Prom. Nr. 2713

Zur Geologie des Glärnisch

VON DER

EIDGENÖSSISCHEN TECHNISCHEN
HOCHSCHULE IN ZÜRICH

ZUR ERLANGUNG
DER WÜRDE EINES DOKTORS DER
NATURWISSENSCHAFTEN
GENEHMIGTE

PROMOTIONSARBEIT

VORGELEGT VON

Conrad Max Schindler
DIPL. ING. GEOLOGE
VON MOLLIS (GLARUS)

Referent: Herr Prof. Dr. R. Staub
Korreferent: Herr Prof. Dr. R. Trümpy

BERN
DRUCK STÄMPFLI & CIE
1959

Separatabdruck aus

„Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz“

Neue Folge, 107. Lieferung, 1959

herausgegeben von der

Schweizerischen Geologischen Kommission

(Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft)

Vorwort der Geologischen Kommission

Am 27. Juni 1957 legte Herr C. M. Schindler der Geologischen Kommission das Manuskript seiner Dissertation «Zur Geologie des Glärnisch» vor mit dem Gesuch, die Arbeit in die Serie der «Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz» aufzunehmen.

Diese geologische Untersuchung stützt sich auf eine von Herrn Schindler durchgeführte sehr detaillierte Kartierung im Massstabe 1 : 10 000.

Da die Kartenaufnahme bei der späteren Herausgabe der Blätter Glarus und Linthal des «Geologischen Atlas der Schweiz 1 : 25 000» übernommen werden kann, beschloss die Kommission in der Sitzung vom 8. März 1958, die sorgfältige Arbeit in die Serie der «Beiträge» aufzunehmen. Mit dem Druck des Textes konnte sogleich begonnen werden; der Tafeldruck erlitt eine Verzögerung, da zeichnerische Arbeiten nötig waren, die erst Ende 1958 auf dem Bureau der Kommission durchgeführt werden konnten. Herr Schindler wird einen wesentlichen Beitrag an die hohen Druckkosten leisten, wofür ihm die Kommission den besten Dank ausspricht.

Die Belegsammlung zur vorliegenden Arbeit befindet sich im Geologischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich, die Originalkartierung ist bei der Schweizerischen Geologischen Kommission deponiert.

Für den Inhalt des Textes und der beigegebenen Illustrationen ist der Verfasser allein verantwortlich.

Basel, im Dezember 1958.

Für die Schweizerische Geologische Kommission

Der Präsident:

Prof. Dr. L. Vonderschmitt

Leer - Vide - Empty

Vorwort des Verfassers

Schon früh hatte mich mein Vater in zahlreichen Wanderungen die Grösse und bunte Vielfalt der Berge lieben gelehrt. Wenn hier nun auf Anregung von Herrn Prof. STAUB eine Arbeit über den Glärnisch geschrieben wurde, so liegt darin die Erfüllung eines Traumes vieler Bergsteiger – ein Gebiet derart zu durchstreifen und bei jedem Wetter, in jeder Jahreszeit kennenzulernen, dass man den Pulsschlag und die inneren Kräfte dieses Riesen zu ahnen beginnt.

Die Einführung in die Probleme der Geologie, Petrographie und Mineralogie verdanke ich den Herren Professoren STAUB, JEANNET, LEUPOLD, TRÜMPY, SUTER, PEYER, KUHN, NIGGLI, BURRI und PARKER, während ich die ersten Anregungen von Prof. REBSAMEN an der Kantonsschule Zürich empfing.

Herrn Prof. STAUB möchte ich für mein interessantes Arbeitsgebiet sowie für sein reges Interesse, manche Anregung und seine Unterstützung herzlich danken; auf zahlreichen Exkursionen im Alpengebiet konnte ich bei ihm wie auch bei den Professoren JEANNET, LEUPOLD, TRÜMPY, SUTER, NIGGLI und BURRI mein Blickfeld erweitern. Von grossem Nutzen waren mir die zahlreichen Anregungen sowie zwei gemeinsame Begehungen, welche ich Herrn Prof. TRÜMPY verdanke. Herr Prof. LEUPOLD vermittelte mir während der Studienzeit sehr schöne und interessante Arbeiten, zudem sah er mir freundlicherweise die Gesteinsschliffe aus den Grenzschichten Malm-Kreide durch. Herr Prof. E. NIGGLI war mir bei der Beurteilung einiger Schliffe mit Alkalihornblenden behilflich. Mancherlei Anregungen durfte ich bei Praktika auf der Versuchsanstalt für Wasserbau und Erdbau empfangen, wo ich auch ergänzende Untersuchungen von Lockergesteinen aus dem Glärnischgebiet durchführen konnte. Diskussionen mit den Herren SCHAERER, Dr. VON MOOS, KASSER und ZELLER ergaben für diese Arbeit wertvolle Hinweise. Mit meinem Terrainnachbarn, Dr. R. HANTKE, verbinden mich gemeinsame Besprechungen und Exkursionen, zudem verdanke ich ihm die Bestimmung der Makrofossilien aus der unteren Kreide. Herr J. NEHER zeigte stets reges Interesse für meine Arbeit und untersuchte einige Gesteinsproben auf den Gehalt an unlöslichen Mineralien, wobei diese Arbeit durch Röntgenuntersuchungen im mineralogisch-petrographischen Institut eine wertvolle Ergänzung erfuhr. Für all dies sei herzlich gedankt. Nicht vergessen sei die freundliche Hilfe, welche mir von Prof. SUTER sowie von Herrn MESSERLI, Herrn AICHINGER und Frau Dr. WIEDENMAYER zuteil wurde. Herr Dr. BÜCHI stellte mir den Probedruck seiner neuesten Arbeit in den Eclogae zur Verfügung und vermittelte mir Literatur. Viel verdanke ich dem Kontakt mit meinen Studienkameraden, so besonders N. PAVONI, T. LOCHER und G. STYGER im geologischen Institut, Dr. M. GRÜNENFELDER, Dr. M. WEIBEL und T. SCHNEIDER im mineralogisch-petrographischen Institut.

