindurch an ihre Oberfläche transportiert worden sein. Ebensowenig kann man, wie Gsell (**285**) dies tut, jene Gesteine als Bestandteil der Moränendecke betrachten. Ihr schwarmweises Auftreten, der Mangel einer Mischung mit andern Gesteinen des Rheingletschergebietes und die Struktur der Trümmerbildung beweisen mit Sicherheit ihre Zugehörigkeit zum Bergsturzschutt. Daher bleibt nichts anderes übrig, als anzunehmen, dass die Dogger- und Schiltkalkgesteine des Bergsturzes einst in der Abrissnische im Segnestal anstehend waren. Es erscheint mir auch nicht unmöglich, dass entsprechend den Schiltkalk- und Doggerschichten von Alp Ranasca bei Panix und von Maliens und Si munt oberhalb Trins einst auch nördlich von Flims als Kern der Vorab-Tscheppfalte eine ausgedehnte Linse von Dogger und Schiltkalk vorhanden war.

3. Die Moränen im Bergsturzgebiet. Es ist schon seit den Darstellungen von Albert Heim bekannt, dass auf dem Flimsersturz Moränen und erratische Blöcke des Rheingletschers liegen. Südlich vom Rhein, zwischen Bonaduz und dem Versamertobel, hat die Moräne einen ähnlichen Charakter wie auf dem Hügel Ils Aults. An vielen Stellen, namentlich in den flachen Mulden zwischen den Bergsturzwellen (z. B. bei Bots Mulins, Crestaulta, Fuorns, Riventuis) trifft man eine meistens nur $0{,}_5$—1 m mächtige, an einzelnen Stellen auch auf 2—3 m anschwellende Moränendecke, bestehend aus lehmiger Erde mit vielen runden Geschieben, unter denen die kristallinen Gesteine des Vorderrheingebietes stets reichlich vertreten sind. Bei Puz Muttauns liegen ziemlich viele erratische Blöcke, darunter zwei prachtvolle Punteglasgranitblöcke und eine Gruppe grosser Blöcke von Ilanzer Verrucano. Über die grosse Rheinerosionsterrasse von Tuleu und zwischen den Hügeln Danisch und Tschavier ist eine erhebliche Zahl von mittelgrossen kristallinen Blöcken zerstreut. Zwischen Versam und Valendas scheint die Moränendecke viel lückenhafter und schwächer ausgebildet zu sein. Wo sie vorhanden ist (z. B. an der Strasse zwischen Station Versam und der Lücke, zwischen Roccarüti und Berglibühl), enthält sie stets viele gut gerundete kristalline Geschiebe. Auch zwischen Sagens, Laax und Tuora hat der Rheingletscher nur geringe Spuren hinterlassen (z. B. eine dünne Moränendecke bei der Kapelle am Fussweg zwischen Sagens und Laax, Grundmoräne und einige kristalline Blöcke am Nordrande der Wiesen von Salums, Grundmoräne am Nordwestrand von Las Foppas). Dagegen werden zwischen Caumasee und Digg (namentlich in der Umgebung von Con, zwischen Con, Pintrun und Lagizun und auf Las Aers bei Digg) grosse Gebiete des Bergsturzes von einer zusammenhängenden, aber meistens doch kaum 1 m mächtigen Moränendecke überkleidet. Die hier durch neue Waldwege geschaffenen Aufschlüsse zeigen stets lehmige Erde mit mehr oder weniger gerundeten und oft gut gekritzten Malm- und Kreidegeschieben und meistens auch Splitter von grünem Verrucanoschiefer. Dagegen fehlt hier merkwürdigerweise

im Gegensatz zum südlich vom Rhein liegenden Gebiet das kristalline Material fast gänzlich. Die Moräne zeigt eine auffallend lokale Facies; sie stammt wohl grösstenteils von der Oberfläche des Bergsturzes selbst.

Die frühern Beobachter (Penck, Walter Staub, Blumenthal) haben bereits hervorgehoben, dass das Rheingletschererratikum auf dem Flimsersturz nur bis auf etwa 1050—1100 m hinaufreicht. Eine Linie, die von Laax über den Südabhang von Uaul grond und Pleunca bialla zur Südostecke des Caumasees und von dort gegen den Ostrand des Crestasees verläuft, bezeichnet ungefähr seine Nordgrenze. Höher oben und weiter im NW, also in der Umgebung von Flims und im Segnestal findet man auf dem Bergsturz keine Spur weder von Rheingletscher- noch von Lokalmoräne. Hieraus hat schon Penck (**163,** p. 437/438) geschlossen, dass der Flimsersturz nur noch von einem letzten Rückzugsstadium, wahrscheinlich dem Gschnitzstadium des Rheingletschers, bedeckt worden ist. Zur Zeit desselben lag die Schneegrenze bereits so hoch, dass der Segnesgletscher nicht mehr bis in die Gegend von Flims vorzurücken vermochte [1]).

An einigen Stellen kann auch die Liegendmoräne des Bergsturzes beobachtet werden. Im Laaxertobel erscheint am Nordende des Fensters von anstehendem grünem Verrucanoschiefer unter der feinsplitterigen Malmbergsturzbreccie eine bis 20 m über die Bachsohle hinaufreichende gelbe Lehmmasse mit vielen eingebackenen eckigen Trümmern und schlecht gerundeten Geschieben. Unter der Ruine Wackenau liegt zwischen dem steil südfallenden anstehenden Serizitschiefer und der aus Malm, Dogger und Schiltkalk bestehenden Bergsturzbreccie etwa 5—10 m mächtige lehmige Grundmoräne mit kristallinen Geröllen und gekritzten Kalkgeschieben. Am Ostende von Bots Mulins, also am Bergsturzrande, sah man im Juli 1920 in einer Schuttgrube am Strässchen nordöstlich von Weiermühle eingebettet in feinsplittrige Malmbergsturzbreccie einen $0{,}_5$—2 m dicken Streifen von Grundmoräne, bestehend aus lehmiger Erde und Geschieben in allen Stadien der Rundung. Offenbar handelt es sich hier um Moräne, die vom Bergsturz aufgeschürft worden ist.

4. Stauwirkungen des Flimsersturzes. Ringsum am Rande der Bergsturzablagerung sind Bäche und Flüsse durch die Sturzmasse aufgestaut, aus ihrer Richtung abgelenkt und zur Ablagerung ihrer Geschiebe gezwungen worden. Die wichtigsten dieser Stauwirkungen sind:

1. Der $1{,}_5$ km lange und bis 300 m breite Geschiebeboden von Segnes sut.

2. Der vom Laaxerbach erzeugte $1{,}_4$ km lange und 300 m breite Geschiebeboden Il Pleun südlich von Alp Nagiens.

---

[1]) R. Gsell (**285**) lässt nur die in der Rheinschlucht, im Laaxertobel und Versamertobel zutage tretenden Malmbreccien als Bergsturz gelten und sieht darüber eine mächtige Moränendecke, die südlich von der Linie Laax-Salums-Lagizun aus Grundmoräne und Obermoräne des Rheingletschers bestehen soll, nördlich davon als eine zur Zeit des Gschnitzstadiums entstandene Ablagerung des Lokalgletschers aus dem Segnestal betrachtet wird. Dieser Darstellung gegenüber — es bestehen zwar zwischen Text, Karte und Profilen in der Arbeit von Gsell bedeutende Widersprüche — muss ich mit aller Entschiedenheit daran festhalten, dass die in Frage stehenden Schuttbildungen in ihrer weitaus überwiegenden Masse einem einheitlichen grossen Bergsturze aus dem Segnestal angehören, und dass die daraufliegende Moränendecke nur dünn und sehr lückenhaft ist und nördlich von der Linie Laax-Pleunca bialla-Caumasee-Crestasee völlig fehlt. Es ist durchaus ungerechtfertigt, aus dem Vorkommen von unzweifelhaften Grundmoränenresten zu beiden Seiten der Rheinschlucht gleich die ganze Trümmerhügelmasse in Moräne umzuwandeln. Wären die Schutthügel zwischen Bonaduz und Versamertobel, bei Versam und Valendas Rheingletschermoräne, so könnten sie doch unmöglich zu mehr als 90 % aus Malm, Schiltkalk und Dogger bestehen, aus Gesteinen, die auf der rechten Seite des Vorderrheintales nirgends anstehend sind. Wer in den Alpen häufig Bergsturzablagerungen und Obermoräne miteinander verglichen hat, kann unmöglich das grossartige, stellenweise fast ungangbare Blockwerk längs des Muttweges zwischen P. 1015 der Flimserstrasse und der Rheinschlucht mit seinen locker aufeinandergetürmten Riesenblöcken, seinen innerlich zersplitterten Felsmassen, der ausgezeichnet schwarmweisen Gruppierung der Gesteinsarten und dem völligen Mangel an gerundeten und geschrammten Geschieben als Moräne eines Segnesgletschers ansehen. Unmöglich könnten in der Moräne eines Lokalgletschers 50—100 m lange Schwärme von einheitlich geschichteten, aber innerlich zersplitterten und von klaffenden Spalten durchsetzten Verrucanoschiefern vorkommen, wie man sie z. B. westlich von Flims an der Strasse beim Eingang in das Tobel des Flembaches und im Tobel selbst beobachtet. Wäre das Blockfeld von Uaul Gonda zwischen Alp Nagiens und Laaxerbach eine Seitenmoräne des Segnesgletschers, wie Gsell behauptet, so müsste es fast ganz aus Kreide, Verrucano und Flyschgesteinen bestehen, während in Wirklichkeit darin der Malm weitaus vorwiegt und tertiäre Gesteine völlig fehlen. Das Fehlen von Nummulitenkalk, Flyschsandstein und seewerartigen Kalken des Wildflysches in den Blockfeldern bei Flims und im Segnestal ist für sich allein schon ein genügender Beweis dafür, dass sie nicht die Ablagerungen eines Segnesgletschers sein können.

3. Weiter unten, südlich von Staderas, hat der Laaxerbach in einer Mulde der Bergsturzoberfläche einen flachen Schuttkegel abgelagert, auf dem die Wiesen von Staderas, Uletsch und Cons liegen. Eine kleine Fortsetzung dieser alten Geschiebeaufschüttung liegt am Westrande von Salums über dem linken Ufer des Laaxertobels.

4. Der in Verlandung begriffene kleine Lai grond nördlich von Laax.

5. Zwei westlich von Laax liegende Sumpfböden, jedenfalls verlandete Seen, die den noch vorhandenen Laaxersee an Grösse übertroffen haben.

6. Die $1{,}_5$ km lange und $1{,}_2$ km breite Geschiebeebene Prada südlich von Mulins. Der Flembach und der Bach des Val Turnigel haben hier eine breite Mulde, die in der Bergsturzoberfläche vielleicht zum Teil infolge der Aufbrandung des Trümmerstromes am Felssporn des Crap Barcatzi entstanden war, mit ihren Geschieben ausgefüllt und nachher in die Alluvialebene wieder breite terrassierte Rinnen eingeschnitten. Dass hier einst ein grosser Bergsturzsee lag, ist wohl möglich, aber nicht bewiesen. Am Südrande von Prada liegt eine ganze Reihe prächtiger Versickerungstrichter, die darauf hindeuten, dass unter der hier nur noch dünnen Geschiebeaufschüttung durchlässige Bergsturzbreccie liegt.

7. Die Rabiusa (Safienrhein) schüttete hinter der Brandungswoge des Bergsturzes über der ins Versamertobel eingedrungenen Bergsturzmasse einen grossen Geschiebeboden auf und hat seither diese Aufschüttung und den darunterliegenden Bergsturz wieder in tiefer Schlucht durchschnitten. Reste des einstigen Geschiebebodens sind der östliche Teil der Terrasse, auf der das Dorf Versam steht, und die $1{,}_2$ km lange Terrasse von Parstoign auf der rechten Seite des Versamertobels. Aus dem vordern Teil dieser Schotterterrasse ragt die Malmbergsturzbreccie in Form von einigen kleinen Hügelchen empor. Die Terrasse, auf der die Häuser von Unterhof bei Versam stehen, ist eine von Schottern bedeckte, in den Bergsturz eingeschnittene Erosionsterrasse. Als letzter Rest einer solchen schotterbedeckten Erosionsterrasse darf vielleicht auch die Schottermasse gedeutet werden, die nördlich von der Versamertobelbrücke auf einem Bergsturzsporn über dem linken Ufer der Rabiusa liegt.

8. Die Terrassen, auf denen Valendas und Carrera stehen, sind die Reste der flach kegelförmigen Oberfläche einer grossen Bachschutthinterfüllung, die vom Bach des Carreratobels hinter dem Bergsturzrande abgelagert und später wieder tief durchschnitten worden ist. Westlich von den Häusern von Carrera sieht man deutlich die Bergsturzbreccie unter den Geröllschichten des Bachschuttkegels südwärts einsinken.

9. Durch den Flimsersturz wurde der Vorderrhein zu einem grossen Bergsturzsee, dem alten See von Ilanz, aufgestaut. Der Rhein und seine Zuflüsse haben Deltas in das Staubecken hinausgebaut und dasselbe mit ihren Geschiebe- und Schlammablagerungen im Laufe der Zeit zum Teil wieder ausgefüllt. Das vom Laaxerbach erzeugte Delta beginnt oberhalb Sagens bei zirka 900 m, senkt sich mit sanftem Gefälle gegen das Dorf hinunter und setzt sich auf der Ostseite des Laaxertobels noch auf dem westlichen Teil der Terrasse von Planezzas fort. Seine Geschiebe- und Sandschichten bedecken auf der Westseite des 100—120 m tief eingeschnittenen Tobels die Bergsturzbreccie wohl 50—60 m, auf der Ostseite etwa 30 m hoch und zeigen im untern und mittleren Teil teilweise sehr deutliche, gegen S fallende Deltaschichtung, während die obersten 5—10 m flach gelagert sind. Eine an der Strassenkehre östlich von Sagens in zirka 800 m Höhe liegende Kiesgrube zeigt leicht verkitteten, grösstenteils aus Malm und Verrucano bestehenden Bachschutt mit prachtvoller 28—30° S fallender Deltaschichtung. An den Wänden des Laaxertobels reicht die schiefe Deltaschichtung bis zu ungefähr 820—825 m hinauf. Mindestens so hoch muss also der Spiegel des Ilanzersees zur Zeit seines höchsten Standes gelegen haben.

Das Delta geht im Dorf Sagens (Vitg dado) mit etwas steilerer Böschung in die grosse, in etwa 750—770 m Höhe, 70—80 m über der heutigen Rheinsohle liegende Alluvialebene über, die sich bis nach Schleuis ausdehnt. Gegenüber dem Rheinknie westlich von Il Pleun sieht man in zahlreichen Rissen des in langsamer Rutschung gegen den Rhein begriffenen Terrains, dass der obere Teil der Anschwemmung aus mächtigem, blauschwarzem Lehm gebildet wird, in den einzelne

Geröllagen eingebettet sind. Es handelt sich hier offenbar um alten Seeschlamm, der als feinstes Schwemmaterial der Bachdeltas und des Rheins zum Absatz kam. Auch bei den Grabarbeiten für die Wasserversorgung von Sagens Vitg dadens (Sommer 1920) kam dieser Seeschlamm in Form von gelbem Lehm mit Geröllen zum Vorschein.

Als Unterlage dieser Seeanschwemmung tritt die Malmbreccie des Flimsersturzes am linken Rheinufer bis gegen Schleuis hin fast zusammenhängend zutage. Sie taucht südlich von Sagens auch in Form von einigen bis 10 m über die Ebene Il Pleun aufragenden Breccienhügelchen empor. Neben den sonstigen Unebenheiten der Alluvialfläche und ihrem sanften Ansteigen gegen das Bachdelta von Sagens dado sprechen diese Bergsturzinselchen lebhaft dafür, dass die Ebene Il Pleun keine Rheinerosionsterrasse, sondern die ursprüngliche Oberfläche der Geschiebe- und Schlammaufschüttung im alten Seebecken darstellt. Das Becken des Ilanzersees ist also in der Nähe seiner Mittellinie höchstens bis in die Höhe von etwa 760 m, bei weitem nicht bis ins Niveau der ursprünglichen Seehöhe, mit Geschieben und Schlamm aufgefüllt worden. Ungefähr in gleicher Höhe liegt auch die oberste der horizontalen Stauterrassen, die westlich vom Bachschuttkegel von Schleuis an den Verrucanoabhang sich anlehnen.