Wenn sich mein Aufenthalt im Terrain trotz einer Folge von kalten, unfreundlichen Sommern mit ausserordentlich ungünstigen Verhältnissen zu einer schönen Erinnerung gestaltete, so liegt das vorwiegend an der herzlichen Gastfreundschaft, welche ich im Glarnerland antraf. Als Ausgangspunkte dienten: das Haus der Familie Ingold in Lurigen; Schwanden; Leuggelen; Bösbächi Mittelstafel; Glärnischhütte SAC; Rhodannenberg im Klöntal; SJH in Schwändi. Die Gemeinde Schwanden stellte mir in grosszügiger Weise während mehrerer Monate die gemütliche Hütte von Guppen Oberstafel zur Verfügung, wo ich beim Senntenbauern Luchsinger gut aufgehoben war. Lange Zeit stand mir auch das «Mittlödnerhüttli» im Baumgarten ob Schwändi offen, wofür ebenfalls gedankt sei. Das Gipfelgebiet sowie die höheren Teile der N-Wand wurden von einem Biwak über dem Guppenfirn, östlich des Vrenelisgärtlis, aufgenommen. Von grösstem Wert war hier wie auch auf Guppen Oberstafel die Hilfe meines Bruders Roger, welcher mich trotz Regen, Schnee und Nebel im abscheulichen Sommer 1955 zwei Monate lang auf allen Touren begleitete. Ein gütiges Schicksal hat hier wie auch bei den vielen Begehungen als Einzelgänger alle Gefahren abgewendet. Gemeinsame geologische Touren verbinden mich auch mit meinem Vater, meiner Braut, Herrn Professor TRÜMPY, Herrn Dr. HANTKE, Studienkameraden sowie Herrn N. ZWEIFEL aus Schwanden, dessen reges Interesse für diese Dinge Anlass zu mancher Diskussion gab.

Die Aufnahmen für Diplomarbeit und Dissertation wurden im Herbst 1952 begonnen und wurden zur Hauptsache im Herbst 1955 abgeschlossen, während die Auswertung und Niederschrift ein weiteres Jahr in Anspruch nahmen.

Die vorliegende Arbeit sei meinem Vater gewidmet, welcher mir die Berge und die Natur nahebrachte, das Studium ermöglichte und mir auch für die Dissertation immer wieder von grosser Hilfe war.

Herzlich sei an dieser Stelle für die Aufnahme meiner Dissertation in die Serie der «Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz» und für all die damit verbundene Arbeit gedankt. Erst dadurch wurde die reiche Ausstattung mit Tafeln und Bildmaterial ermöglicht.

Es ist mir eine angenehme Pflicht, an dieser Stelle für die grosszügige finanzielle Unterstützung durch den Centenarfonds der E.T.H. und die Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft zu danken. Herrn Schulratspräsident Prof. Dr. H. Pallmann sowie Herrn Prof. Dr. J. Cadisch sei auch hier für ihre Bemühungen bestens gedankt.

Nicht vergessen sei die Arbeit von Herrn R. Herb, der mir bei den Druckkorrekturen und der Durchsicht von grosser Hilfe war.

Ankara, 24. Januar 1959.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort der Geologischen Kommission	III
Vorwort des Verfassers	V
Verzeichnis der Textfiguren, Photos und Tafeln	IX
Literaturverzeichnis	X
Geologische Karten	XIV
Einleitung	1
I. Geographisches und Historisches	1
II. Problemstellung und Übersicht	3
Stratigraphie	6
I. «Karbon»	6
II. Verrucano	7
1. Quarzporphyr und Derivate	7
2. Spilit und Derivate	8
3. Sernifit	8
4. «Grischschichten»	9
5. Zusammenfassung und Detailprofile	9
6. Detailprofile an der Basis des Sernifits	10
III. Trias	10
1. Melsergruppe	10
2. Dolomitgruppe	11
3. Quartengruppe	12
4. Faciesänderungen, Allgemeines	12
IV. Lias	13
1. Prodkamm-Serie	13
2. Spitzmeilen-Serie	13
3. Sexmor-Serie	14
4. Breccie von Bränd	14
5. Faciesänderungen, Allgemeines	16
V. Dogger	17
1. und 2. Untere und obere Aalénienschiefer	17
3. Eisensandstein	18
4. Rote Echinodermenbreccie	18
5. Graue Echinodermenbreccie	18
6. Fossilhorizont von Guppen	19
7. Callovien-Eisenoolith (Blegioolith)	19
8. Der mitteljurassische Dohlenbruch	20
9. Faciesänderungen, Allgemeines	23
10. Bergwerke am Glärnisch	25
VI. Transgression des Jura über der Trias	26
VII. Malm	27
a) Schiltschichten	27
1. Unterer Schiltkalk	27
2. Schiltschiefer	27
3. Oberer Schiltkalk	27
4. Faciesänderungen, Allgemeines	27
b) Quintnerkalk und Troskalk	28
1. Unterer Quintnerkalk	28
2. «Helles Band»	29
3. Mergelband	29
4. Oberer Quintnerkalk	29
5. Malmbreccie	29
6. Dolomitische Bänder	30
7. Troskalk	30
8. Faciesänderungen, Allgemeines	31
VIII. Grenzschichten Malm-Kreide (inkl. Öhrlikalk)	33
a) Mergelfacies der Zementsteinschichten	34
b) Gassenkalk	35
c) Untere Öhrlimergel	35
d) Nördliche Facies der Zementsteinschichten	35
e) Öhrlikalk	35
f) Obere Öhrlimergel	36
g) Faciesänderungen, Allgemeines	36
IX. Untere Kreide (exkl. Öhrlischichten)	38
a) Valanginienmergel und -kalk	39
1. Valanginienmergel	39
2. Valanginienkalk	39
3. Pygurusschichten	39
4. Faciesänderungen, Allgemeines	39
b) Kieselkalk	40
1. Schniden-Fossilhorizont bzw. Grenze zum Valanginien	41
2. Unterer Kieselkalk	41
3. Lidernenschichten	41
4. Mittlerer Kieselkalk	43
5. Mergeliger oberer Kieselkalk	43
6. Kieselkalk-Echinodermenbreccie	43
7. Der persistente Hochtorbruch	43
8. Faciesänderungen, Allgemeines	44
c) Drusbergschichten und Schrattenkalk	45
1. Altmannschichten und unterste Dusbergschichten	45
2. Drusbergschichten	46
3. Unterer Schrattenkalk	46
4. Orbitolinenschichten	46
5. Oberer Schrattenkalk	46
6. Faciesänderungen, Allgemeines	47
7. Der persistente vordere Rässeggbruch	48
X. Mittlere und obere Kreide	48
a) Der «Gault»	48
1. Tiefste Relikte	49
2. Albien-Basis	49
3. Concentricusschichten	49
4. «Knollenschichten» (Aubrigschichten)	49
5. Turrilitenschichten	50
6. Faciesänderungen, Allgemeines	50
b) Seewerschichten	50
1. Ausbildung	50
2. Faciesänderungen, Allgemeines	50
XI. Eocän	51
1. Assilinengrünsand und «Pectinitenschiefer»	51
2. Globigerinenschiefer oder Stadschiefer	51
3. Faciesänderungen, Allgemeines	51