Von Bedeutung für die Frage nach dem Alter dieser Deltabildung sind die Aufschlüsse am linken Rheinufer in der Serpentine südöstlich von Schleuis. Auf der feinsplitterigen Malmbreccie des Flimsersturzes, die dort das bis 20 m hohe Steilufer des Rheins bildet, sitzt auf 100—150 m Länge stets 4—7 m mächtige Moräne des Rheingletschers, die neben reichlichen kristallinen Geschieben viele prächtig polierte und gekritzte Malmgeschiebe enthält. Darüber liegen die Deltaablagerungen des Ilanzersees in Form von mächtigem blauschwarzem, stellenweise auch hellgrauem Lehm mit Nestern und Lagen von Flussgeröllen. Wenn auch die Lagerung dieser Deltabildung infolge der oben erwähnten Rutschungen etwas gestört ist, so liegt sie doch zweifellos über der Moräne. Der Gletschervorstoss, der diese Moräne und gewiss auch diejenigen auf dem Flimsersturz abgelagert hat, fand also statt, bevor an dieser Stelle die Deltabildung begonnen hatte, also jedenfalls lange bevor die Geschiebeaufschüttung im Staubecken hinter dem Bergsturz vollendet war.

5. Durchtalung des Flimsersturzes durch den Vorderrhein und seine Zuflüsse. Der Vorderrhein hat den Schuttberg des Flimsersturzes in einer vielfach gewundenen, bis 300 m tiefen Erosionsrinne durchschnitten und schliesslich sich auch in die Deltabildungen des Ilanzersees eingesägt. Von dem stufenweisen Fortschreiten dieser Erosionsarbeit legen die die Rheinschlucht begleitenden, von Rheinkies bedeckten Terrassen Zeugnis ab. Walter Staub (**234,** p. 22—25) konstruiert aus den Terrassenresten vier übereinanderliegende Talböden. Ich verzichte hier auf eine genaue Parallelisierung der Terrassen, da mir keine genauen Höhenmessungen zur Verfügung stehen. Am deutlichsten sind das höchstgelegene älteste und das jüngste, nur wenige Meter über dem heutigen Rhein liegende Terrassensystem. Zum obersten, mehr oder weniger einheitlichen Talboden gehören von W nach E der Südrand von Planezzas, auf dem der östlichste Teil des Laaxerbachdeltas aufruht; der Südrand von Las Foppas (797 m); die Terrasse bei 828 m an der Strasse zwischen Station und Dorf Versam; die breite Terrasse La Ransun und die Terrasse Val davos östlich von der Mündung des Flembaches; die gegenüber dieser Bachmündung über dem rechten Rheinufer beginnende Terrasse Plaun da Zault, die sich ostwärts im Tuleu fortsetzt und dann auf die weite Kiesebene von Bonaduz (Tafel 29, Figur 3) ausmündet. Während der Ausbildung dieses Talbodens mündete der Vorderrhein bei Bonaduz in den Hinterrhein. Daran erinnert auch die breite terrassierte Rinne, die vom Südrand des Hügels Danisch am Nordrande von Bonaduz vorbei bis zum Hinterrhein verläuft. Später fand der Rhein in der Gegend der heutigen Station Trins einen Überlauf gegen den Nordrand der Bergsturzmasse und modellierte dann die gegenwärtige nach Reichenau verlaufende Flussrinne. Aus der ersten Zeit dieser neuen Erosionsperiode stammt die breite Kiesebene Dabi östlich von Digg, und später entstanden die Terrassen westlich von Campagna und die übrigen tiefergelegenen Terrassen zu beiden Seiten des heutigen Vorderrheins.

6. Die Schotter von Bonaduz und ihre Beziehung zu den grossen Bergstürzen. Albert Heim (**121,** p. 442—451) hat die Schuttbildung, welche die Unterlage der grossen Ebene von Bonaduz-

Rhäzüns (Tafel 29, Figur 1) bildet und an den Ufern des Hinterrheins in bis 60 m hohen Anrissen aufgeschlossen ist, als sandige Grundmoräne geschildert und die Ansicht geäussert, sie liege unter dem Bergsturz vom Kunkelspass, sei aber wahrscheinlich jünger als der Bergsturz von Flims. Diese Ansichten sind von den spätern Autoren [Penck (**163,** p. 438), Walter Staub (**234,** p. 16—18), Arbenz (**221,** p. 25), Blumenthal (**240,** p. 64)] übernommen worden, mit dem Unterschied, dass nun angenommen wurde, auch der Flimsersturz liege auf dieser Grundmoräne. Dagegen betrachtet Gsell (**285,** p. 62) diese Ablagerung als fluvioglaziale Schotter, die im Staubecken hinter dem Bergsturzriegel Ils Aults liegenblieben.

Allen bisherigen Beobachtern ist aufgefallen, dass der Charakter der Bonaduzer Schotter ziemlich stark von demjenigen der meisten inneralpinen Grundmoränen abweicht. Während letztere stets viel eckiges Material und reichliche lehmige Erde enthalten und ihre unregelmässig gerundeten Kalkgeschiebe häufig poliert und gekritzt sind, sieht man in den Steilufern des Hinterrheins bei Bonaduz und Rhäzüns eine von unten bis oben sehr gleichförmig ausgebildete Schottermasse vor sich, die ausschliesslich aus mehr oder weniger gut gerundeten Geschieben und reichlichem sandigem Zwischenmaterial besteht. Eckige Blöcke oder auch nur kleinere eckige Trümmer fehlen völlig. Gekritzte Geschiebe kommen zwar vor, aber nur spärlich; in den Schotterwänden bei Rhäzüns fand ich trotz langem Suchen keine, ziemlich viele aber in den Kiesgruben an der Strasse zwischen Bonaduz und Reichenau. Die Bildung scheint also nicht Grundmoräne, sondern eher eine Flussablagerung zu sein, die zu einer Zeit entstand, als das Gletscherende noch in der Nähe lag. Merkwürdig ist jedoch, dass in den Aufschlüssen an den Ufern des Hinterrheins eine ausgeprägte Schichtung meistens fehlt. An andern Orten ist sie aber deutlich vorhanden; auch stellt sich in den Schotterwänden bei Rhäzüns in den obersten 4—5 m eine zwar nicht auffällige, aber doch deutlich erkennbare Schichtung ein, und überall dort, wo kein deutlicher Wechsel von gröberem und feinerem Material vorhanden ist, kann man doch sehen, dass die Geschiebe nicht ganz regellos liegen, sondern mehr oder weniger einheitlich orientiert, flach gelagert sind. Die Schotter sind fast überall leicht verkittet und bilden daher an den Rheinufern steile Wände mit erdpfeilerartigen Verwitterungsformen. Auffallend ist die Kleinheit der Geschiebe; die meisten sind nuss- bis faustgross, kopfgrosse Geschiebe fehlen fast ganz. Im allgemeinen nimmt ihre Grösse nach oben ab.

Auf der Ostseite des Hinterrheins kann die Beziehung der Bonaduzer Schotter zur Trümmermasse des Kunkelser Bergsturzes an mehreren Stellen mit Sicherheit beurteilt werden. Unter dem südöstlichen Teil der Terrasse von Prau dil Boign reichen sie in gelben verkitteten Schotterwänden bis auf die Rheinsohle hinunter; dicht westlich davon aber sieht man sie auf dem früher (p. 597/598) besprochenen, zum Bergsturz gehörenden, zersplitterten grünen Chloritschiefer aufruhen. Steigt man vom nordöstlichen Teil der ebenfalls aus Schottern aufgebauten Terrasse Plaun Vaschnaus nordwärts gegen die rhätische Bahn und die Landstrasse hinunter, so sieht man aus der hier rasch nordwärtssinkenden Oberfläche der Schotterterrasse eckige Malmblöcke des Bergsturzes auftauchen. Strasse und Eisenbahnlinie sind dann völlig in den Bergsturz eingeschnitten, und auch das darunterliegende Steilufer des Rheins besteht aus Malmbergsturzbreccie. Dicht östlich von der Station Reichenau sieht man deutlich die Bergsturzbreccie südwärts unter die Schotterterrasse einsinken.

Sehr lehrreich sind auch die Aufschlüsse an einem gegenüber Plazes am rechten Hinterrheinufer liegenden kleinen Hügel. In seinem nördlichen Teil bilden die verkitteten Bonaduzer Schotter eine bis auf die Rheinsohle reichende Steilwand; gegen S hin aber taucht die Malmbergsturzbreccie unter dem Schotter empor. Am Scheitel des Hügels werden Schotter und Bergsturzbreccie durch malmreiche Moräne mit prachtvoll gekritzten Malmgeschieben überdeckt.

Die Terrassenlandschaft von Bonaduz setzt sich auf der Nordseite des Rheins bis ins Dorf Tamins und bis zur Strasse Tamins-Trins beim Eingang ins Lavoitobel (P. 668 m) fort. Aufschlüsse am Südrande des Dorfes, am Lavoibach und westlich von Madriel zeigen Schotter vom Charakter der Bonaduzer Schotter. Da das nördliche Rheinufer westlich von Reichenau aus Malmbreccie des Kunkelsersturzes besteht, kann man kaum annehmen, dass die 60 m höher hinaufreichenden Schotter von Tamins ostwärts unter denselben Bergsturz untertauchen. Übrigens kann man an einer Stelle

im Einschnitt des Lavoibaches deutlich sehen, dass die Schotter über der Bergsturzbreccie liegen und daran angelehnt sind.

Wenn die Schotter von Bonaduz-Tamins keine Grundmoräne, sondern eine Flussanschwemmung sind, und wenn sie nicht unter dem Kunkelser Bergsturz durchgreifen, sondern im Gegenteil darauf liegen und daran sich anlehnen, so liegt es am nächsten, sie als eine durch den Bergsturzriegel Tamins-Ils Aults bedingte Stauschottermasse zu betrachten. Es ist dann auch klar, warum sie auf der Ostseite von Ils Aults nicht mehr vorhanden sind, ferner warum sie so mächtig sind, nach oben ein gewisses Niveau nicht überschreiten und oben durch eine Ebene begrenzt sind, die über Rhäzüns hinaus noch weit ins Domleschg hineinreicht, alles Tatsachen, die sich nur schwer mit der Annahme, die Schottermasse sei Grundmoräne, vereinen liessen. Die Stauschotter scheinen grösstenteils eine Ablagerung des Hinterrheins zu sein. Selbst in den Aufschlüssen nördlich vom Vorderrhein, an der Strasse zwischen Tamins und dem Lavoibach und bei Madriel, sind die roten Sandsteine aus dem Permo-Werfénien von Mittelbünden ziemlich häufig, nicht selten auch Geschiebe von Albulagranit.

In zwei grossen Kiesgruben in der Ebene südlich von Bonaduz ist eine 4 m mächtige Sandmasse mit dünnen Geröllagen, die 25—30° nach E oder SE fallende Deltaschichtung zeigt, aufgeschlossen. Schiefe Deltaschichtung, wechselnd mit horizontaler Schichtung ist auch in den grossen Kiesgruben auf der Terrasse von Vaschnaus südlich von der Station Reichenau zu sehen. Diese vereinzelten, auf die obersten Kiesschichten beschränkten Erscheinungen sind jedoch keine genügenden Beweise für die Existenz eines grossen Bergsturzsees hinter dem Bergsturzriegel Tamins-Ils Aults. Vielleicht haben vorübergehende grössere Wasserlachen auf der Schotterebene Anlass zur Bildung jener Deltaschichtung gegeben.

Über die gegenseitige Lagerung der Bonaduzer Schotter und der Flimser Sturzmasse konnte ich keine völlig klare Anschauung gewinnen. An zwei Stellen am rechten Ufer des Vorderrheins, nämlich bei der Ruine Wackenau und gegenüber der Station Trins, sind Schotter aufgeschlossen, die mit den Bonaduzer Schottern identisch zu sein scheinen. Über den steil südfallenden zentralmassivischen Schichten, in die das Rheinknie zwischen Pullis und Wackenau eingeschnitten ist, liegt auf dem rechten Rheinufer zunächst die früher (p. 602) erwähnte echte Grundmoräne, darüber verkittete Breccie des Flimsersturzes, die die Ruine Wackenau trägt. Bergsturz und Moräne verschwinden dann am Ostrand des Sporns von Wackenau südwärts unter Gehängeschutt. Dann folgt eine bis zur Rheinsohle hinunterreichende, 30—50 m mächtige Schottermasse, die völlig verschieden ist von der vorhin erwähnten Grundmoräne, dagegen mit den Bonaduzer Schottern die gelbe Anwitterungsfarbe, die leichte Verkittung, Zusammensetzung aus Sand und vorwiegend kleinen Geschieben, Reichtum an kristallinen Geschieben und Mangel an eckigen Trümmern gemein hat und deutlich geschichtet ist. Im untersten Teil fallen die Schichten 30° steil nach S, nach oben wird die Schichtung flach und weniger vollkommen. Diese alten Schotter sind auf über 100 m Länge aufgeschlossen und werden gegen SE von Bergsturzbreccie begrenzt. Gehängeschutt verhüllt leider auch hier die Grenze. Oben werden die Schotter von Bonaduzer Facies von einer etwa 15 m mächtigen Folge von jungen Rheinschottern der in den Bergsturz eingeschnittenen Erosionsterrasse bedeckt, die mit dem Talboden des Tuleu und der Terrassenlandschaft von Bonaduz zusammenhängt. Von den alten Bonaduzer Schottern unterscheiden sich diese jüngern Rheinschotter durch blaugraue Gesamtfarbe, geringere oder fehlende Verkittung, stärkern Wechsel in der Geschiebegrösse und namentlich durch Reichtum an Malmgeschieben und kleinern Malmblöcken. Das Rätselhafteste an diesen Aufschlüssen ist eine vom Fusse des Rheinbodens aus etwa 20 m hoch aufragende Scholle von feinsplittriger Malmbergsturzbreccie, die auf der Nordseite von den steil südfallenden Bonaduzer Schottern unterteuft und oben von denselben Schottern überdeckt wird. Es scheint sich um eine in die Schotter eingebackene Bergsturzscholle zu handeln. Wenn mir auch die gegenseitige Lage von Bergsturz und alten Schottern im einzelnen nicht völlig klar ist, so scheint mir doch die Annahme, die Bonaduzer Schotter seien hier älter als der Bergsturz, am wahrscheinlichsten zu sein. Der Rhein hat bei Wackenau die Bergsturzmasse bis auf die darunterliegenden alten Bonaduzer Schotter abgetragen und auf letztere jungen Rheinkies abgelagert.

Auch gegenüber der Station Trins taucht plötzlich am rechten Rheinufer eine verkittete Schottermasse vom Typus der Bonaduzer Schotter auf und füllt gleichsam eine Lücke in der Flimserbreccie aus. Oben werden beide Bildungen wieder von einer mehrere Meter mächtigen Masse von horizontalgeschichteten jüngern Rheinschottern des Talbodens Tuleu-Bonaduz bedeckt. Merkwürdig ist, dass die alten Schotter eine Strecke weit auf einem am Rheinufer auftauchenden Sockel von Bergsturzbreccie aufruhen, was unserer Annahme, der Flimsersturz sei jünger als die Bonaduzer Schotter, zu widersprechen scheint; wahrscheinlich wird jedoch diese Breccie selbst wieder von den Schottern unterteuft.

In die gleiche Kategorie von Erscheinungen gehören auch die merkwürdigen Verhältnisse, die man am linksseitigen Steilufer des Vorderrheins zwischen Station und Dorf Sagens, auf der Ostseite einer alten Mündungsrinne des Laaxerbaches, beobachten kann (Figur 89). Die wohl 10 m mächtigen horizontalen Schichten feinen Sandes, die hier den tiefsten Teil der Deltaablagerung des Laaxerbaches bilden, ruhen mit scharfer Grenze auf der feinsplitterigen Malmbreccie des Flimsersturzes. Aber schon etwa 9 m unter der oberen Grenze der Breccie taucht eine mächtige Schottermasse auf, die an den steilen Kahlanrissen mit scharfer, unregelmässiger Grenze an die sie umhüllende Breccie anstösst, am Fusse des Steilbordes von ihr wieder unterteuft wird und im Innern Nester und Streifen von Bergsturzbreccie einschliesst. Die Kiesmasse ist ungeschichtet und besteht aus mässig gut gerundeten Geschieben mit reichlichem sandigem Zwischenmaterial. Ihre obersten 4—5 m zeichnen sich durch auffallende Kleinheit der Geschiebe aus und erinnern dadurch wie auch durch die Verkittung und die gelbe Verwitterungsfarbe an die Stauschotter von Bonaduz, während in den mittleren und unteren Teilen auch viele grössere Geschiebe und vereinzelte eckige Trümmer vorkommen und dann und wann auch gekritzte Geschiebe beobachtet werden. Die Schotter sind durchwegs reich an kristallinem Material aus dem Vorderrheingebiet und an Gesteinen aus der Bündnerschieferserie, dagegen arm an Malm. Sie sind zweifellos älter als die Flimserbreccie, und die sonderbare gegenseitige Lagerung der beiden Bildungen lässt sich hier wie auch bei Wackenau und gegenüber der Station Trins am ehesten durch die Annahme erklären, die Schotter seien durch den Bergsturz teilweise aufgeschürft und dabei in denselben eingewickelt worden. Ob die in die Malmbreccie eingeschlossenen Schotter bei Sagens ganz der Bonaduzer Stauschottermasse angehören oder zum Teil ältere fluvioglaziale Schotter sind, lässt sich kaum sicher entscheiden.