Seite

XII. Zusammenfassung 52
a) Grossgliederung, facielle Zuordnung der tektonischen Elemente 52
b) Persistente Brüche und deren Wirksamkeit 52

Lokale Tektonik 57

I. Der Flysch an der Glärnisch-Basis 57

II. Basale Elemente 57
1. «Unterer Lochseitenkalk» 57
2. Nidfurner Serie und Stöckli-Serie. 58
3. «Oberer Lochseitenkalk». 59
4. Grundkopf und Elggis-Scholle 60
5. Junge Bruchtektonik der Basiselemente . . 60

III. Dohlen-Serie und Forrenstock-Serie 62
1. Gebiet nördlich der Guppenruns 62
2. Gebiet von Guppen Mittelstafel 64
3. Südliche Dohlen-Serie. 66

IV. Frontale Lias-Schollen der Axen-Decke . . . 68
1. Geisser-Schuppe 68
2. Gebiet Leuggelstock–Chilchli. 69
3. Gebiet Oberblegi Oberstafel–Laui–Ijenruns . 70
4. Südlichster Abschnitt 72

V. Basis der nördlichen Axen-Decke, Bruchegg-Schuppe. 73

VI. Lagerung der Axen-Decke und der Bächistock-Decke. 75

VII. Vorderglärnisch- und Hochtorbruch 77
1. Gebiet östlich des oberen Hochtors und der Sporenegg 77
2. Chalttäli 80
3. Ruchen N-Wand bis hintere Dunkellauiruns 81
4. SE- und S-Flanke des Glärnischs 82

VIII. Radstock-Schuppen und Silbern-Decke . . . 84

IX. Junge Bruchtektonik 86
a) Abbruch der Glärnisch-N-Wand 86
b) Fragenkomplex Sackberg–Bergli 87
1. Oberholzers Hochwaldbergsturz . . . 87
2. Gebiet Bergli–Unter Sackberg 88
3. Hochwald–Vorder Sackberg–Stotzigen (Nordteil) 89
4. Hochwald–Hinter Sackberg–Stotzigen (Südteil) 90
5. «Hochwaldsturz» im Löntschtobel und auf dem Grundkopf 92
6. Deutungsmöglichkeiten dieses Gebietes . 93
c) Junge Brüche im Vorderglärnischgebiet . . 95

Seite

d) Junge Brüche in der SE-Flanke des Glärnisch 97
e) Junge Brüche im übrigen Glärnischgebiet . 99

Versuch einer tektonischen Synthese . . . 100

I. Parallelisation der Decken 100
a) Basiselemente 101
b) Dohlen-Serie und Forrenstock-Serie . . . 103
c) Axen-Decke 106
d) Bächistock-Decke und Silbern-Decke . . . 107
e) Allgemeines 108

II. Spezielle Erscheinungen an tektonischen Flächen 108

III. Störungen des Linth- und Klöntales. 110
a) Klöntal 110
b) Linthtal 111
c) Versuch einer Deutung 114

IV. Versuch einer Phasengliederung der tektonischen Bewegungen 115
a) Frühhelvetische Phase 116
b) Helvetische Hauptphase 116
c) Späthelvetische Stauch- und Gleitphase . 117
d) Nachhelvetische Stauch- und Zerbrechungsphase. 118
e) Versuch einer Datierung 119

Morphologie und Quartär 121

I. Morphologie 121

II. Bergstürze und Sackungen 122
1. Stöckli-Bergsturz. 122
2. Guppen-Bergsturz 123
3. Riegel des Klöntals, Deyensturz 125
4. Übrige Bergstürze 126
5. Sackungen 126

III. Vergletscherung 127
1. Linthgletscher 127
2. Klöntalgletscher 127
3. Bösbächi-Oberblegi-Gletscher 128
4. Nidfurnergletscher 129
5. Guppengletscher 129
6. Weitere heutige Firnfelder und Gletscherchen 130
7. Zeitliche Folge der wichtigsten Quartärablagerungen am Glärnisch 130

IV. Wasserverhältnisse 131
1. Seen 131
2. Wasserläufe 132

Zusammenfassung 133

Verzeichnis der Textfiguren, Phototafeln und Tafeln

Textfiguren Seite

Fig. 1 Einsatz der roten Echinodermenbreccie am Dohlenbruch ob Dohlen 21
Fig. 2 Südflanke des Tobels des Leuggelbaches 22
Fig. 3 Rekonstruktion des Dohlenbruches 23
Fig. 4 Lidernenschichten, Schliff 42
Fig. 5 Rekonstruktion des Hochtorbruches 43
Fig. 6 Abwicklung des Mesozoikums 53
Fig. 7 Aufriss der Basis des Vorderglärnisch 58
Fig. 8 Profil durch den Vorderglärnisch 63
Fig. 9 Regenerierte tektonische Breccie, Schliff 79

Phototafeln

Photo 1 Sedimentationsstörungen in den Zementsteinschichten der Axendecke
Photo 2 Sedimentationsstörungen in den Zementsteinschichten der Axendecke
Photo 3 Hochtorbruch am unteren Hochtor, Blick gegen NE
Photo 4 S-Flügel des persistenten nordwestlichen Rässeggbruches, Primärbreccie
Photo 5 S-Flügel des persistenten nordwestlichen Rässeggbruches, Primärbreccie
Photo 6 NE-Pfeiler des Vrenelisgärtli und Hochtorgrat
Photo 7 Chalttäli und NE-Flanke des Ruchen
Photo 8 Ruchen-N-Wand
Photo 9 Vorderkammstock zwischen Bächifirn und Bösbächital
Photo 10 «Unterer Lochseitenkalk» in der N-Flanke des Luchsingertobels

Tafeln

Tafel I Tektonische Karte des Glärnischgebietes
Tafel II Profile durch das Glärnischgebiet
Tafel III Schematisierte Phasenfolge
Tafel IV Stratigraphische Detailprofile, Trias und Dogger
Tafel V Stratigraphische Detailprofile, Malm
Tafel VI Stratigraphische Detailprofile, unterste Kreide
Tafel VII Stratigraphische Detailprofile, vom Valanginienmergel bis zum unteren Schrattenkalk
Tafel VIII Stratigraphische Detailprofile, Kreide und Tertiär der nördlichen Faciesgebiete

Literaturverzeichnis

Ampferer, O. (1934): Über die Gleitformung der Glarner Alpen. Sitz.ber. Akad. Wiss. Wien, Math.-natw. Kl., Abt. I, *143.*

Amstutz, G. (1948): Pflanzenreste im Verrucano des Glarner Fryberges (N der Kärpfgruppe). Verh. Schweiz. Natf. Ges.

— (1954): Geologie und Petrographie der Ergussgesteine im Verrucano des Glarner Freiberges. Schweizer-Spiegel-Verlag.

Arbenz, P. (1912): Der Gebirgsbau der Zentralschweiz. Verh. Schweiz. Natf. Ges. in Altdorf, II. Teil.

— (1913): Die Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz. Vjschr. Natf. Ges. Zürich, *58.*

— (1919): Probleme der Sedimentation und ihre Beziehung zur Gebirgsbildung der Alpen. «Heim-Festschrift», Vjschr. Natf. Ges. Zürich, *LXIV.*

— (1926): Über Verbreitung und Bedeutung der tauchenden Falten in den helvetischen Alpen. Eclogae geol. Helv., *20,* 2.

— (1934): Die helvetische Region. Geol. Führer d. Schweiz, Fasc. II.

Arbenz, P. und Staub, W. (1910): Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal und die Überschiebung der Bündnerschiefer S Bonaduz. Vjschr. Natf. Ges. Zürich, *55.*

Argand, E. (1916): Sur l'arc des Alpes occidentales. Eclogae geol. Helv., *14,* 1.

— (1924): La diagnose des structures géologiques en profondeur. Bull. Soc. Neuch. Sci. nat., *48.*

Bachmann, I. (1863): Über die Juraformation im Kanton Glarus. Mitt. Natf. Ges. Bern.

Baltzer, A. (1872): Alter Bergbau auf Eisen am Glärnisch.

— (1873): Der Glärnisch, ein Problem alpinen Gebirgsbaues. Caesar Schmidt, Zürich.

— (1895): Ist das Linthtal eine Grabenversenkung? Mitt. Natf. Ges. Bern.

— (1899): Zum geologischen Bau des Glärnischs. Z. dtsch. geol. Ges., *LI,* 2.

Bartel, O. und Jenny, A. (1931): Glarner Geschichte in Daten. Neue Buchdruckerei, Glarus.

Baumberger, E., Heim, Arn. und Buxtorf, A. (1907): Paläontologisch-stratigraphische Untersuchung zweier Fossilhorizonte an der Valanginien-Hauterivien-Grenze im Churfirsten-Mattstock-Gebiet mit Bemerkungen über die Stratigraphie der analogen Schichten der Zentralschweiz. Abh. Schweiz. pal. Ges., *34.*

Bertrand, M. (1884): Rapports de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord. Bull. Soc. Geol. France, 3e série, *12.*

Bircher, W. (1935): Studien im oberen Bajocien der Ostschweiz (Glarner und St. Galler Alpen). Diss. Zürich.

Blumer, E. (1906): Zur Kenntnis des helvetischen Alpennordrandes. Vjschr. Natf. Ges. Zürich, *51.*

Blumer, S. (1900): Eine geologische Beobachtung am SE-Fuss des Glärnischs. Eclogae geol. Helv., *6,* 4.

— (1902): Zur Entstehung der glarnerischen Alpenrandseen. Eclogae geol. Helv., *7.*

Boussac, J. (1912): Etudes stratigraphiques sur le Nummulitique alpin. Mém. expl. Carte Géol. France, Paris.

Brückner, E. siehe Penck und Brückner.

Brückner, W. (1937): Stratigraphie des aut. Sedimentmantels und der Griesstockdecke im oberen Schächental (Kt. Uri). Verh. Natf. Ges. in Basel, *XLVIII.*

— (1941): Über die Entstehung der Rauhwacken und Zellendolomite. Eclogae geol. Helv., *34.*

— (1943): Tektonik des oberen Schächentales (Kt. Uri). Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF. 80. Liefg.

— (1946): Über die Gliederung des Kieselkalks in der Zentralschweiz. Eclogae geol. Helv., *39.*

— (1951): Lithologische Studien und zyklische Sedimentation in der helvetischen Zone der Schweizeralpen. Geol. Rdsch. *39,* 1.

Brückner, W. und Niggli, E. (1954): Bericht über die Exkursion zum Scheidnössli... Eclogae geol. Helv., *47,* 2.

Brunnschweiler, R. (1942): Neues zur Schichtfolge in der Glarnerdecke. Eclogae geol. Helv., *35,* 2.

— (1948): Beiträge zur Kenntnis der helv. Trias östlich des Klausenpasses. Diss. Zürich.