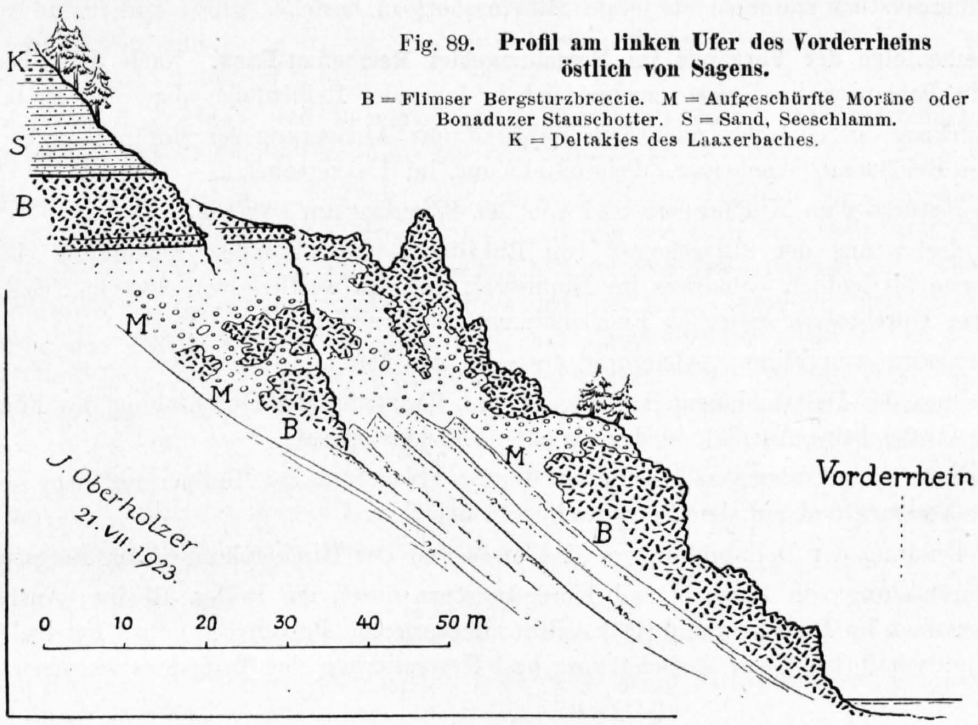


Fig. 89. **Profil am linken Ufer des Vorderrheins östlich von Sagens.**

B = Flimser Bergsturzbreccie. M = Aufgeschürfte Moräne oder Bonaduzer Stauschotter. S = Sand, Seeschlamm. K = Deltakies des Laaxerbaches.

Während der Vorderrhein den Flimsersturz durchtalte, schnitt er sich auch in die Stauschottermasse von Bonaduz-Tamins ein und modellierte auf beiden Rheinufern 3—4 übereinanderliegende Terrassen (Tafel 29, Figur 3). Gleichzeitig spülte der Hinterrhein zwischen Reichenau und Rhäzüns und im untern Teil des Domleschg eine breite Talrinne aus den Schottern heraus. Aus der ältesten Zeit dieser Erosionsarbeit stammen die Terrassenreste bei Nundraus und auf der Ebene zwischen Rhäzüns und Bonaduz. Im Gebiet des Hinterrheins scheinen die alten Stauschotter meistens bis dicht unter die Terrassenoberflächen hinaufzureichen, während der Vorderrhein häufig eine kräftige junge Geschiebeschicht auf die Stauschotter abgelagert hat. Auffallend ist, dass am rechten Vorderrheinufer westlich von Campagna die alten Bonaduzer Schotter gar nicht zutage treten, sondern das ganze etwa 30 m hohe Steilufer unter der untersten Terrasse aus den durch deutliche Schichtung, Reichtum an Malm und an sehr grossen Geschieben ausgezeichneten, zum grössten Teil aus dem Flimsersturz stammenden jungen Rheinschottern besteht.

7. Reihenfolge der Vorgänge im Bergsturzgebiet Reichenau-Ilanz. Nach dem Vorstehenden scheinen die Ereignisse im Bergsturzgebiet sich in folgender Reihenfolge abgespielt zu haben:

1. Rückzug der Gletscher nach dem Bühlstadium; Ablagerung der Moränen unter den Bergstürzen bei Reichenau, Wackenau, Weiermühle und im Laaxertobel.

2. Bergstürze vom Kunkelspass und von der Silberegg am Calanda.

3. Aufschüttung der Stauschotter von Rhäzüns-Bonaduz-Tamins; Ausbildung einer grossen Schotterebene bis südlich Nundraus im Domleschg und bis westlich von Station Trins; vielleicht Beginn ihrer Durchtalung zwischen Reichenau und Station Trins.

4. Bergsturz von Flims; Aufstauung des Sees von Ilanz.

5. Beginn der Deltabildungen bei Sagens und Ilanz und der Durchtalung des Flimsersturzes durch den Vorderrhein; Ausbildung der obersten Erosionsterrasse.

6. Letzter Gletschervorstoss (Gschnitzstadium); Ablagerung der Moränen auf dem Flimser- und dem Kunkelsersturz und auf den Bergsturzhügeln bei Ems.

7. Vollendung der Deltabildung im Ilanzersee und der Hinterfüllungen am Bergsturzrande.

8. Durchtalung von Flimser- und Kunkelsersturz durch die beiden Rheine; Ausbildung der tieferen Terrassen im Bergsturz und in den Stauschottern von Bonaduz-Tamins. Fertige Ausbildung der Tomalandschaft bei Ems; Aufschüttung und Terrassierung des Talbodens zwischen Reichenau und Ems.

18. Die Bündnerschieferstürze am Südrand des Vorderrheintales.

1. Tarnuzzer (**162**) hat schon im Jahre 1901 den Bergsturz besprochen, der aus der grossen halbkreisförmigen Nische in der Bündnerschieferwand nordwestlich von Dutgien herausgebrochen ist und dessen Ablagerungsgebiet sich westlich von Valendas in Form eines über $1{,}_5$ km breiten, wellig unebenen Fächers ausdehnt. Auf seiner Oberfläche fehlen zwar grössere eckige Blöcke fast ganz; aber die Oberflächenformen und vereinzelte kleinere Aufschlüsse sprechen doch für die Bergsturznatur der Schuttbildung. Die Grenze zwischen dem Bündnerschiefersturz und der Flimserbreccie ist westlich von Valendas orographisch nicht deutlich ausgeprägt. Die westlichsten Aufschlüsse in der Flimserbreccie bemerkte ich im Hohlweg westlich von der Burgruine und westlich von den Häusern «Beim Bad». Wie Tarnuzzer (**162,** p. 97) mitteilt, wurde beim Bau der Eisenbahnlinie Reichenau-Disentis durch Sondierschächte festgestellt, dass auf dem rechten Rheinufer die Bündnerschiefersturzmasse auf der Flimserbreccie aufruht. Der Bündnerschiefersturz ist also jünger als der Bergsturz von Flims. Er ist jedoch wie dieser noch von Rheingletschermoräne bedeckt. Grössere erratische Blöcke bemerkte ich keine; dagegen ist die Moränendecke sehr reich an kristallinen Geschieben des Vorderrheingebietes. Die schönsten, durch rezente Rutschungen entstandenen Moränenanrisse findet man an dem auffallenden Steilborde westlich von Prada. Sie beweisen, dass hier die Moräne mehrere Meter mächtig ist. Die wallartige Erhöhung auf der Oberkante dieses Steilbordes ist vielleicht ein Moränenwall. Die Moräne scheint die untern und mittleren

Teile des Bergsturzes ziemlich zusammenhängend zu bedecken; oberhalb 930—960 m aber sah ich keine kristallinen Geschiebe mehr. Kleine rote Quartenschieferstücke und Splitter von grünem Serizitschiefer, die mir bei den Hütten südlich von Kurve 960 m auffielen, müssen aber wohl auch noch zum Erratikum gerechnet werden. Offenbar sind die Moränen auf dem Bündnerschiefersturz und diejenigen auf dem Flimsersturz vom gleichen Rückzugsstadium des Rheingletschers abgelagert worden.

2. Einen ähnlichen Charakter hat der zuerst von W. Staub (**234,** p. 21/22) erwähnte Bündnerschiefersturz, der westlich von Bonaduz als flachwelliger Schuttkegel von etwa $1{,}_4$ km² Oberfläche aus der scharf ausgeprägten, in die untere Bonaduzeralp hineingreifenden Ausbruchsnische heraustritt und zwischen Weihermühle und Flies den Südrand des Flimsersturzes berührt. Eine an kristallinen Geschieben sehr reiche Moränenschicht bedeckt den Trümmerkegel bis in die Wiesen von Salums hinauf fast vollständig. In Wegeinschnitten sieht man aber da und dort, namentlich im Gebiet von Cavriu, unter der $0{,}_3$—2 m dicken Moränendecke den feinsplitterigen schwarzen Bündnerschiefersturzschutt zutage treten.

Der allgemeinen Moränen- und Vegetationsdecke wegen ist schwer zu entscheiden, ob der Bündnerschiefersturz jünger oder älter ist als der angrenzende Flimsersturz [1]).

3. Zwischen Carrera und Aalen liegt das Trümmerfeld eines dritten Bündnerschiefersturzes von wesentlich geringern Dimensionen. Er hat am Steilhang zwischen Fahneralp und Brünn eine etwa 300 m hohe und 800 m breite Nische erzeugt. Aus der unregelmässig welligen, etwas fächerförmigen Oberfläche des Ablagerungsgebietes ragen da und dort eckige Bündnerschieferblöcke heraus. Durch rezente Rutschungen entstandene Aufschlüsse am Bergsturzrande westlich von Erla Cresta zeigen, dass die Rutschmasse ganz aus zersplitterten Bündnerschiefern besteht. Nördlich von Carrera reicht der Sturzschutt, beiderseits von der Malmbreccie des Flimsersturzes begrenzt, bis auf die etwa 20 m über der Rheinsohle liegende Terrasse Isla hinunter. Der Sturz ist also erst niedergegangen, als der Rhein sich fast bis auf die heutige Tiefe in den Flimsersturz eingeschnitten hatte. Ich konnte auf seiner Oberfläche auch keine sichern Beweise für seine Übergletscherung beobachten, während Gsell (**285,** p. 53) ihn für interstadial erklärt.

19. Kleinere Bergstürze vom Flimserstein.

Von der Südwand des Flimsersteins sind in postglazialer Zeit einige kleinere, mit dem grossen Flimsersturz nicht zusammenhängende Bergstürze abgebrochen.

1. Der grösste dieser Felsstürze brach aus der an der Malmwand oberhalb Scheia deutlich sichtbaren Nische heraus, schüttete an ihrem Fusse einen grossen regelmässigen, im S bis über Scheia hinausreichenden Trümmerkegel auf, stürzte noch über die bis 100 m hohe Malmwand hinunter, welche die Terrasse von Scheia im W begrenzt, und lagerte an ihrem Fusse noch ein welliges Trümmerfeld ab, dessen scharf ausgeprägter Rand an der Strasse Flims-Fidaz bis auf etwa 200 m Entfernung an das Dorf Flims heranreicht. Die beiden durch jene Malmwandstufe getrennten Teile des Trümmerfeldes werden westlich von Scheia durch eine schmale aus Bergsturzblockwerk gebildete Brücke miteinander verbunden.

2. Der untere Abschnitt des Bergsturzes von Scheia berührt im NW das Trümmerfeld eines Felssturzes, der westlich von P. 1949 m von der Südwestwand des Flimsersteins abgebrochen ist. Sein aus Malm- und Kreideblöcken bestehendes Trümmerfeld bildet in der Umgebung von Prau Tomasch einen welligen Schuttkegel, der nach oben allmählich in eine breite, an die Malmwand sich anlehnende Schutthalde übergeht. Einige das Trümmerfeld durchfurchende Runsen haben seinen untern Rand stark zerschnitten und über die Malmterrasse von Flims den flachen Schwemmkegel ausgebreitet, auf dem der grösste Teil des Dorfes steht.

---

[1]) Infolge Verwechslung der Doggertrümmer von Fuorns und Val Surda mit Bündnerschiefern kam Gsell (**285,** p. 51 und Tafel II, Profil 5) zu der irrtümlichen Annahme, der Bündnerschiefersturz von Salums reiche, überdeckt von der Hügellandschaft von Crest aulta und Fuorns, nordwärts bis gegen die Strasse Bonaduz-Versam hin.

3. Aus der Gehänge- und Runsenschuttdecke, die zwischen den Bergstürzen von Scheia und Bargis die Terrasse von Fidaz bedeckt, hebt sich oberhalb Fidaz ein ziemlich breiter Schuttstreifen heraus, der sich durch etwas grösseren Reichtum an eckigen Kalkblöcken auszeichnet und wahrscheinlich die Ablagerung eines vom Flimserstein abgebrochenen Felssturzes darstellt.

20. Bergstürze auf der Südseite der Vorabkette.

1. Zwischen dem Dörfchen Panix und der Alp Ranasca führt der Panixerpassweg durch eine Schuttbildung, welche die Ablagerung eines ziemlich grossen alten Bergsturzes oder einer Felsrutschung zu sein scheint. Man sieht hier in allen Aufschlüssen bloss eckige Verrucanotrümmer. In den bewaldeten Teilen des Gebietes bilden sie ein wildes, locker aufgeschüttetes Blockwerk. Die Uferwände des bis 20 m tief eingeschnittenen Baches, der vom Fil Ranasca kommt, bestehen aus einer scharfkantigen Breccie mit grossen zersplitterten Schichtpaketen. Als Moräne kann die Schuttbildung nicht betrachtet werden, da gerundete Geschiebe und auch die mesozoischen und tertiären Gesteine des Karbeckens von Ranasca und des Panixerpassgebietes völlig fehlen. Dicht nördlich von Panix ist die Grenze zwischen der Verrucanorutschung und der Moräne, welche die Wiesen und Äcker in der Umgebung des Dorfes bedeckt, orographisch sehr scharf ausgeprägt, und im Grund des Panixertales breitet sich die Rutschmasse in Form eines fächerförmigen Schuttkegels aus. Dagegen konnte ich gegen die Weiden von Schönenboden-Ranasca keine deutliche Bergsturzgrenze finden. Zwar fehlen auch hier gerundete Geschiebe und Erratikum aus dem obern Teil von Ranasca; allein die orographischen Verhältnisse und der Mangel einer starken Blockbestreuung sprechen gegen die Zugehörigkeit dieses Gebietes zum Panixer Bergsturz.

2. Ein zweiter grosser vorhistorischer Bergsturz steigt beim Dorfe Ruis auf die Sohle des Vorderrheintales herunter. Sein Abrissgebiet muss in dem weiten muschelförmigen Zirkus der Setherberge liegen. Der Trümmerstrom ist im E, zwischen den Dörfern Ruis und Seth, sehr scharf begrenzt und stellt hier ein wildes, aus wirr durcheinandergeworfenen, zum Teil gewaltigen Blöcken des Ilanzer Verrucanos bestehendes Blockwerk dar. Sein unterer Teil ist von den Ablagerungen des Ruiserbaches überschüttet worden; doch ragen viele mächtige Bergsturzblöcke zwischen den Häusern des Dorfes aus dem Bachschutt heraus. Der Vorderrhein und der Ruiserbach haben das untere Ende des Trümmerstromes benagt und ein 10—30 m hohes Steilufer erzeugt, aus dem die Bergsturzblöcke herausschauen. Die obere Grenze der Bergsturzablagerung ist sehr unscharf; in der Höhe von etwa 1150 m geht das Blockwerk in ein glattes Wiesengelände über, das nur noch mit einzelnen Blöcken und Blockgruppen von Ilanzer Verrucano überstreut ist. Als Abrissgebiet ist wahrscheinlich nicht der ganze grosse Erosionszirkus der Setherberge, sondern bloss sein östlicher Teil zu betrachten.