Büchi, U. (1955): Zur Geologie der Oberen Meeresmolasse von St. Gallen. Eclogae geol. Helv., *48,* 2.

Büchi, U. und Hofmann, F. (1955): Telemagmatische Gänge in der untern Kreide des Säntis-Gebirges. Eclogae geol. Helv., *47*, 2.

Burckhardt, C. (1895): Monographie der Kreideketten zwischen Klöntal, Sihl und Linth. Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF. 5.Liefg.

Cadisch, J. (1926): Der Bau der Schweizeralpen, räumlich dargestellt und kurz erläutert. Zürich, Leipzig, Berlin.

— (1934): Geologie der Schweizeralpen, I.Aufl. Basel, Wepf & Co.

— (1953): Geologie der Schweizeralpen, II.Aufl. Basel, Wepf & Co.

Carozzi, A. (1954): Le Jurassique supérieur récifal du Grand-Salève, essai de comparaison avec les récifs coralliens actuels. Eclogae geol. Helv., *47*, 2.

Debelmas, J. (1952): Les brèches du Trias supérieur dans le massif de Gaulent (au sud de Briançon près l'Argentière). Extrait Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, *XXX*.

Déverin, L. (1945): Etude pétrographique des minéraux de fer oolithiques du Dogger des Alpes suisses. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, 13.Liefg.

Epprecht, W.T. (1946): Die Eisen- und Manganerze des Gonzen. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Serie, 24.Liefg.

Escher, B.G. (1911): Über die prätriasische Faltung in den Westalpen mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Tödi (Bifertengrätli) mit einem Anhang über das Scheidnössli bei Erstfeld im Reusstal und das Carbon von Manno bei Lugano. Promotionsarbeit ETH.

Escher von der Linth, A. (1846): Gebirgskunde, in Heer, O. und Blumer, J.J.: Gemälde der Schweiz, Bd.VII: Der Kanton Glarus.

— (1834–1872): Tagebücher und Zeichnungen.

Escher von der Linth, H. C. (1809): Geognostische Beschreibung des Linthtales, Leonhards Taschenbuch, 3. Jahrg.

Fichter, H.J. (1934): Geologie der Bauen-Brisenkette und die zyclische Gliederung der Kreide und des Malms der helvetischen Decken. Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF. 69.Liefg.

Freuler, G. (1925): Geol. Untersuchungen in der Mürtschengruppe. Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF. 54.Liefg.

Gagnebin, E. (1945): Quelques problèmes de la tectonique d'écoulement en Suisse orientale. Bull. Lab. Géol. Lausanne, *80*.

Ganz, E. (1912): Stratigraphie der mittleren Kreide (Gargasien, Albien) der oberen helvetischen Decken in den nördlichen Schweizeralpen. N. Denkschr. Schweiz. Natf. Ges., *47*, 1.

Geologischer Führer der Schweiz, 1934. Fasc. II, Allgemeine Einführungen (Die helv. Region, S. 96–120 von P. Arbenz).

— Fasc. XII, Ostschweiz, Exkursionen Nrn.71–81.

Gerber, M. (1930): Beiträge zur Stratigraphie der Jura-Kreidegrenze in der Zentralschweiz. Eclogae geol. Helv., *23*, 2.

Glangeaud, L. (1944): Le rôle des failles, dans la structure du Jura externe. Bull. Soc. Hist. nat. du Doubs, *51*.

Gogarten, E. (1910): Über alpine Randseen und Erosionsterrassen, im besonderen des Linthtales. Justus Perthes, Gotha.

Goldschmid, K. (1924): Geologie der Morgenberghorn-Schwalmerngruppe bei Interlaken. Jb. phil. Fak.II, Univ. Bern, *4*.

— (1927): Morgenberg-Schwalmern-Gruppe bei Interlaken. Mitt. Natf. Ges. Bern.

Günzler-Seiffert, H. (1941): Persistente Brüche im Jura der Wildhorndecke des Berner Oberlandes. Eclogae geol.Helv., *34*, 2.

— (1946): Ein jungkimmerischer Querbruch in der östlichen Faulhorngruppe. Eclogae geol. Helv., *39*.

— (1952): Alte Brüche im Kreide-Tertiär-Anteil der Wildhorndecke zwischen Rhone und Rhein. Geol. Rdsch. *40*, 2.

Habicht, K. (1938): Zur Kenntnis der inneren subalpinen Molasse zwischen Toggenburg und Sitter. Eclogae geol. Helv., *31*.

Hantke, R. (1949): Geol. Untersuchungen im Silberngebiet. Unveröffentlichte Diplomarbeit Zürich.

— (1958): Die Gletscherstände des Reuss- und Linthsystems zur ausgehenden Würmeiszeit. Eclogae geol. Helv., *51*, 1.

Heermann, O. (1954): Erdölgeologische Grundlagen der Aufschlussarbeiten im ostbayrischen Molassebecken. Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol.-Ing., *21*, 60.

Heim, Albert (1878): Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel.

— (1884): Klönsee und Blegisee. Jb. Schweiz. Alpenclub, *19*.

— (1891): Bergsturz von Flims. Beitr. Geol. Karte Schweiz, 25.Liefg.

Heim, Albert (1895): Der diluviale Bergsturz von Glärnisch-Guppen. Vjschr. Natf. Ges. Zürich, *40*.
— (1895): Geol. Nachlese Nr. 5: A. Rothpletz in den Glarneralpen. Vjschr. Natf. Ges. Zürich, *40*.
— (1900): Nachschrift über das anstehende Gestein am Ostfuss des Glärnischs (in: Oberholzer, 1900).
— (1921): Geologie der Schweiz. Bd. II, Tauchnitz, Leipzig.

Heim, Arnold (1905): Zur Kenntnis der Glarner Überschiebungsdecken. Z. dtsch. geol. Ges., *57*.
— (1908): Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen. Abh. Schweiz. Pal. Ges., *35*.
— (1909): Über die Stratigraphie der autochthonen Kreide und des Eocäns am Kistenpass, verglichen mit der Facies der helvetischen Decken. Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF. 24. Liefg.
— (1916): Über Abwicklung und Facieszusammenhänge in den Decken der nördlichen Schweizeralpen. Vjschr. Natf. Ges., Zürich, *61*.
— (1910, 1913, 1916, 1917): Monographie der Churfirsten-Mattstock-Gruppe. Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF. 20. Liefg. (II, III, Atlas).
— (1921): Das helvetische Deckengebirge. In: Alb. Heim: Geologie der Schweiz. Bd. II, Tauchnitz, Leipzig.

Heim, Arn. und Baumberger, E. (1933): Jura und Unterkreide in den helvetischen Alpen beidseits des Rheins. Denkschr. Schweiz. Natf. Ges., *LXVIII*, 2.

Helbling, R. (1938): Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarneralpen. Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF. 76. Liefg. m. Atlas.
— (1948): Photogeologische Studien. Orell Füssli, Zürich.

Jeannet, A. (1920): Jurassique du Glärnisch. Eclogae geol. Helv., *16*.

Leupold, W. (1942): Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein. Eclogae geol. Helv., *35*.

Leupold, W., Tanner, H., Speck, J. (1942): Neue Geröllstudien in der Molasse. Eclogae geol. Helv., *35*, 2.

Lugeon, M. (1902): Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. Soc. Géol. France, 4e série, I.

Lugeon, M. et Gagnebin, E. (1941): Observations et vue nouvelles sur la géologie des préalpes Romandes. Mém. Soc. vaud. Sci. nat., 47, *7*, 1.

Luther, M. (1927): Die tektonischen und stratigraphischen Zusammenhänge östlich und westlich der Reuss zwischen Brunnen und Amsteg. Diss. Auszüge in: Jb. phil. Fak. II, Univ. Bern, *VII*.

Mayne, H. (1938): Die Grenzschichten von Jura und Kreide in der Titliskette. Eclogae geol. Helv., *31*, 1.

Meyer, H. (1922): Geol. Untersuchungen im Gebiet der Wageten und Riseten (Kt. Glarus). Dissertation Zürich.

Moesch, C. (1872): Der Jura in den Alpen der Ostschweiz. Promotionsschr. Zürich.

Niggli, E., Brückner, W. und Jäger, E. (1956): Über Vorkommen von Stilpnomelan und Alkali-Amphibol als Neubildungen der alpidischen Metamorphose in nordhelvetischen Sedimenten am Ostende des Aarmassivs (östliche Zentralschweiz). Eclogae geol. Helv., *49*, 2.

(Oberholzer, J. (1900): Monographie einiger prähistorischer Bergstürze in den Glarneralpen. Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF. 9. Liefg.
— (1908): Die Überfaltungsdecken auf der W-Seite des Linthtales. Eclogae geol. Helv., *10*, 4.
— (1914): Der Deckenbau der Glarneralpen östlich der Linth. Eclogae geol. Helv., *13*.
— (1919): Der tektonische Zusammenhang von Glärnisch-, Schilt- und Wiggisgruppe. Vjschr. Natf. Ges. Zürich, *64*.
— (1933): Geologie der Glarneralpen. Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF. 28. Liefg. m. Atlas.
— (1930–1938): Geologische Tagebücher 51–57 (Oktober 1930 bis November 1938). Abschr. Geol. Inst. Zürich.

Oberholzer, J. und Heim, Alb. (1934): Zu Otto Ampferers «Gleitformung der Glarneralpen» und «Flimser Bergsturz». Eclogae geol. Helv. *27*.

Ochsner, A. (1921): Geologie des Fluhbrig und der nördlich anschliessenden Flyschregion. Prom.-Arb. ETH Zürich.

Pavoni, N. (1957): Geologie der Zürcher Molasse zwischen Albiskamm und Pfannenstiel. Vierteljschr. Naturf. Ges. Zürich, *102*, 5.

Penck, A. und Brückner, E. (1901–1908): Die Alpen im Eiszeitalter, 3 Bde. Leipzig.

Pettijohn (1949): Sedimentary Rocks. Harper Broths. Publ., New York.

Du Riche Preller, S. (1915): Alpine, Lowland and Jura Lakes in Switzerland. Geol. Mag., Dec. *VI*, II.

Rod, E. (1937): Stratigraphie des Malm der Graustock-Hutstockgruppe. Stämpfli & Cie. Bern.

Rothpletz, A. (1897): Über den geologischen Bau des Glärnischs. Z. dtsch. geol. Ges., *XLIX*.
— (1898): Das geotektonische Problem der Glarner Alpen. Gustav Fischer, Jena.

Rothpletz, W. (1932): siehe Oberholzer, J. (1933): S. 328.

Scheuchzer, J. J. (1716): Natur-Historie des Schweitzerlandes. Bodmerische Truckerey, Zürich.

Schindler, C. (1953): Geologische Untersuchungen am Vorderglärnisch. Unveröffentlichte Diplomarbeit an der ETH, Zürich.

Schumacher, von, P. (1928): Der geologische Bau der Claridenkette. Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF. 50. Liefg. V.

Schwartz, Ch. (1945): Les nappes des Préalpes médianes et de la Simme dans la région de la Hochmatt. Mém. Soc. Fribourg. sc. nat., *12*.

Sitter, de, L. U. (1939): The principle of concentric folding and the dependence of tectonical structure on original sedimentary structure. Proc. Kon. nkl. Nederl. Akad. Wetensch., vol. *42*, 5.

— (1954): Gravitational Gliding Tectonics; an Essay in Comparative Structural Geology. Amer. J. Sci., *252*.

— (1957): Structural Geology. Mc Graw-Hill, New York.

Speck, J. (1953): Geröllstudien in der subalpinen Molasse am Zugersee. E. Kalt-Zehnder, Zug.

Sonder, R. A. (1946): Meerestiefen und lithologische Facies. Eclogae geol. Helv., *39*.

Stähli, J., Thürer, H. und Freuler, K. (1950): Glarner Heimatbuch. Verl. Lehrmittelkomm., Glarus.