3. Ein Felssturz, der sich anfangs Oktober 1916 von der Südostwand des Grossen Tschingelhorns ablöste, hat an der Verrucanowand eine heute noch auffällige, etwa 70 m hohe Wunde hinterlassen.

E. Alte Rheinschotter am Ostfusse des Calanda.

Südlich vom Dorfe Haldenstein lehnt sich eine $1{,}_5$ km lange und bis 200 m breite Terrasse an den Fuss des Calanda an. Sie ist auffällig eben und liegt 10—15 m über der heutigen Rheinebene. Aufschlüsse in einem Wegeinschnitt südwestlich von Au zeigen, dass sie aus horizontalgeschichtetem, leicht verkittetem, durch auffallende Kleinheit der Geschiebe ausgezeichnetem Rheinschotter besteht. Struktur, Materialbeschaffenheit und Oberflächenform beweisen, dass es sich nicht um Grundmoräne handeln kann, wie Piperoff (**142,** p. 42) angenommen hat, sondern nur um eine alte Geschiebeaufschüttung des Rheins. Die Schotterterrasse scheint sich noch nordwärts von Haldenstein bis zum Putschstein fortzusetzen, ist jedoch hier grösstenteils durch alte Felssturzmassen verhüllt.

Von dem Korallenkalksteinbruch bei Patnal nördlich von Untervaz bis zu den Häusern von Isla südlich von Mastrils verläuft mit einigen Unterbrechungen dem Calandafuss entlang abermals eine meistens nur 10—20 m breite, im S 10—15 m, im N nur 8—10 m über dem Rheinufer liegende Terrasse. Leider geben nur wenige Entblössungen über ihren Aufbau Auskunft; doch kann man beim Bauernhaus Mühle südöstlich von Friewies und östlich von einem kleinen, in der Mitte zwischen Loch und Isla liegenden Schrattenkalksteinbruch sehen, dass sie aus horizontalen Lagen von Rheinkies und Sand besteht. Auch hier fällt die Kleinheit der Geschiebe auf. Alle Reste dieser Terrasse sind von postglazialem Löss bedeckt.

Eine schmale, ebenfalls mit Löss bedeckte und 10—15 m über der Rheinebene liegende Terrasse liegt auch in der Talnische von Oldis auf etwa 100 m Länge am untern Rand eines alten Felssturzes. Da Aufschlüsse fehlen, lässt sich jedoch nicht entscheiden, ob sie auch aus Rheinkies besteht.

Die Terrassen von Haldenstein und Untervaz-Isla scheinen Reste einer einst zusammenhängenden alten Rheinschotterfläche zu sein. Sie lassen vermuten, dass in postglazialer Zeit, vielleicht unmittelbar nach dem letzten Gletschervorstosse, im Rheintale nördlich von Chur eine Geschiebeaufschüttung stattfand, die 10—15 m über die heutige Rheinsohle hinaufreichte.

F. Postglazialer Löss.

Feine gelbe Erde ist an den Abhängen zu beiden Seiten des Rheintales zuerst von Arnold Escher als Löss erkannt und später von J. Früh (**151**) genauer untersucht und als ein Staubanflug, der durch den Wind aus dem Überschwemmungsgebiet des Rheintales herausgeblasen wurde, beschrieben worden.

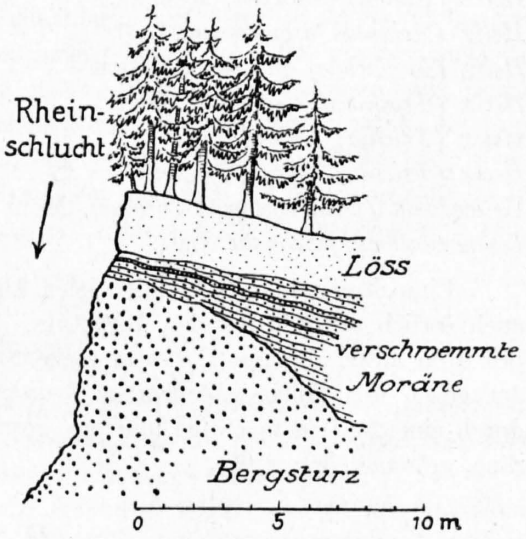


Fig. 90. **Postglazialer Löss auf dem Flimser Bergsturz bei Tuora.**

Dieser postglaziale Löss fehlt im Linthtal und an den Abhängen des Seeztales und erscheint auf der Westseite des Rheintales zum erstenmal auf dem Bergsporn zwischen der Nische von Nussloch und dem Bachtobel von Tardisbrücke-Mastrils. Von hier an gegen S findet man ihn am Abhang der Calandakette an zahlreichen Stellen; doch ist er hier im allgemeinen weniger mächtig und bedeckt nicht so grosse Flächen wie weiter im N am Ostabhang der Alviergruppe zwischen Sargans und Buchs. Meistens ist er nur $0{,}_1$—$0{,}_5$ m, selten mehrere Meter mächtig. Meistens liegt er auf einer dünnen Grundmoränendecke, oft aber unmittelbar auf dem durch den Rheingletscher rundbucklig abgeschliffenen Fels. Niemals ist er von Moräne bedeckt. Die Lössvorkommnisse reichen im allgemeinen von der Talsohle an 150—200 m hoch an die Abhänge hinauf. Stellenweise aber trifft man sie noch wesentlich höher oben an. So findet man südwestlich von Haldenstein am Alpwege unterhalb Arella bei 950 m, dann nochmals bei zirka 1100 m teils auf dünner Moränendecke, teils auf dem rundhöckrig geglätteten anstehenden Malm eine 30—60 cm dicke Schicht von feiner gelbbrauner Lösserde, ja sogar bei 1390 m, beim Eintritt in die Weidefläche von Nesselboden, trifft man nochmals einen Aufschluss von hellgelber, staubfeiner Erde, die man auch als Löss wird deuten müssen. Im ganzen scheint der Löss dieses Gebietes nicht besonders reich an Schneckenschalen zu sein. Ziemlich viele sah ich in den Aufschlüssen an dem südwestlich von Haldenstein gegen Foppa führenden Wege.

Einige Lössvorkommnisse verdienen noch eine besondere Erwähnung. Wie oben (p. 611) bemerkt wurde, trägt die schmale alte Rheinschotterterrasse, die sich von Isla südlich von Mastrils mit Unterbrechungen bis gegen Untervaz verfolgen lässt, überall eine Lössdecke. Sie erreicht

stellenweise, z. B. bei Loch, eine Mächtigkeit von mehreren Metern und breitet sich auch über den westwärts aufsteigenden Abhang aus. Der Rheintallöss ist also jedenfalls jünger als die Kiesaufschüttung, die in den Terrassenresten zwischen Mastrils und Untervaz erhaltengeblieben ist. Die grosse Schotterterrasse, die südlich von Haldenstein an den Calandafuss sich anlehnt, trägt an ihrem Südende eine bis 5 m mächtige Lössdecke, unter der im S der anstehende Malm auftaucht. Ob sie auch auf dem mittleren und nördlichen Teil der Terrasse vorhanden ist, konnte ich mangels guter Aufschlüsse nicht feststellen.

Oberhalb dieser Schotterterrasse fallen am Calandafuss bei Bövel noch eine ganze Reihe anderer kleiner Terrassen auf, die alle eine meistens $0{,}_3$—1 m dicke Lössschicht tragen und auf ihren Seitenflächen den anstehenden Malm zutage treten lassen. Die Entstehung der Terrassen steht wahrscheinlich im Zusammenhang mit dem Verlauf der Schichtung, da sie wie letztere ziemlich stark nach NE fallen. Dieses starken Gefälles wegen kann es sich nicht um alte lössbedeckte Erosionsterrassen des Rheines handeln.

Postglazialen Löss fand ich auch an einigen Stellen auf dem Flimser Bergsturze. Westlich von Con ist längs des Weges, der neben der Oberkante des gegen den Rhein abfallenden Steilhanges westwärts führt, auf über 100 m Länge eine $0{,}_5$—$1{,}_5$ m mächtige Schicht von feiner gelbbrauner Lösserde aufgeschlossen. Von der darunterliegenden Bergsturzbreccie wird sie durch eine dünne Grundmoränendecke getrennt. Der Löss ist hier sehr reich an kleinen Schneckenschalen. In dem von mir gesammelten Material fanden sich ausschliesslich Arten, die heute noch leben, während die echten diluvialen Lössschnecken fehlen. Herr Professor Dr. Rollier in Zürich bestimmte daraus folgende Arten:

Helix (Eulota) fruticum, Müller.
Helix (Arianta) arbustorum, L.
Helix (Monachas) incarnata, Müll.
Helix (Trochiscus) edentula, Drap.
Helix (Trichia) sericea, Drap.
Helix (Trichia) villosa, Drap.
Helicodonta (Trigonostoma) obvoluta, Müll.
Isognomostoma personata, Lam.
Hyalinia (Polita) nitens, Mich. (sehr häufig).
Hyalinia (Euhyalinia) cellaria, Müll.
Hyalinia (Conulus) fulva, Müll.
Patula rotundata, Müll.
Buliminus (Napaeus) montanus, Drap.
Clausilia (Kuzmicia) cruciata, Stud.
Cochlicopa (Zua) lubrica, Müll.
Pupa (Torquilla) secale, Drap.

Eine dünne Lössdecke mit vielen kleinen Schneckenschalen überzieht auf weite Ausdehnung auch östlich von Tuora den Bergsturz. Am Südostrande der Wiesenfläche von Tuora krönt sie bei Ruin aulta als eine $1{,}_5$—2 m dicke Schicht feiner gelber Erde die pfeilerförmigen Vorsprünge der gegen den Rhein abfallenden Bergsturzwand und wird von der hellgrauen Bergsturzbreccie durch eine 2—7 m mächtige, düstere, geschichtete Schuttmasse, wahrscheinlich verschwemmte Moräne, getrennt (Figur 90).

G. Schutthalden.

Den Gehängeschuttbildungen sollen hier, obschon sie in den geologischen Karten einen breiten Raum einnehmen, nur wenige Bemerkungen gewidmet sein, da sie in allen Gebirgen nach den gleichen Gesetzen entstehende und leicht verständliche Erscheinungen sind. Es sind die Schuttbildungen, die sich infolge der allmählichen Abwitterung des Gebirges am Fusse steiler Abhänge anhäufen. Fallen die Trümmer durch eine Steinschlagrinne oder einen Lawinenzug, so erzeugen sie einen trockenen Schuttkegel, dessen Mantellinie in der Regel eine Böschung von 30—35° zeigt. (Diese Trockenkegel sind auf der Karte der Glarneralpen nicht besonders unterschieden worden.) Stürzen sie mehr zerstreut über das Gehänge, so schütten sie am Fusse des Steilhanges eine gewöhnliche Schutthalde auf. In den meisten Fällen jedoch entstehen die Schutthalden dadurch, dass viele Trockenkegel dicht nebeneinander sich bilden und mit ihren Seitenrändern sich berühren.

Die Schutthalden gehören mit den Bachschuttkegeln zu den jüngsten Ablagerungen des Gebirges; ihre Bildung nimmt heute noch ihren Fortgang. Diejenigen der Diluvialzeit sind durch die Gletscher wieder fast vollständig weggeräumt worden.

Nicht alle Gesteine sind der Bildung von Schutthalden in gleichem Grade günstig. Im Verrucanogebiet treffen wir am Fusse hoher Steilhänge meistens ziemlich kräftige Schutthalden. Stets sind sie durch den Reichtum an groben Blöcken ausgezeichnet, so dass man oft im Zweifel bleibt, ob man einen Felssturz oder eine blosse Schutthalde vor sich hat. Wo der Lias hohe Wände aufbaut (Nordseite des Urnerbodens, Guscha), finden wir an deren Fuss stets starke Schutthalden, da der vielfache Wechsel von Kalkbänken und Mergelschiefern und die starke Durchklüftung der Kalkschichten der mechanischen Verwitterung reichliche Angriffspunkte bieten. Die mächtigsten Schutthalden umsäumen den Fuss der hohen Malmwände (Süd- und Ostrand der Glärnisch-Ortstockgruppe, Mürtschenstock, Nordfuss der Wagetenkette etc.). Mehr als der massige Schrattenkalk ist der gut gebankte Öhrlikalk zur Bildung starker Schutthalden geneigt (Kratzerengrat). Die grossen Schutthalden am Fusse der Räderten- und Drusbergkette finden ihre Erklärung nicht bloss in der bedeutenden Mächtigkeit des Kieselkalkes, sondern namentlich auch in seinem Aufbau aus lauter dünnen Schichten und in der starken Querklüftung, die beide die Abbröckelung der Gehänge befördern. In den Flyschgebieten sind besonders die Sandsteinzone und der bunt zusammengesetzte und daher durch die mechanische Verwitterung leicht angreifbare Wildflysch zur Bildung von Schutthalden geneigt.

Das Volumen der Schutthalden ist in der Regel nicht so gross, wie man aus ihrer äussern Erscheinung zu schliessen geneigt ist, weil die Terrassen und Talböden, auf denen sie aufruhen, meistens nicht horizontal sind, sondern mehr oder weniger talwärts geneigt sind. Sie bilden eine relativ dünne Decke über dem anstehenden Untergrund und machen trotz ihrer grossen horizontalen Ausdehnung im Kartenbilde nur einen geringen Bruchteil der gesamten Gebirgsmasse aus.

In Gebieten mit zusammenhängender Vegetationsdecke ist es oft schwierig, Gehängeschutt und Moräne gegeneinander abzugrenzen. Die dünne Schuttdecke auf den bewaldeten steilen Abhängen der Täler, die man für Gehängeschutt anzusehen geneigt ist, besteht oft, wie gerundete und gekritzte Geschiebe in vereinzelten Aufschlüssen (z. B. neuen Weganlagen) beweisen, zur Hauptsache aus altem Gletscherschutt, der bloss an der Oberfläche und besonders im obersten, am Fusse der Steilwände liegenden Teil des Abhanges von rezentem Gehängeschutt überdeckt ist. In den Sammelbecken der diluvialen und rezenten Gletscher lässt sich ebenfalls oft keine scharfe Grenze zwischen echten Schutthalden und dem unter Mitwirkung von Firn und Eis transportierten Schutte ziehen.

H. Bachschuttkegel.

Die fliessenden Gewässer lagern ihre Geschiebe in Kegelform ab, wenn ihre Stosskraft zum Weitertransport derselben nicht mehr ausreicht. Wir finden daher die Schwemmkegel vor allem dort, wo die Bäche auf die flachere Talsohle eines grösseren Gewässers aufstossen.

Die Bachschuttkegel der Diluvialzeit sind durch die Gletscher wahrscheinlich fast vollständig weggeräumt worden. Soweit sich die Bachablagerungen uns jetzt in Schuttkegelform präsentieren, müssen sie also als postglazial betrachtet werden. Im Verein mit den Gehängeschuttbildungen und den Bergsturzablagerungen bilden sie einen Massstab für die Grösse der Abwitterung des Gebirges seit der Eiszeit.

Das Volumen der Bachschuttkegel ist freilich in der Regel nur ein kleiner Bruchteil desjenigen des Taleinschnittes, aus dem ihr Material stammt, nicht nur, weil ein grosser Teil der Geschiebe von dem Bache oder von dem Flusse, in den der Bach mündet, weiterverfrachtet wird, sondern namentlich deswegen, weil die meisten der seitlichen Bachtobel am Ende der Eiszeit schon vorhanden waren, also älter sind als die heutigen Bachschuttkegel.

Das Material unserer Bachschuttkegel ist häufig nur zu einem kleinen Teil direkt dem anstehenden Fels entnommen worden; sehr oft stammt es zur Hauptsache aus alten Gehängeschuttbildungen, die in das Einzugsgebiet des Baches hineinreichen, namentlich häufig aus Gletscherschuttmassen, die in manchen Bachtobeln beim Rückzuge der Gletscher liegenblieben und deren Ausräumung die Bäche noch nicht zu vollenden vermochten. Fast alle Bäche unseres Gebietes, die

in neuerer Zeit durch Muhrgänge Verheerungen angerichtet haben und deren grosse Schuttkegel eine starke Geschiebeaufschüttung beweisen, durchschneiden mächtige alte Gehängeschutt- und Moränenmassen, so der Rötibach bei Tiefenwinkel, dessen Uferhänge grösstenteils von Moräne gebildet werden; der Niederurnerbach, dessen Bett östlich vom Morgenholz in mächtigen, zu Rutschungen geneigten Moränen- und Gehängeschuttmassen liegt; die Ruhstelliruns bei Mollis, die auf Kennelalp in eine wohl 50 m dicke Moränendecke eingeschnitten ist; die Guppenruns, deren Geschiebeführung hauptsächlich durch die grossen Schutthalden und Moränen des Kessels von Mittelguppen genährt wird. Die Muhrgänge der Rüfiruns bei Hätzingen vom Mai und Juni 1910, durch welche die Linth aus ihrem Bette herausgedrängt wurde, wurden dadurch veranlasst, dass im Einzugsgebiet der Runse am Gipfel der Schönau alte Gehängeschuttmassen infolge Durchtränkung mit Schnee- und Regenwasser ins Rutschen geraten waren. Der grosse Löntschschuttkegel ist ein Abschwemmkegel der Bergsturzmassen im untern Teile des Klöntales (vgl. p. 574). Ebenso ist der grosse Schuttkegel, auf dem das Dorf Mollis steht, durch die Rufi in Form von vielen Muhrgängen aus der Breccie des Bergsturzes von Mollis-Mullern herausgeschwemmt worden (vgl. p. 576).

Relativ gering ist die Erosionswirkung der Bäche im anstehenden Verrucano und Kalkgebirge. Das zeigen z. B. die Bäche, die zwischen Flums und Mels in den Verrucanohang eingeschnitten sind. Der Kohlschlagerbach, dessen Bett fast ganz im Verrucano liegt, hat auf der Sohle des Seeztales ein winziges Schuttkegelchen abgelagert, obschon er ein bedeutendes Einzugsgebiet besitzt. Auch der Schuttkegel des Schilsbaches bei Flums und namentlich derjenige der Seez bei Mels sind verhältnismässig klein. Letzterer bildet den flachen Querriegel, der den Rhein hindert, von Sargans ins Walenseetal hinüberzufliessen.

Im Gegensatz dazu haben die Bäche in den Flyschgebieten seit der Eiszeit eine kräftige Erosionstätigkeit zu entwickeln vermocht, weil die weichen Mergelschiefer, der vielfache Wechsel von Schiefern und Sandsteinen und die mannigfaltige Zusammensetzung des Wildflysches der Erosion leichte Angriffspunkte bieten. Davon legen die vielen Schuttkegel des Sernftales, die ununterbrochene Folge von Schuttkegeln auf der rechten Seite des Linthtales zwischen Schwanden und Thierfehd und die gewaltigen Schuttkegel im Hintergrunde des Calfeisentales Zeugnis ab.

Stösst ein Bach während seines Laufes über einen glazial modellierten Abhang auf eine Terrasse oder ein Gletscherkolktälchen, so ist er bisweilen infolge Verminderung seiner Stosskraft genötigt, einen Teil seiner Geschiebe abzulagern. Wir finden dann nicht bloss an seiner Mündung, sondern auch längs seines Laufes Schuttkegel. So hat der von Fronalp gegen Netstal fliessende Bach auf der Sohle des kleinen durch Gletschererosion entstandenen Tälchens von Matten-Otschlag die Hauptmasse seiner Geschiebe in Gestalt eines grossen, fast die ganze Sohle des Tälchens überdeckenden Schuttkegels abgelagert und daher vor seiner Einmündung in die Linth nur ein kleines Schuttkegelchen gebildet. Der Filzbach hat in früherer Zeit seine Geschiebe auf der Terrasse von Sonnenberg-Schluchen in Gestalt eines flachen Schuttkegels deponiert, der einen moränenbedeckten Rundhöcker umfliesst. Dieser Ablagerungsplatz ist heute ausser Funktion gesetzt, da der Bach an seinem Ostrande sich ziemlich stark in seine Unterlage eingeschnitten hat. Erscheinungen ähnlicher Art bieten noch der Abfluss des Rotnossenfirns auf der Alp Gemsfayer südlich vom Urnerboden, die Bäche auf der Terrasse von Altenoren, ein Bach beim Dorfe Oberterzen, die kleinen Runsen auf der Terrasse von Glattmatt und Lusermatt im Mühlebachtal. Auch in den wellenartigen Vertiefungen grosser Bergstürze, z. B. zwischen Schwanden und Glarus, sieht man öfters denselben Bach zwei oder mehr Schuttkegel aufschütten.

Manche Bachschuttkegel im Linthal und im Sernftal, z. B. diejenigen des Mühlebaches bei Zusingen, des Haslerbaches, der Bodenrunse bei Hätzingen, des Krauchbaches bei Matt, fallen an der Basis mit einem 5 bis 10 m hohen Steilborde gegen den ebenen Geschiebeboden des Hauptflusses ab. Der Steilrand ist meistens von Einkerbungen alter Bachrinnen durchschnitten, aus denen oft wieder kleine sekundäre Schuttkegel ausstrahlen. Aus diesen Erscheinungen darf man nicht schliessen, dass Linth und Sernf in der Gegenwart ihr Bett zu vertiefen bestrebt sind, sondern sie sind bloss eine Folge der Seitenerosion des mäandrierenden Flusses. Die Moränen, die im Lintheinschnitt zwischen Schwanden und Ennenda und bei Nidfurn bis auf das Niveau der heutigen

Linth hinunterreichen, beweisen, dass seit dem Ende der Eiszeit die Sohle der Linth in diesem Gebiete sich nicht merklich vertieft hat.

Einige niedrige, treppenförmig übereinanderliegende Erosionsterrassen an der Basis des Fuhrbachschuttkegels nördlich von Tierfehd im Hintergrunde des Linthtales beweisen, dass dort eine Aufstauung der Linth stattgefunden hat, die vielleicht durch jenen Schuttkegel, vielleicht durch den gewaltigen Schuttkegel der Stoldenrunse, die in einer frühern Periode aus irgendwelchen Ursachen enorme Schuttmassen ins Tal geführt hat, verursacht worden ist. Als die aufschüttende Tätigkeit der Bäche abnahm, vermochte die Linth sich in die Basis der Schuttkegel einzuschneiden und erzeugte dabei die erwähnten Terrassen in der Staukiesebene von Tierfehd.

Von ähnlicher Entstehung wie die Bachschuttkegel sind die Geschiebeebenen in der Sohle der Haupttäler und die vielen kleinen Alluvialböden auf den Abhängen und Terrassen des Gebirges. Abgesehen von den schon besprochenen, durch Bergstürze veranlassten Staukiesbildungen finden wir letztere in grosser Zahl im Gebiete der diluvialen Vergletscherung in den muldenförmigen Vertiefungen der alten Gletscherböden. Viele derselben sind Geschiebeböden, die von Bächen in Depressionen hinter anstehenden Felsriegeln oder hinter Moränenwällen abgelagert worden sind, z. B. der Gutentalboden westlich vom Pragelpass, die kleine Geschiebeebene beim Kurhaus Richisau hinter einer Seitenmoräne des Rossmattertalgletschers, der vom Sponbach in Mäandern durchflossene Geschiebeboden auf Mürtschenalp Unterstafel, der Geschiebeboden westlich vom untersten Murgsee, die interessanten Alluvialböden in den grossen Gletscherkolken des Niederentales zwischen Mettmen und Kärpfbrücke, der Alluvialboden auf Wichlenmatt südlich vom Kärpf, der sumpfige Geschiebeboden auf der obersten Terrasse von Lauialp im Weisstannental, kleine Geschiebeebenen in den prächtigen alten Gletscherkaren Haibützli und Ritschli südlich von Weisstannen. Besonders häufig sind solche Alluvialböden dadurch entstanden, dass kleine Terrainmulden durch die schlammigen Abschwemmungen kleiner, nur zeitweilig tätiger Wasserrinnsale allmählich ausgefüllt worden sind. Sie sind häufig mehr oder weniger sumpfig oder unvollkommen torfig. Beispiele hierfür sind die Alluvialböden auf Lachenalp im S des Oberseetales, die sumpfigen Böden auf Karrenalp und Glattalp und eine Menge kleiner Schlammböden in der Magereu-Guschagruppe, z. B. in den Rundhöckerlandschaften von Vansalp und Tamonseralp und auf der Alp Scheibs südlich von Weisstannen. Einige Geschiebeböden können als Abschwemmungen rezenter Moränen betrachtet werden, z. B. der Geschiebeboden östlich von Werben im Rossmattertal und die grosse Geschiebeebene von Segnes sura.

J. Torf.

Unser Untersuchungsgebiet hat mit dem ganzen Alpengebiet die relative Armut an Torfmooren gemein (vgl. **170,** p. 282 u. f., und die Moorkarte der Schweiz, **358**).

Ausgedehnte Sümpfe mit Flachmoorbildung bedeckten einst die Linthebene zwischen Niederurnen, Ziegelbrücke und Weesen sowie das Seeztal zwischen Walenstadt und Sargans. Die Sumpfbildung war veranlasst durch reichliche laterale Wasserzufuhr bei geringem Gefälle des Hauptflusses, häufige Überschwemmungen und Rückstauung der Hinterwasser. Die Talmoore des Walensee-Linthtales waren also Inundations- und Staumoore (vgl. **170,** p. 296/297). Das Linthwerk (**178,** p. 151) und die Korrektion der Seez haben jedoch in diesen Gebieten grosse Veränderungen bewirkt. Infolge der Tieferlegung des Walenseespiegels und der bessern Drainage des Talbodens sind die einstigen Sümpfe grösstenteils verschwunden, und Kulturwiesen und Maisfelder breiten sich immer mehr auf Kosten der Riedwiesen aus. Deswegen ist in diesen Gebieten die Angabe von Torfmooren in den geologischen Karten unterblieben.

Frühs Moorkarte der Schweiz (**358**) verzeichnet noch einige Talmoore an Stellen, wo ich die Angabe von Mooren unterlassen habe, weil ich mich nicht von der Anwesenheit einer erheblichen Torfbildung überzeugen konnte. Dahin gehören die ausgedehnten Sumpfwiesen von Hinterwäggital, südlich von den ehemaligen Häusern von Innertal. Ihre Entstehung ist nicht bloss durch die undurchlässige Flyschunterlage, sondern namentlich durch den grossen Schuttkegel des Schlierenbaches

bedingt, der eine stauende Wirkung auf die Wäggitaleraa ausübte [1]). Auch die Riedwiesen am Westende des Klöntalersees können kaum als Torfmoor bezeichnet werden. Es mag stellenweise zu einer schwachen Torfbildung gekommen sein; aber im ganzen stellt die Ebene zwischen Vorauen und dem See ein aus Schlamm, Sand- und Geschiebebänken bestehendes Delta dar, das im letzten Jahrhundert sich stark in den See vorgeschoben hat. Heute ist das ganze Gelände infolge der künstlichen Aufstauung des Sees überflutet.

Auch der feuchte Alluvialboden im mittleren Teile des Urnerbodens zwischen den beiden alten Bergsturzriegeln erscheint heute nicht mehr als Torfmoor. Wohl findet man an seiner Oberfläche fast überall eine dunkelbraune, torfige Humusschicht; aber die Bacheinschnitte und Entsumpfungsgräben zeigen, dass sie nur eine dünne Decke über blaugraue lehmige Erde mit eingestreuten kleinen Geschieben und Sandstreifen bildet. Ein echtes kleines Torfmoor liegt dagegen im vorderen Teile des Urnerbodens im Winkel zwischen zwei seitlichen Bachschuttkegeln.

Die auf der Karte verzeichneten Sümpfe auf Karrenalp und Glattalp, die auf der Moorkarte als Flachmoore eingetragen sind, sind ziemlich ausgedehnte feuchte Alluvialböden, die aus den Abschwemmungen der angrenzenden Zementsteinschieferhängen bestehen, aber keinerlei Torfbildungen zeigen. Die starke Mineralzufuhr und die infolge der Höhenlage geringe Vegetation erklären das Fehlen des Torfes. Auch am Pragelpass sind die Torfbildungen lange nicht so bedeutend, wie man nach der Moorkarte schliessen möchte. Die undurchlässigen Valangienmergel veranlassen zwar dort, namentlich zwischen Hinterrichisau und Klönalp, viele sumpfige Stellen; allein in allen Aufschlüssen sieht man den Boden stets durch verwitterte oder verrutschte Mergelschiefer und andere Gesteinstrümmer gebildet, nirgends aber lässt sich ein auch nur einigermassen bedeutendes Vorkommnis von Torf konstatieren.

Das schönste und grösste Torfmoor innerhalb der glarnerischen Kalkalpen ist das früher (p. 554) erwähnte, zwischen alte Bergsturzmassen eingebettete Torfmoor von Schwändialp nördlich vom Oberseetal. Es war gewiss anfänglich ein Flachmoor, hat jedoch später Hochmoortypus angenommen. Die mindestens 2 m dicke Torfschicht ist nie ausgebeutet worden. Vor etwa 40 Jahren ist das Moor durch ein System von Gräben entwässert worden.

Alle übrigen Moore dieses Gebietes sind von sehr geringem Umfang. Sie liegen meistens auf Terrassen und flachen Abhängen in kleinen mit Grundmoräne ausgekleideten Vertiefungen. Ich erwähne: Ein kleines, während des Weltkrieges ausgebeutetes Torfmoor auf dem Scheitel des Wildflyschrückens zwischen Oberseetal und Schwändital (auf der Spezialkarte Nr. 50 weggelassen) mit bis 4 m mächtigem, in der obern Hälfte an Baumästen und Baumstrünken reichem Torf; ein kleines Torfmoor auf Braunwaldalp Unterstafel, eingebettet in eine Vertiefung in der Bergsturzoberfläche; ein kleines Torfmoor auf der Terrasse von Waldialp (Bisistal), eingesenkt in eine Vertiefung des rundhöckerig geschliffenen Liasrandes der Terrasse; ein sehr kleines Moor im östlichsten Teil der Terrasse von Britterberg bei Filzbach, in einer mit Grundmoräne ausgekleideten Einsenkung der Terrasse liegend (auf der Walenseekarte angegeben, dagegen auf der Spezialkarte Nr. 50 weggelassen).

Auch im Verrucano- und Flyschgebiet der südöstlichen Glarneralpen kommen Torfmoore trotz der geringen Durchlässigkeit des Bodens nur spärlich vor, da es der starken Durchtalung wegen an ausgedehntern flachen Gehängen fehlt. Am ehesten bietet das Verrucanogebiet der Kärpfgruppe mit ihren glazial modellierten welligen Terrassen Anlass zur Torfbildung. Zwei hübsche kleine Torfmoore mit typischen Moorpflanzen liegen im nördlichen Teil der Terrasse von Riedmatt auf dem Ostabhang der Schönau, ein drittes (auf der Karte leider nicht verzeichnet) auf dem flachen, welligen Bergrücken zwischen Schönau und Franzenhorn.

Bei Anlass von Drainagearbeiten, die im Herbst 1910 ausgeführt wurden, zeigte es sich, dass der flache Moränenboden zwischen dem Südrande des Dorfes Elm und der Häusergruppe Obmoos ein erloschenes Torfmoor trägt. Unter der jetzt von Heuwiesen bedeckten Humusschicht erschien überall eine 1—2 m dicke Torfschicht mit vielen Resten von Baumstämmen. Als Unterlage des Moores zeigten sich schlecht gerundete, ziemlich grobe Trümmer von Verrucano, Flyschsandstein, Flyschschiefer und Malm.

[1]) Diese Sumpfwiesen sind jetzt vom Wäggitaler Stausee überdeckt.

Ein ziemlich ausgedehntes sumpfiges Gelände mit Torfbildung liegt im hintersten Teile des Sernftales, südlich von den Hütten von Wichlenalp Unterstafel. Die Flysch- und Moränenunterlage und seitliche Bachschuttkegel hemmen hier den Wasserabfluss und haben zur Torfbildung Anlass gegeben.