Staub, R. (1917): Über Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizer Alpen. Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF. 46. Liefg.

— (1919): Über das Längsprofil Graubündens. Vjschr. Natf. Ges. Zürich, *64*.

— (1924): Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese. Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF. 52. Liefg.

— (1928): Der Bewegungsmechanismus der Erde. Bornträger, Berlin.

— (1934): Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. Denkschr. Schweiz. Natf. Ges., *69*, 1.

— (1934): In: Geol. Führer der Schweiz, Fasc. II und IV: Übersicht über die Geologie Graubündens; Fahrt Zürich–Chur–Chiavenna. Wepf & Co., Basel.

— (1938): Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden. Eclogae geol. Helv., *31*.

— (1939): Altes und Neues vom Flimser Bergsturz.
Verh. Schweiz. Naturf. Ges., Bern.

— (1952): Der Pass von Maloja. Jber. Natf. Ges. Graubündens.

— (1954): Der Bau der Glarneralpen. Tschudi & Co., Glarus.

Staub, W. (1911): Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. *32*, mit Spezialkarte.

Streiff-Becker, R. (1932): Aus der Gletscherwelt. Vjschr. Natf. Ges. Zürich, *77*.

— (1953): Die Triasgesteine im Bergsturz Glärnisch-Gleiter. Eclogae geol. Helv., *46*, 2.

Studer, B. (1853): Geologie der Schweiz, 2. Bd., pp. 186–188.

Swerinzew, L. (1896): Zur Entstehung der Alpenseen. Zürich und St. Petersburg.

Tolwinski, Kl. (1910): Die Grauen Hörner. Vjschr. Natf. Ges. Zürich, 55.

Trümpy, R. (1944): Geol.-photogrammetr. Untersuchungen in der südlichen Hausstockgruppe. Unveröffentl. Diplomarbeit ETH, und: Zur Tektonik der südlichen Hausstockgruppe. Eclogae geol. Helv., *37*, 2.

— (1947): Ein Kristallinvorkommen an der Basis der Mürtschendecke oberhalb Luchsingen (Kt. Glarus). Eclogae geol. Helv., *40*.

— (1949): Der Lias der Glarner Alpen. Denkschr. Schweiz. Natf. Ges. *LXXIX*, 1.

(1952): Der Nordrand der liasischen Tethys in den Schweizer Alpen. Geol. Rdsch., *40*, 2.

— (1955): Wechselbeziehungen zwischen Paleogeographie und Deckenbau. Vjschr. Natf. Ges. Zürich, *C*.

— (1957): Quelques problèmes de paléogéographie alpine. Bull. Soc. géol. de France, 6e Série, t. *7*.

Tschudi, J. Z. (1714): Beschreibung des Lobl. Orths und Lands Glarus. Chronik. Im Verlag Joh. Heinr. Lindinners, Zürich.

Tschudi, N. (1869): Die Bergstürze am vordern Glärnisch in den Jahren 1593 und 1594. Jb. hist. Ver. Kt. Glarus, Heft V.

Widmer, H. (1949): Zur Geologie der Tödigruppe. Diss. Zürich.

Wolburg, J. (1953): Schwellen und Becken im Emsland-Tektogen mit einem paläogeographischen Abriss von Wealden und Unterkreide. Beil. Geol. Jb., Heft *13*. (Amt für Bodenforschung, Hannover.)

Wyssling, L. (1950): Zur Geologie der Vorabgruppe. Diss. Zürich.

Zweifel, N. und Bögli, A. (1956): Aus der Tätigkeit der schweiz. geomorphol. Ges. 1955/56. Geographica helvetica, Heft *4*.

Geologische Karten (chronologisch)

Baltzer, A., 1873: Geologische Karte des Glärnischs, 1 : 50 000, in: Der Glärnisch, ein Problem alpinen Gebirgsbaues.

Escher von der Linth, A., Gutzwiller, A., Moesch, C., Kaufmann, F., 1875: Blatt IX des Dufouratlas der Schweiz 1 : 100 000, geologisch.

Heim, Alb., 1878: Profile im «Mechanismus der Gebirgsbildung».

Heim, Alb., Escher von der Linth, A., Theobald, G., v. Fritsch, K., 1885: Bl. XIV des Dufouratlas' der Schweiz, 1 : 100 000, geologisch.

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

Oberholzer, J., 1900: Karte der Bergstürze bei Glarus, Schwanden und Näfels, 1 : 20 000, in: Prähistorische Bergstürze in den Glarner Alpen.

Oberholzer, J. und Heim, Alb., 1910: Geologische Karte der Glarneralpen, 1 : 50 000. Spezialkarte Nr. 50, herausgegeben von der Schweiz. geolog. Kommission.

Staub, R., 1924: Tektonische Karte der Alpen, 1 : 1 000 000, in: Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, N.F., 52. Liefg.

Oberholzer, J. (1933): Profile und tektonische Karte im Tafelband zu: Geologie der Glarneralpen, Beiträge z. geol. Karte der Schweiz, N. F., 28. Lieferung.

Helbling, R., 1938: Tektonische Karte in: St. Galler Oberland und Glarneralpen (zudem mit Aufrissen und unveröffentlichter Karte 1 : 10 000 des Glärnischgebietes), Beiträge z. geol. Karte der Schweiz, N. F., 76. Liefg.

Aufnahmen im Glärnischgebiet durch:

Boesch, Brückner, W., Fichter, Kleiber, Rothpletz A.

Oberholzer, J. (1942): Geologische Karte des Kt. Glarus, 1:50 000, Spezialkarte 117.

Staub, R. (1954): Tektonische Karte in: Der Bau der Glarneralpen, Verlag Tschudi, Glarus.