Am reichsten an kleinen Torfmooren ist die Berggruppe zwischen Murgtal, Seeztal und Weisstannental. Eine Reihe von Umständen, das Vorherrschen von undurchlässigen Schichten (Verrucanoschiefer, Quartenschiefer, Mergelschiefer des Lias), die weite Verbreitung grosser, wellig unebener, oft von Moräne bedeckter diluvialer Gletscherböden auf den Abhängen des auffallend schwach durchtalten Gebirges und die vorherrschende Nordlage der Abhänge, haben hier die Moorbildung begünstigt. Eine grosse Zahl kleiner Moore treffen wir vor allem auf den breiten Terrassen, die zwischen 1300 und 1700 m die Gipfel umsäumen. Im Gebiete nördlich vom Schilsbachtal sind die bedeutendsten das Prodried und das Torfmoor von Tannenboden. Letzteres ist 700 m lang und 500—600 m breit. Es ist ein typisches Wannenmoor (vgl. **170,** p. 299), eingebettet in eine flache, in roten Verrucanoschiefer eingeschnittene und mit Grundmoräne ausgekleidete Mulde, die das Zungenbecken eines kleinen diluvialen Lokalgletschers darstellt und am Nordrande durch einen breiten, flachen Moränenrücken abgedämmt wird. Einen etwas andern Charakter besitzt das 900 m lange und 500 m breite Prodried. Zu seiner Bildung gab zwar offenbar auch eine kleine, durch Glazialerosion entstandene, in Rauhwacke eingeschnittene Depression Anlass. Das Moor dehnt sich jedoch über diese Einsenkung hinaus noch weit nach E und N über die schwach geneigte Terrasse aus. Während im Gebiet jener Mulde der Torf, wie man in Torfstichen sieht, über 2 m mächtig ist, bildet er im östlichen und nördlichen Teil des Moores eine bloss 30—50 cm dicke Schicht über der Moränenunterlage.

Viele kleine sumpfige Moorflächen liegen südwestlich von Prodalp auf den flachen, welligen Liashängen des Spiegenkopfs und Maskenkamms, darunter einige winzige Moore und in Verlandung begriffene Wasserlachen in Vertiefungen zwischen den Moränenwällen von Spiegen östlich von Banüöl. Auf der Molseralp westlich von Tannenboden treffen wir einige kleine Torfmoore, deren Längsausdehnung in die Streichrichtung der Faltung fällt, da sie in Vertiefungen zwischen den rundhöckerig abgeriebenen Schichtköpfen der südostwärts einfallenden Verrucano- und Quartenschiefer eingebettet sind. Das bedeutendste derselben ist das Torfmoor von Brüntschertschuppen dicht westlich vom Moor von Tannenboden. Besonders hübsch ist das 400 m lange und 150 m breite Torfmoor von Altsäss im Hintergrund des Tälchens von Ober-Molseralp. Es erfüllt ein typisches kleines, in den roten Verrucanoschiefer eingeschnittenes Zungenbecken, das am vordern Ende durch einen 25 m hohen Endmoränenwall abgedämmt ist. Dieselben Erscheinungen wiederholt in kleinerem Massstabe ein 500 m nördlich davon auf einer tieferen Terrasse liegendes, in Quartenschiefer eingebettetes Moor. Als Verlandung einer kleinen Wasserlache erscheint ein auf der Nordostabdachung des Prodkamms zwischen zwei Endmoränenwällen liegendes Moor.

In der Berggruppe zwischen Schilsbachtal und Weisstannental treffen wir die ausgedehnteste Moorbildung auf den breiten, mit mächtiger Lokalgletschermoräne überschütteten, flach gegen das Seeztal geneigten Terrassen von Kleinbergalp (Schwamm nördlich von Gampergalt, Faulried), Mädemseralp (Ried am Ostfuss der Guscha) und Tamonseralp. Der Gletscherschutt und die undurchlässige Quartenschieferunterlage verlangsamen hier den Wasserabzug und bedingen die Moorbildung. Das grösste dieser Moore, das Ried nördlich von Tamons Vorsäss, liegt im obersten Teil fast horizontal und senkt sich dann mit sanfter Wölbung nordwärts in den Geisseggwald hinunter, wo der Waldboden auch ausserhalb der in der Karte angegebenen Torfmoorgrenze noch auf weite Ausdehnung grösstenteils aus mooriger Erde besteht. Das eigentliche Moor ist mit einer typischen Moorvegetation bestanden (*Sphagnum*arten, *Menyanthes trifoliata*, *Eriophorum*arten, *Vaccinien*, *Juniperus*, krüppelhafte, zerstreutstehende Rottannen). Einen ganz ähnlichen Charakter zeigen die Moorflächen nordöstlich von Tamonseralp und im Faulried auf Kleinbergalp. Viele kleine Torfmoore liegen im Gebiet der Tamonseralp in Vertiefungen, die teils ins Anstehende, teils in Moränendecken eingesenkt sind. Einige winzige Torfmoore sind in dem prachtvollen alten Gletscherkar von Ober-Lauialp in muldenförmige Vertiefungen der rundhöckerig modellierten

Verrucanoschwelle eingebettet, welche die Wanne im S abdämmt, während diese selbst durch Bachschuttkegel ausgefüllt ist.

Besondere Erwähnung verdienen die kleinen Torfmoore in den talartigen Rinnen und Mulden, die der Rheingletscher in den Verrucanoabhang zwischen Mels und Flums eingeschnitten hat. Am stärksten sind diese Moore nördlich von Vermol, in der Gegend von Herrenschwinne, Kapfen und Bermort entwickelt. Das Moor bedeckt westlich von Kapfen im Niveau von etwa 1040 m ein bis 600 m breites, flaches Tälchen, wird jedoch durch viele aus dem Moor auftauchende, rundhöckerig abgeschliffene, bewaldete Verrucanorücken in mehrere parallele und oft wieder unter sich zusammenhängende Streifen zerlegt. Oft steigt die Moorbildung auch auf die flachen Verrucanorücken hinauf. Diese Waldmoore beherbergen eine typische Torfflora. In solche vom Rheingletscher erzeugte talförmige Einsenkungen sind auch die beiden kleinen Moore von Ackerwiesen am Flumser Grossberg und das Torfmoor von Schluchen östlich vom Dörfchen Mols eingebettet.

Die wirtschaftliche Bedeutung dieser Torfmoore ist nicht gross. Einige wenige werden hie und da ausgebeutet, doch nur für den Gebrauch der Bergbewohner. Torfstiche beobachtet man z. B. im «Turbenried» nördlich von Vermol, auf Schwamm (Kleinbergalp), im Prodried, auf Tannenboden und im Moor von Brüntschertschuppen westlich von Tannenboden.

Das Flyschgebiet zwischen Weisstannental und Calfeisental entbehrt trotz der geringen Durchlässigkeit des Untergrundes der Torfmoore fast völlig, da hier die Abhänge im allgemeinen zu steil sind. Die Karte verzeichnet hier bloss einige unbedeutende Moorflecken in Vertiefungen der glazial modellierten Alp Scheibs und im Gebiet der Grauen Hörner die in hübsche Zungenbecken diluvialer Lokalgletscher eingebetteten kleinen Torfmoore von Unter-Gamidaueralp und Unter-Vermialp. Auch dem Ringelspitz- und Calandagebiet fehlen grössere Moorbildungen.

K. Quellen.

Die geologischen Karten können nicht den Anspruch erheben, alle im Untersuchungsgebiet vorhandenen Quellen anzugeben. Viele kleine und gewiss auch manche grössere Quellen entgingen der Beobachtung.

Wenn auch das Vorkommen der Quellen gewiss in gesetzmässiger Weise von der Struktur des Gebirges, in dem sie ihr Sammelgebiet besitzen, abhängig ist, so liegt doch der Grund ihres Auftretens oft nicht auf der Hand. Dagegen springt bei zahlreichen, namentlich grösseren Quellen die Gesetzmässigkeit des Vorkommens sofort in die Augen.

Sehr viele Quellen entspringen als echte Schichtquellen an einer relativ tiefgelegenen Stelle des Kontaktes einer wasserdurchlässigen Schichtfolge mit einer darunterliegenden undurchlässigen Schicht. Ein ausgezeichneter Quellenhorizont sind die untersten Schichten der Trias. Mächtige Quellen brechen aus der sehr durchlässigen porösen Rauhwacke oder aus dem durchklüfteten oder von Karrenlöchern durchsetzten Rötidolomit über dem Melsersandstein hervor. Schöne Beispiele hierfür sind die grossen Quellen am Südrande der grossen, nach S fallenden Rötidolomitplatte von Fässisalp (Schildgruppe). Der Hellbach sprudelt dort aus der Grenzfläche von Rötidolomit und Melsersandstein hervor, und kleine Bäche, Zuflüsse der Fässisrunse, entspringen bei Kühwald unter dem Melsersandstein. Aus der Basis der Rauhwacke kommen die kräftigen Quellen am Ostabhange des Fähristocks neben dem Fronalppass und auf Alp Biglingen östlich vom Mürtschenstock. Besonders reich an Quellen dieser Art ist die Spitzmeilengruppe. Eine ganze Reihe starker Quellen erscheint am Nord- und Westrande der grossen, nach NW geneigten Rauhwackeplatte südöstlich von Fursch und Abendweid über den Verrucanoschiefern. Starke Quellen, darunter ein Bach von 1000—2000 Minutenlitern, brechen südlich vom Spitzmeilen oberhalb der Hütte Stäfeli aus dem Kontakt von Rauhwacke und Melsersandstein hervor. Auf derselben Schichtfläche erscheint noch eine ganze Anzahl Quellen am Ostrande des Plateaus zwischen Mad und Vansalp, darunter ein starker Bach östlich von der Passhöhe des Schöneggpasses. Östlich von der Spitzmeilenhütte stürzt ein Bach aus der Grenze von Melser-

sandstein und Verrucanoschiefern über die gegen Werdenbühl abfallende Felswand hinunter. Weitere Beispiele von starken, oft förmliche Bäche bildenden Quellen, die aus der Basis der Rauhwacke hervorbrechen, finden wir in der Guschagruppe am Nordfusse des Madkopfs, östlich von der Hütte von Tamons Hintersäss, im «Kaltbad» südlich von den Hütten von Tamons Vorsäss, über Stegenalpeli nordöstlich von der Roten Wand, bei Hochschwendi nordwestlich von Vermol, im östlichen Teil von Kleinbergalp auf der Nordostabdachung der Guscha.

In der Spitzmeilen-Guschagruppe treten viele Quellen am Fusse der Liashänge auf; doch bleiben wir in der Regel unsicher, ob sie über dem undurchlässigen Quartenschiefer aus dem anstehenden Lias hervorbrechen, oder ob sie ihr Hauptsammelgebiet in den Trümmermassen besitzen, die gewöhnlich den Kontakt der beiden Schichtgruppen verhüllen. Hierher gehören die Quellen auf der Alp Leist südlich vom Sexmor, die Quellen am Südabhange des Maskenkamms zwischen Banüöl und Prod, die vielen Quellen, die rings um die Gipfelmasse der Guscha auf Rindervansalp, bei Gampergalt, südlich von Kleinbergalp, neben dem Tofmoor an der Nordostecke der Guscha, auf Mädems Hintersäss nördlich von den Hütten entspringen, ebenso die starken Quellen nördlich von den Hütten von Tamons Vorsäss, mehrere Quellen am Südrande des grossen Torfmoores nördlich von Tamonseralp und die Quellen des Krummbaches am Ostfusse des Hühnerkopfs.

Die Zahl der Quellen, die über den Eisensandsteinen und Tonschiefern des Doggers aus der Echinodermenbreccie kommen, scheint nicht gross zu sein. Dahin ist die Quelle zu rechnen, die unterhalb der Gleiterterrasse (zwischen Vorderglärnisch und Vrenelisgärtli) als starker Bach aus einer Verwerfungsspalte aus der Felswand herausspringt. Die grossen Quellen des Leuggelbaches brechen unterhalb der Echinodermenbreccie aus den Eisensandsteinen hervor und besitzen ihr Hauptsammelgebiet wahrscheinlich in dem durchklüfteten Liassandkalk des Leuggelstocks.

Man beobachtet auch Quellen am Kontakt der mergeligen Schiltschichten mit dem sehr durchlässigen Quintnerkalk, z. B. am Nordwestabhange der Märenberge im Hintergrunde des Bisistales. Die auffälligste derselben, der «Märenbrunnen», springt als hübscher Wasserfall direkt aus der Felswand heraus. Aus der gleichen Schichtfuge bricht östlich von den Hütten von Gwalpeten ein ganzer Bach hervor (auf der Karte leider nicht angegeben). Demselben Quellenhorizont gehört wahrscheinlich auch die grosse Sackbergquelle an, die westlich von Glarus am Fusse der Hochwand entspringt, einen Ertrag von 10,000—15,000 Minutenlitern liefert und seit Jahrhunderten das Städtchen mit Wasser versorgt. Sie bricht zwar aus Gehängeschutt hervor, besitzt aber ihr Einzugsgebiet offenbar in den Quintnerkalkmassen des Vorderglärnisch.

Hie und da treten kleinere Quellen über den Valangienmergeln aus dem Valangienkalk aus. Ein Beispiel hierfür ist eine aus einer Bruchspalte kommende hübsche Quelle am Wege von Kaltbrünneli (Drecklochalp) nach Silbernalp. Der Undurchlässigkeit der Valangienmergel verdanken wahrscheinlich auch die vielen Quellen von Brunnerberg auf der Nordwestabdachung des Neuenkamms und die grosse Quelle von Schluchen südlich von Filzbach ihre Entstehung. Letztere fliesst als starker Bach eine kurze Strecke weit oberirdisch und verschwindet dann wieder in klüftigem Nummulitengrünsand.

Über den Drusbergmergeln aus dem Schrattenkalk entspringen einige Quellen auf der Terrasse von Obersaum am Westrande des Silbernplateaus, ebenso der «Silbernbrunnen», der aus der Felswand westlich von Käsern im Rossmattertal herausspringt.

Zahlreiche und oft sehr wasserreiche Quellen treten aus dem Lochseitenkalk über dem Flysch aus. Dahin gehören kräftige Quellen im Tobel des Haslerbaches, die für die Wasserversorgung von Haslen gefasst worden sind, die Quelle bei Sööli nördlich vom Dorf Engi, die ebenso für Engi benutzt wird, eine Reihe von Quellen nördlich von Ratzmatt im Niederental, die Quelle nördlich von Kärpfboden im Niederental, ein Quellbach auf Unterlauialp nördlich vom Weisstannental. Auf der Alp Ochsenfittern am Südabhange des Gulderstocks entspringen eine ganze Reihe von starken Quellen auf der Grenze von Flysch und Verrucano, obschon hier die Lochseitenkalkbank fehlt.

Von analoger Entstehung sind die Quellen, die im Gebiete der parautochthonen Decken über Flysch aus dem darüber hinweggeschobenen Malm oder andern durchlässigen Kalkschichten austreten. Als Beispiele hierfür erwähnen wir den Quellbach, der unter der Klausenstrasse nordwestlich von Aesch dem Fusse der Malmwand entspringt, die Quelle, die südlich von Waldhütte am Westende des Urner-

bodens unter demselben Malm hervorquillt, und die grosse Fruttquelle, die auf den Fruttbergen als starker Bach ebenfalls aus der Basis der Griesstockdecke hervorbricht und im Jahre 1911 für die Wasserversorgung von Linthal gefasst worden ist; ferner die Quellen, die in Form von Bächen auf der Ostseite von Jätzalp unter dem Malm des Vorab hervorbrechen.

Starke Quellen pflegen auch da aufzutreten, wo durchlässige Schichten unter einen mit Grundwasser gesättigten Talboden untertauchen. So erscheinen südlich von Mollis am Fusse des von Goldigenberg heruntersteigenden Malmhanges mehrere Quellen, darunter die grosse Quelle nördlich vom Haltengut, die einen Bach von mehreren tausend Minutenlitern liefert. Gleicher Natur sind wahrscheinlich auch die mächtigen Quellen, die am gegenüberliegenden Talrande den kleinen Mettlensee bilden. Sie sprudeln am Fusse der hier unter die Talsohle untertauchenden Troskalkschichten empor und liefern bei Niederwasserstand einen Ertrag von 70,000—80,000 Minutenlitern. Wohl ebenso gross ist der Gesamtertrag einer Reihe von Quellen, die an der Strasse zwischen Linthal und Thierfehd am Fusse der «Gnüswand» aus dem hier unter die Talsohle untertauchenden autochthonen Quintnerkalk hervorbrechen. Die nördlichste und grösste unter ihnen, die «St. Felix- und Regulaquelle», erzeugt einen wasserreichen Bach. Eine Erscheinung dieser Art sind ferner die Quellen, die südlich von Seeberg im Bisistal vom Boden eines kleinen Teiches emporsprudeln. Ihr Einzugsgebiet ist offenbar der mächtige Quintnerkalk des grossen Faulengewölbes, dessen Nordschenkel hier auf beiden Talseiten unter die Talsohle sinkt. In die gleiche Kategorie gehören auch die Fläschenlochquelle und die Hundslochquelle, die südlich von Hinterwäggital dicht über der Talsohle aus den steil ins Tal herabsinkenden Kreideschichten hervorquellen. Wenn auch erstere aus dem Seewerkalk, letztere aus dem hier stark reduzierten Gault austritt, so besitzen sie doch ihr eigentliches Einzugsgebiet in den weiten Schrattenkalkkarrenfeldern von Hohfläschenalp und Rädertenalp. Dass sie durch Klüfte im Schrattenkalk miteinander im Zusammenhang stehen, wurde von H. Schardt (**321,** p. 535—538) durch Färbung festgestellt. Beide Quellen sind in ihrem Ertrage stark schwankend, namentlich die Hundslochquelle. Am 17. Oktober 1907, nach vorangegangenem Regenwetter, schätzte ich den aus dem Hundsloch hervorbrechenden Bach auf 15,000—20,000 Minutenliter; 24 Stunden später hätte die Quelle kaum noch zur Speisung einer Brunnenröhre ausgereicht.

Zahlreich sind die Quellen, die aus Schuttbildungen (Schutthalden, Bergstürzen, Moränen) herausfliessen. Viele derselben haben ihr Sammelgebiet im Schutte selbst, viele andere aber mögen aus dem anstehenden Fels kommen und nur eine kurze Strecke durch Schutt fliessen, bevor sie zutage treten. Ob eine reine Schuttquelle oder eine aus Schutt austretende Schichtquelle vorliegt, ist nicht immer leicht zu entscheiden.

Grössere Bergsturzablagerungen sind fast immer das Sammelgebiet kräftiger Quellen, die meistens am unteren Rande oder in Erosionseinschnitten, bisweilen auch im Innern des Trümmerfeldes zutage treten. Viele Beispiele dafür sind im Abschnitt über die Bergstürze (p. 552—610) erwähnt worden. Einige Beispiele starker Quellen aus Gehängeschutt oder Bachschuttablagerungen sind die Quellen von Sulzalp und Kreuzegg im Oberseetal, die über undurchlässigen Senon-, Valangien- oder Flyschmergeln austreten und aus den grossen Schutthalden der Rädertenkette stammen, die grosse Quelle am Fusse des Niederberges südlich von Oberurnen, die grossen Quellen beim untersten Wang und südlich vom Hergersboden auf dem Urnerboden, die Quellen von Matt-Walenbütz im Hintergrunde des Weisstannentales, diejenigen im Tälchen östlich von Alp Scheibs, auf Gamsli (Alp Valtnov) und im Valtüsch südlich von Weisstannen und die mächtigen Quellen westlich von den Hütten von Alp Sardona.

Ausgedehnte Moränendecken, namentlich die an grobem Felsschutt ziemlich reichen und an Glaziallehm relativ armen Lokalgletschermoränen vermögen stets grosse Mengen Wasser aufzunehmen und lassen es in vielen meist kleinen oder mittelstarken Quellen wieder zutage treten. Als Beispiele nennen wir die wasserreichen Quellen von Ruosalp im Hintergrunde des Bisistales, die starken Quellen am Südufer des Fätschbaches am untern Rande der Kammeralp, die Quellen bei Gams im Mühlebachtal, bei Bruch und Werben im Krauchtal und am Sandalpweg südlich von Ülialp; ferner die Quellen bei Winkelzaun südlich Recket (Ober-Molseralp), von Alp Matossa im Schilsbachtal und von Galanseralp im Weisstannental. Oft brechen Quellen aus dem Fusse von Endmoränenwällen hervor, so auf Fronalp Mittelstafel, bei Alpeli-Diestal, auf Ober-Molseralp.

Grundwasserquellen scheinen in unserem Gebiete nicht häufig zu sein, da es an ausgedehnten flachen Talböden fehlt. Beispiele hierfür sind vielleicht die grossen (auf der Karte nicht angegebenen) Quellen, die südlich von Näfels mitten in der Linthebene auftreten.

Im Flysch- und Verrucanogebiet der östlichen und südlichen Glarneralpen, wo undurchlässige Gesteine vorherrschen, sind die Quell- und Entwässerungsverhältnisse wesentlich anders als im Kalkgebirge des W. Die Entwässerung vollzieht sich dort grösstenteils an der Oberfläche; in zahllosen kleinen Runsen und Bächen fliesst das Regen- und Schneewasser über die stets feuchten Flanken der Berge in die Täler hinunter. Dafür sind tiefgründige, ertragreiche und konstante Schichtquellen relativ selten. Es herrschen Schuttquellen vor; diese sind oft recht kräftig, da sie auch durch das Oberflächenwasser des Anstehenden gespiesen werden, an das sich die Schuttmassen anlehnen.

Im vollen Gegensatz dazu stehen die Gebiete, wo die Oberfläche grösstenteils aus durchlässigen Kalken (Malmkalk, Schrattenkalk) besteht. Als Typus hierfür kann das Silberngebiet gelten. Regen- und Schmelzwasser versinken hier in den von zahllosen Karrenlöchern durchsetzten und überdies von einer Menge von Brüchen zerhackten Schrattenkalk- und Seewerkalkschichten tief ins Innere des Gebirges, durchfliessen es in Höhlen und Kanälen (Höllochgrotte bei Muotatal) und treten in mächtigen Quellen bei Muotatal und im unteren Teile des Bisistales wieder zutage. Wir finden daher auf dem 30 km² grossen Plateau nicht einen einzigen Bach; höchstens bildet sich an zwei oder drei Stellen auf weniger durchlässiger Unterlage (z. B. auf mergeligem Valangienkalk nordöstlich vom Roggenstöckli, auf den Drusbergschichten westlich vom Silberngipfel) zur Zeit der Schneeschmelze oder bei starken Gewitterregen ein oberirdischer Wasserlauf, der aber bald wieder in durchlässigen Schichten versiegt. Ebenso erklärt die ausserordentliche Durchlässigkeit das fast völlige Fehlen von Quellen auf der Oberfläche des Plateaus. Die rein unterirdische Entwässerung ist noch fast vollkommener im Malmgebiet der Karrenalp. Weder Bach noch Quelle findet sich in dem etwa 20 km² grossen Karrenfeld zwischen dem Bösen Faulen und dem Kupferberg.

An Mineralquellen von wirtschaftlicher Bedeutung ist unser Gebiet sehr arm. Seitdem das einst viel besuchte Bad Stachelberg bei Linthal eingegangen ist, wird die dazugehörende, im Wildflysch der Brummbachschlucht entspringende kleine Schwefelquelle nicht mehr benutzt. Die kleine Schwefelquelle, die im Luchsingertobel aus der Grenzfläche von Flysch und Lochseitenkalk hervorbricht, hat nie eine nennenswerte praktische Verwendung gefunden.

Von grosser Bedeutung ist die seit Jahrhunderten berühmte Therme von Pfäfers. Ihr Wasser ist auffallend arm an mineralischen Substanzen und besitzt eine ziemlich konstante Temperatur von 37½° C. Ihr Ertrag ist sehr schwankend; er sinkt im Winter auf 500—100 Minutenliter und steigt im Sommer im Mittel auf 4000—5000, im Maximum auf über 10,000 Minutenliter. Ihre geologischen Verhältnisse sind von Albert Heim (**334**) sehr gründlich studiert worden. Nach seiner Darstellung besitzt die Therme ihr Sammelgebiet auf den Terrassen zwischen Alp Vindels und Brändlisberg am Südrande der Grauen Hörner, wo die durchlässigen Seewer- und Schrattenkalkschichten eine etwa 8 km² grosse Auffangfläche bilden. In diesen Schichten sinken Schnee- und Regenwasser im Nordschenkel des Vättiser Gewölbes tief ins Innere der Grauen Hörner in den Grund einer breiten Mulde, die unten durch die mergeligen Drusbergschichten, oben durch die Globigerinenmergel abgedichtet ist und für die Therme die Rolle eines gewaltigen Reservoirs spielt. Das Wasser erhält hier seine Thermaltemperatur und steigt, durch den Faltenbau gezwungen, im Nordschenkel der Mulde wieder empor und tritt nahe am Scheitel des folgenden Gewölbes in einer etwa 50° nach SW fallenden Bruchspalte im Seewerkalk in der Taminaschlucht zutage.

L. Karren und Versickerungstrichter.

Die infolge der auslaugenden Wirkung des Regen- und Schneeschmelzwassers im Kalkfels, der nicht durch eine Schutt- oder Vegetationsdecke geschützt ist, entstehenden Karren sind eine bekannte Erscheinung. Die wildesten Karren bilden sich im Schrattenkalk, Korallenkalk und Quintnerkalk; aber auch Rötidolomit, Öhrlikalk, Valangienkalk, die Brisibreccie im Aptien-Gault und namentlich der Seewerkalk neigen zur Karrenbildung. Das weitaus grösste und wildeste Karrenfeld unseres

Untersuchungsgebietes und der Schweizeralpen überhaupt ist das über 20 km² grosse Malmgebiet der Karrenalp in der Glärnisch-Ortstockgruppe. Ihm am nächsten kommen die Karrenfelder im Schrattenkalk und Seewerkalk auf dem Plateau der Silbern. Grosse Karrenfelder finden sich ferner im Quintnerkalk der Ortstock-Märenbergkette, namentlich am Glatten und Scheienberg, auf der Abdachung des Schild gegen die Plattenalp, ferner im Schrattenkalk auf der Nordwestabdachung der Rädertenkette und auf Lachenalp in der Wiggiskette, im Rötidolomit auf Fässisalp und Walenfässis in der Schildgruppe. Auffallend ist, dass die Karrenbildung auf den grossen Malmflächen des Calanda- und Ringelgebietes viel weniger ausgeprägt ist als in den nördlichen Gebieten.

Mit der Auflösung von Kalkfels durch Sickerwasser hängt wohl auch die Entstehung der Kärpfbrücke zusammen, einer merkwürdigen Naturbrücke auf der obersten Talstufe des Niederentales in der Kärpfgruppe (Figur 91; vgl. auch J. Früh, **181**). Der Niederenbach fliesst hier auf etwa 50 m

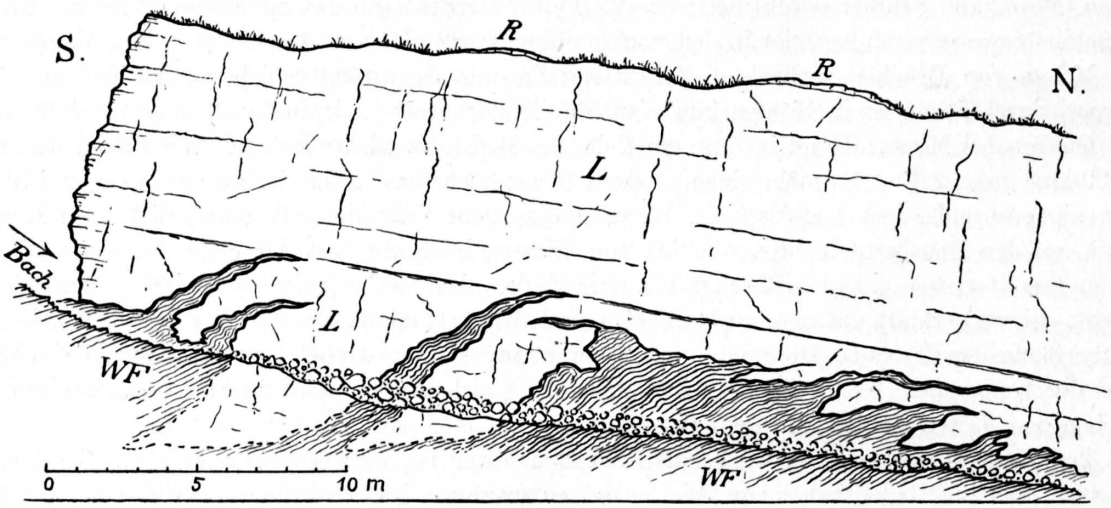


Fig. 91. **Profil durch die Kärpfbrücke im Niederental.**
L = Lochseitenkalk. R = Rötidolomit. WF = Wildflyschschiefer.

Länge in einem 3—4 m hohen Felsentunnel, dessen Decke durch den hier etwa 10 m mächtigen Lochseitenkalk gebildet wird. An den Wänden des bei niedrigem Wasserstande gut gangbaren Tunnels sieht man die Wildflyschschiefer in Form von zahlreichen Keilen in die Kalkdecke hinaufgreifen. Als das Tal sich bis auf den Lochseitenkalk eingeschnitten hatte, drang ein kleiner Teil des Bachwassers durch die tektonischen Klüfte der Kalkbank ein und trat weiter im N, südlich von der heutigen Sennhütte Oberstafel (1797 m) über dem undurchlässigen Flysch wieder zutage. Durch die auslaugende Tätigkeit des Sickerwassers entstand allmählich ein unterirdischer Kanal, der bald durch mechanische Erosion erweitert wurde und schliesslich den ganzen Bach aufzunehmen vermochte. Für diese Entstehungsweise der Naturbrücke sprechen auch einige kleine Dolinen, die an ihrem Westrande in die Lochseitenkalkbank eingesenkt sind.

Wenn in flachem Gelände durchlässiger Fels oder Bergsturz von einer dünnen lockeren Schuttdecke verhüllt ist, entstehen darin oft kreisrunde Versickerungstrichter von 1—10 m Durchmesser. Am häufigsten trifft man sie in den grossen Rauhwackegebieten der Spitzmeilen-Guschagruppe, z. B. auf Prodalp, auf dem Mad östlich von der Spitzmeilenhütte, auf Vansalp und Tamonseralp. Eine Reihe kleiner Versickerungstrichter liegt am Südrande der Karrenalp, wo der durchlässige Rand des Karrenfeldes unter einer dünnen, durch die Abschwemmungen aus den angrenzenden Zementsteinschichten entstandenen Schuttdecke verborgen ist. Schöne Trichter sind am Südrande der Alluvialebene Prada bei Mulins entstanden, wo die durchlässige Breccie des Flimser Bergsturzes unter den weniger durchlässigen Bachschuttboden untertaucht. Zu diesen Bildungen gehören auch die zahlreichen, zum Teil prachtvoll modellierten Versickerungstrichter im Seeschlammboden des Haslensees und des Obersees im Bergsturzgebiet von Näfels (vgl. p. 557).

Anhang.

Korrekturen und Ergänzungen zur Geologischen Karte der Glarneralpen.

Im folgenden gebe ich eine Zusammenstellung der wichtigsten Mängel der Geologischen Karte der Glarneralpen, die sich seit deren Druck teils durch meine eigenen Beobachtungen, teils auch durch die Untersuchungen anderer Geologen herausgestellt haben. Die meisten dieser Fehler sind im vorangehenden Text bereits erwähnt worden.

1. Die als «oberer Troskalk» bezeichnete Schichtgruppe am Südufer des Walensees zwischen Mühlehorn und der Linthmündung, am Schild westlich vom Rässegg, am Vorderglärnisch zwischen der Hansliruns und dem Güntlenau im Klöntal, am Nordrand des Bösen Faulen und des Karrenalpgebietes zwischen Zeinenmatt und dem Bisistal ist in Wirklichkeit unterer Öhrlikalk (vgl. p. 268 und 294).

2. Der am Gipfel des Köpflers (Wagetenkette) eingezeichnete grosse Querbruch auf der Grenze von Schrattenkalk und Drusbergschichten existiert nicht; dafür wird westlich davon der Gipfel von einem W—E streichenden, flach nordwärtsfallenden Längsbruch durchschnitten, der das auffallende Auskeilen des Schrattenkalks gegen E bewirkt (vgl. Tafel 9, Figur 2).

3. Die in der Karte als Blattengratschichten bezeichneten Mergel der Oberurner Flyschzone auf der Südabdachung der Wagetenkette sind nach den Untersuchungen von L. Rollier Senonmergel (vgl. p. 390—391). Dieser Senonmergelzug setzt sich westlich vom Trebsental quer durch das Wildflyschgebiet hindurch bis ins Aubriggebiet fort (vgl. Spezialkarte Nr. 108*a*[**371***a*]). In diese Senonmergel eingeschaltete Nummuliten-Grünsandbänke stellte ich ausser an den in der Karte verzeichneten Stellen noch am Weg östlich von Ober-Lochegg und am Passgrat südlich von Unter-Lochegg fest.

4. In der Nische dicht westlich vom Gipfel des Gumenstocks (Wiggiskette) schauen die verkehrtliegenden Drusbergschichten in einem Fenster von etwa 200 m Durchmesser unter dem Kieselkalk hervor.

5. Am Nordabhang des Deyenstocks ist im verkehrten Schenkel des Stirngewölbes der Axendecke (am Südrand der Höhenzahl 2025) zwischen Schrattenkalk und Nummulitenkalk noch Gault vorhanden. Am Südabhang des Gipfels (südöstlich vom k des Wortes Deyenstock) schaut aus dem Öhrlikalk ein kleines Fenster von Kieselkalk heraus (vgl. C. Burckhardt, **354**).

6. An den beiden am Ostrande von Blanken (östlich vom Deyenstock) auf Nummulitenkalk sitzenden Felstürmen ist Öhrlikalk durch Schrattenkalk und Zementsteinschichten durch Orbitolinamergel zu ersetzen (vgl. Figuren 25 und 28 und Tafel 11, Figur 1).

7. In dem etwa 30 m hohen, unten und oben von Eocän begrenzten Felsband, in welchem das Wort Blanken steht, tritt zwischen dem Seewerkalk und dem untern Eocänband eine 5—10 m hohe Stufe von Öhrlikalk zutage (Tafel 12, Figur 2).

8. Am Ostabhang des Rautispitz wird die Kreideserie der Mürtschendecke (vom Kieselkalk bis zum Seewerkalk) etwas südlich von Mettlen von einem flach südfallenden Bruch durchschnitten, längs welchem der obere Gebirgsteil etwa 100 m über den untern hinübergeschoben worden ist (vgl. Tafel 12, Figur 1).

9. Längs des Weges zwischen der Sennhütte von Drecklochalp und der Hütte Kaltbrünneli sitzt auf dem Kieselkalk der Axendecke ein 20—30 m breiter Streifen von Valangienkalk als verkehrte Schichtreihe zwischen Axendecke und Bächistockdecke.

10. Südöstlich von Bösbächialp Mittelstafel sollten im Bacheinschnitt beim p des Wortes Bösbächialp Schiefer des obern Lias (statt Lias im allgemeinen) angegeben sein (vgl. Tafel 19, Figur 2).

11. Der am westlichen Teil des Kneugrates östlich von der Ostwand des Gumen angegebene grosse Doggerlappen ist am Grat durch Lias zu ersetzen. Der westlichste Teil des Kneugrates, westlich von P. 1859 m, trägt eine 15—20 m mächtige Mütze von Schiefern des obern Lias. Die südliche Fortsetzung des Doggerlappens über P. 1742 m und der an seinem untern Rand bei Braunwaldalp Unterstafel angegebene Lias sind nicht anstehend, sondern abgerutschte Felsmassen.

12. Das Schuttgebiet von Braunwald zwischen Braunwaldalp Unterstafel und dem Zillibach ist das Ablagerungsgebiet eines grossen diluvialen Bergsturzes mit einer ausgedehnten dünnen Moränendecke (vgl. p. 561/562).

13. Der zwischen dem Tunnel der Braunwaldbahn und der Haslenruns angegebene Quartenschiefer ist heute nicht mehr sichtbar. Dagegen sind dort zwischen dem Lias der obern Braunwalder Zwischendecke und dem basalen «Lochseitenkalk» Dogger und Rötidolomit der Mürtschendecke und einige Meter untere Kreide der Glarnerdecke aufgeschlossen (vgl. p. 61).

14. Das die beiden Quintnerkalkserien an der Südostwand der Märenberge trennende Band von Zementsteinschichten ist zwischen der grossen Nische oberhalb Zingel und dem Gipfel 2582 m durch Schiltschiefer und obern Schiltkalk zu ersetzen. Die südliche Fortsetzung dieser Schiltschichten tritt westlich von jener Nische am Ostfuss der hohen Malmwand des Leckistocks noch eine kurze Strecke weit zutage (vgl. Tafel 17, Figur 5).

15. Die auf Kammeralp zwischen Oberstafel und dem Fätschbach angegebene Schuttbildung ist wahrscheinlich nicht Lokalmoräne, sondern eine aus der grossen Nische am Kammerstock stammende alte Felsrutschmasse.

16. Das am Ostabhang des Kammerstocks über dem Wildflysch angegebene dünne Malmband ist nicht der Malm der Griesstockdecke, sondern eine in Linsen aufgelöste Kalkbank (wahrscheinlich Nummulitenkalk) des Wildflysch (vgl. p. 47 und Tafel 20, Figur 1).

17. Das obere der beiden am Ostabhang des Kammerstockgipfels angegebenen Troskalkbänder ist in Wirklichkeit Öhrlikalk. Es ist hier eine einfache vom Malm bis zum Eocän reichende Schichtreihe vorhanden (vgl. Tafel 20, Figur 1).

18. Auf dem Korallenkalk des Rotstocks (Ostende der Claridenkette) sitzen noch zwei kleine Reste von unterer Kreide (vgl. Tafel 20, Figur 2).

19. Der Gipfel des Gemsfayrenstocks besteht nicht aus einer Durcheinanderfaltung von Malm und Eocän, sondern aus Malm, allen Kreidestufen und Eocän, die mehrere kleine, gegen NW gewendete liegende Falten bilden (vgl. Tafel 20, Figur 2).

20. Auf dem Grat Speichstock-Teufelsstöcke sitzen keine Reste von Lochseitenkalk. Er besteht aus Kreide, die oben meistens mit Seewerkalk abschliesst (siehe die Korrektur in Spezialkarte Nr. 100 A (**373**) und Tafel 20, Figur 3).

21. Das Gebiet südlich vom Walensee zwischen dem Sallerntobel bei Obstalden und dem Meerenbach bis hinauf nach Blankschwendi enthält keinen anstehenden Fels, sondern stellt wahrscheinlich eine grosse diluviale Felssackung dar (vgl. p. 579/581 und G. Freuler, **324**, p. 204—207).

22. Ebenso sind Malm und Kreide am Abhang unter der Terrasse von Mullern bei Mollis zwischen der Rüfiruns und dem südlichen Seitenzweig der Ruhstelliruns nicht anstehend, sondern Reste eines grossen diluvialen Bergsturzes (vgl. p. 576/577 und G. Freuler, **324**, p. 201—203).

23. Auch die Trias- und Liasmassen zwischen Oberterzen und Unterterzen gehören dem Ablagerungsgebiet eines grossen diluvialen Bergrutsches an (vgl. p. 584/585 und Spezialkarte Nr. 63 [**370**]).

24. Das Gelände von Ober-Ruhstellen und Umgebung nordöstlich vom Weiler Beglingen besitzt keine zusammenhängende Linthmoränendecke, sondern besteht aus anstehenden Valangienmergeln, die aber durch Verwitterung in eine 1—4 m dicke Lehmschicht umgewandelt sind. Moränenreste kommen hier nur spärlich vor.

25. Das kleine Plateau neben dem Gipfelturm des Faulen Mürtschen besteht nicht aus Valangienmergeln, sondern aus Valangienkalk (vgl. G. Freuler, **324,** p. 63 und 64, und **325,** p. 3).

26. Die Kartierung der Trias zwischen Frohnalpstock und Fähristock ist ungenau, besonders auf der Westseite des Frohnalppasses. Die Quartenschiefer bilden dort oberhalb und unterhalb der Hütten von Frohnalp Oberstafel zwei tief südwärts in den Rötidolomit eindringende Synklinalen (vgl. p. 76/77 und Tafel 23, Figur 6).

27. Im Tälchen von Alpeli zwischen Fessisalp und Hechlenstock (Schildgruppe) sind zwischen 1820 m und 1920 m 3—4 bogenförmige Endmoränen vorhanden.

28. Der Westabhang von Hechlenstock (2320 m) und Weisskamm wird (beim zweiten g des Wortes Beglingen) von einer N—S streichenden, steil gegen E fallenden Bruchspalte durchschnitten, längs welcher der östliche Gebirgsteil um 20—30 m abgesunken ist. Der Bruchspalte entspringt auf der Nordseite der dort vom Weisskamm herabziehenden Mulde am Kontakt von Rötidolomit und Melsersandstein ein kleiner Quellbach.

29. Die Kartierung von Wallenfässis und des obern Teils von Fässisalp weist eine Reihe von Fehlern auf. Die Quartenschiefer dringen vom Schwarzstöckli her (bei Wa des Wortes Wallenfässis) in Form einer etwa 300 m langen Synklinale gegen SE in den Rötidolomit ein. Nordöstlich davon (bei kli des Wortes Schwarzstöckli) schaut der Verrucano in einem Fenster von etwa 250 m Durchmesser unter dem Rötidolomit hervor (vgl. Tafel 22, Figur 2). Als Reste eines verkehrten Mittelschenkels zwischen Glarnerdecke und Mürtschendecke sind unter dem Heustock zwischen dem Quartenschiefer und dem überschobenen Verrucano noch dünn ausgewalzte Reste von Dogger-Eisensandstein und Rötidolomit vorhanden. Die Quartenschiefer sind dem Ostfuss des Höchgrates entlang südwärts bis westlich vom ä des Wortes Wallenfässis aufgeschlossen. Ihre Ausdehnung ist auch im obersten Teil von Fässisalp zu gering angegeben. Sie bilden die vollständige Unterlage der beiden dort liegenden kleinen Seen und reichen östlich und westlich davon mit zwei schmalen Streifen noch etwa 500 m weiter nach S, im W bis zur Kurve 2100 m hinunter. Westlich vom oberen See liegt in etwa 2190 m Höhe ein kleiner Endmoränenbogen.

30. Am Westabhang des Schild (nördlich vom Wort Ennenda) bilden Verrucano, Rötidolomit und Quartenschiefer im Niveau von 650—800 m eine enge, nordwärts geöffnete Synklinale. Ein 200—300 m breiter Streifen der nordwärts sich anschliessenden Schutthalde ist das Ablagerungsgebiet eines alten Felssturzes (vgl. p. 579 und Tafel 21, Figur 3; Tafel 22, Figur 1).

31. Auf Alp Tschermannen (südlich von der Mürtschenalp) wird durch eine bis zu 1820 m hinunterreichende Endmoräne eine kleine Gletscherzunge abgebildet, die einst am Westabhang des Silberspitz lag.

32. Auf dem Gipfelgrat des Ruchsitenstocks, zwischen der Ruchsitenfurkel und dem Goggeien, sitzt auf langer Linie eine 5—20 m mächtige Folge von Schiefern und Eisensandsteinen des untern Doggers. Sie ruhen im W auf den Verrucanoschiefern, im E auf den obern Liasschiefern, mit denen der Lias des Goggeiengipfels gegen W endigt. Zwischen dem auskeilenden Lias und dem Verrucano sind noch schwache Reste von Trias (Melsersandstein und vielleicht Quartenschiefer) vorhanden (vgl. Tafel 22, Figur 4).

33. Bei P. 2262 m auf dem Nordwestabhang des Magereu, auf dem Gipfelgrat des Erdisgulmen und seiner südlichen Fortsetzung über den Gipfel 2278 m und am Scheitelgrat des Leist werden die mittelliasischen Magereuschichten noch von 10—30 m Schiefern des obern Lias bedeckt.

34. Auf dem Nordabhang des Gulderstocks liegt bis zu den Hütten von Gams hinunter das Trümmerfeld eines alten Bergsturzes. Im Gebiet von Gulderblanken wird sein oberer Teil von den mächtigen Seitenmoränenwällen eines Lokalgletschers überdeckt (vgl. p. 583).

35. Bei Mähreneck nördlich von Riesetenalp im Krauchtal sollte zwischen Verrucano und Flysch die Lochseitenkalkbank angegeben sein. Dieser Flysch wie auch der Flysch, der südlich vom Bergsturz von Riesetenalp das in der Karte eingetragene Nummulitenkalkgewölbe umhüllt, gehören nicht zu den Blattengratschichten, sondern zum typischen Wildflysch (vgl. Tafel 27, Figur 1).

36. Auf dem Scheitel des Blattengrates erstreckt sich der Wildflysch als 20—60 m mächtige Decke vom Foostöckli her über den Gipfel des Grünenspitz bis zum r des Wortes Blattengrat. Ebenso gehört der über dem grossen Nummulitenband liegende Flysch des Fährispitzgipfels und seines Südabhangs bis unterhalb des Weges bei Mittelramin zum Wildflysch. Der Gipfel des Fährispitz besteht aus Sardonaquarzit (vgl. die Spezialkarte Nr. 63 [**370**]).

37. In der Mitte zwischen dem Gipfel des Grünenspitz und den Hütten von Matt (Ramin) tritt am Fusse der dort angegebenen Blattengratschieferfelsen ein grosses Nummulitenkalkriff zutage.

38. Die beiden westlich von der Segnespasshöhe am Passweg angegebenen Felswändchen bestehen aus im Wildflysch liegendem seewerartigem Kalk (vgl. die Spezialkarte Nr. 63 [**370**] und Tafel 27, Figur 2).

39. Zu beiden Seiten von Segnes sut sind Kreide und Flysch am Stirnende der Tscheppfalte in Spezialkarte Nr. 50 mangelhaft dargestellt; namentlich fehlt auf der Westseite der aus Kreide, Nummulitenkalk, Stadschiefern und Flyschsandstein bestehende verkehrte Schenkel des Stirngewölbes (vgl. die Spezialkarte Nr. 63 [**370**] und Tafel 27, Figur 7).

40. Das unter dem Verrucano liegende Kalkband am Westrand der Alp von Sagens ist kein eigentlicher Lochseitenkalk, sondern eine zur normalliegenden Kreide der Tscheppfalte gehörende Serie von Kalkbänken der Drusbergschichten. Das westlich davon am Ostrand des grossen Karbeckens von Alp Ruschein angegebene Lochseitenkalkband ist eher Schrattenkalk der Tscheppfalte. Auch am Westrand dieses Beckens ist wahrscheinlich kein Lochseitenkalk vorhanden.

41. Die Kreide des vorhin genannten Karbeckens besteht längs der Grenze gegen die grosse Malmfläche in seinem westlichen Teil aus Öhrlikalk, im mittlern und östlichen Teil aus Kieselkalk und grossen Flächen von Drusbergschichten; der Öhrlikalk der Karte ist in Wirklichkeit Schrattenkalk.

42. Was am Kalkhorn, Rinkenkopf und Rotstock sowie im Karbecken zwischen Rotstock und Crap ner als Lochseitenkalk angegeben ist, ist in Wirklichkeit verkehrtliegender Malm der Vorab-Tscheppdeckfalte (vgl. p. 41/43).

43. Die kleine Liasmütze auf dem Grat zwischen dem Rotstock und der Sether Furka ist in Wirklichkeit nicht vorhanden. Es handelt sich um ein kleines Vorkommnis von schwarzen Tonschiefern, die mit einem Quarzporphyrlager des Verrucanos in Verbindung stehen.

44. Die Felsgrate zwischen Meergletscher, Fluazgletscher und Cavirolasgletscher auf der Südseite der Hausstockkette bestehen nur am Scheitel aus Wildflysch, im mittlern und untern Teil aber aus Flyschsandstein mit reichlichen Dachschiefern (vgl. die Spezialkarte Nr. 100 A [**373**]).

45. Die am Westabhang des Vorstegstocks angegebenen, von Windigegg aus synklinalartig in die Stadschiefer eindringenden zwei grossen Keile von Taveyannazsandstein existieren nicht. An ihrer Stelle liegen dort eine grosse tektonisch verschleppte, in den Stadschiefern schwimmende Masse von Nummulitenkalk und eine damit in Verbindung stehende Kreidescholle (vgl. die Spezialkarte Nr. 100 A [**373**]).

46. Die nördlich vom Bächikamm (Westseite des Durnachtales) angegebene kleine Masse von Blattengratschiefern mit eingeschlossenen Nummulitenbänken muss zum Wildflysch gerechnet werden.

47. Der in der Karte angegebene Wildflyschzug Wichlenmatt-Erbsstöckli-Erbsalp Oberstafel, ebenso die bei den Hütten von Oberstafel angegebenen Blattengratschiefer bestehen in Wirklichkeit aus tektonisch stark mitgenommenen Flyschsandsteinbänken mit reichlich eingelagerten Dachschiefern. Dasselbe gilt von den beiden südlich vom Richetlipass am Leiterberg eingetragenen Wildflyschsynklinalen.

48. Die im Bacheinschnitt nördlich von Erbsalp und im untern Teil des Steinibaches südwestlich von Elm angegebenen, unter dem Flyschsandstein hervortretenden Blattengratschiefer sind in Wirklichkeit wahrscheinlich Stadschiefer des Stirngewölbes einer autochthonen Falte (vgl. Profile 10 und 11).