Einleitung

I. Geographisches und Historisches

Weithin sichtbar türmt sich das Glärnischmassiv im Herzen des Glarnerlandes auf und bildet mit seinen leuchtenden Firnfeldern und jähen, dunklen Wänden eine der markantesten und schönsten Gestalten der östlichen Schweizeralpen. Unvermittelt stellt sich die wuchtige Pyramide des Vorderglärnisch in den Winkel zwischen den breiten Tälern von Linth und Klön, als mächtiger Eckpfeiler der imposanten Flucht der ca. 2000 m hohen N-Wand und der gestuften SE-Flanke. Auf dem Rücken des gewaltigen Keiles, dessen Spitze bis nahe an die Landeshauptstadt vorgetrieben ist, liegt eine weite, flache Mulde, welche durch das Rossmattertal schief abgeschnitten und ins Klöntal entwässert wird. Die steil aufgerichteten Platten des zackigen Rüchigrates trennen dieses Einzugsgebiet vom lieblichen Bösbächital, welches die Südgrenze des Untersuchungsgebietes bildete. Obwohl die Gipfel nicht einmal die 3000-m-Grenze erreichen, fällt für den Menschen nur wenig Nutzen ab, da eine unbändige, trotzige Wildheit und Gewalt das ganze Massiv beherrscht. Jahr für Jahr brechen Lawinen, Rüfen und Steinschlag nieder, während stumme Zeugen vernichtender Katastrophen in den Tälern ringsum liegen geblieben sind. Trotzdem lässt gerade die Unbezähmbarkeit den Glärnisch jedem Menschen mit offenen Augen zu einem Erlebnis werden, das immer grossartiger wird, je besser man den Berg abseits der grossen Wege kennen lernt.

Ausserordentlich früh drängte sich die sagenumwobene, dunkle Gestalt des Berges in das Bewusstsein der Talbewohner und erhielt einen Namen. Der «Glarunais» der einst romanisch sprechenden Bevölkerung wird schon seit 1274 als «Glaroniscus mons» in Urkunden erwähnt (Heer, Gemälde der Schweiz, S. 262; R. Staub, 1954, S. 83).

Eine ungemein reizvolle Aufgabe läge darin, die Erforschungsgeschichte des Glärnisch in den grossen Rahmen der Geschichte der Glarner Geologie zu stellen, doch sei hierfür auf die ausführlichen Darstellungen von J. Oberholzer (1933), R. Helbling (1938) und R. Staub (1954) hingewiesen. Hier sei nur eine gedrängte Darstellung gegeben, welche durch Ausführungen im Zusammenhang mit den einzelnen Problemen ergänzt werden wird.

Die geologische Forschung setzt mit Hans Conrad und Arn. Escher von der Linth ein, deren frühe Schau der grossen Zusammenhänge neuerdings von R. Staub eingehend gewürdigt wurde. Daneben aber berühren auch Publikationen von B. Studer, J. Bachmann und C. Moesch den Glärnisch. Eine umfassende Zusammenstellung der ältesten Arbeiten findet sich bei Baltzer (1873, S. 92 ff.). Dieser Forscher kartierte erstmals den Glärnisch und erkannte Schichtwiederholungen, deren Deutung allerdings durch die noch mangelhaften stratigraphischen Unterlagen verfälscht wurde. Im Banne der Doppelfaltentheorie von Alb. Heim wurden vorerst weite, komplexe Faltungssysteme mit Verkehrtschenkeln konstruiert, wobei die gewaltige, facielle Differenzierung der Stockwerke allerdings höchst sonderbare Bilder erscheinen liess. Vorerst war noch unsicher, wo Umbiegungen zu finden seien, doch wurden solche später unter Mitwirkung von Alb. Heim im N erkannt (1895*a*, 1900).

Ein erbitterter Kampf folgte auf das Auftreten des kühnen Einzelgängers A. Rothpletz, welcher 1897 und 1898 eine neue Karte und Beschreibung des Glärnisch veröffentlichte, wobei ihm eine inzwischen verbesserte Stratigraphie zur Verfügung stand. Der Glärnisch wurde dabei erstmals in Schubmassen zerlegt, welche der heutigen Gliederung weitgehend entsprechen. Als Zeitgenosse schreibt z. B. Oberholzer 1900, S. 8:

«In jüngster Zeit hat jedoch Rothpletz diese Auffassung des Glärnisch als ein System eng zusammengepresster, nördlich überliegender Falten angegriffen und die Behauptung aufgestellt, der Glärnisch bestehe aus vier Gebirgsplatten, welche auf vier grossen, das ganze Gebirge durchschneidenden und mit ca. 20° nach W oder NW sich neigenden Überschiebungsflächen aufeinander geschoben seien.»

Seine Ablehnung liegender Falten mit Verkehrtschenkeln, besonders aber die Annahme gewaltiger Grabenbrüche im Linth-, Klön- und Walenseetal (1898) mussten auf schärfsten Widerspruch der Schule von ALB. HEIM stossen, muten heute aber oft überraschend modern an. Hatte BALTZER noch 1873 keine Faciesunterschiede erkannt und die gewaltigen Mächtigkeitsdifferenzen durch tektonische Zerquetschung gedeutet, so war ROTHPLETZ der heutigen Auffassung schon viel näher, wenn er auch fälschlicherweise eine Vertiefung des Sedimentationsraumes gegen N annahm (1898). Schon im Jahre 1884 war von BERTRAND die Hypothese einer einzigen, gewaltigen Überschiebung der Glarner Deckenmassen aus dem S aufgestellt worden, doch die Doppelfaltentheorie ALB. HEIMS liess ihr wenig Beachtung zukommen. Als dritte Lösung wollte ROTHPLETZ die faciell unterscheidbaren Pakete aus verschiedenen Schubrichtungen beziehen. Es sei aber betont, dass die Deckengrenzen im Glärnischgebiet von ROTHPLETZ grösstenteils richtig erkannt wurden, wenn auch die Parallelisation mit den Nachbargebieten z. T. falsch war.

Unbefriedigend wie bei allen bisherigen Deutungen blieb die Deutung der faciellen Unterschiede wie auch die Frage der Schubrichtungen. So schrieb z. B. ALB. HEIM in einem Nachtrag zu OBERHOLZERS Werk 1900:

«Wie der Zusammenhang nördlich und südlich der Guppenrunse steht, wie Glärnisch und Schilt zu einander und zur Glarnerdoppelfalte im einzelnen sich verhalten etc., das alles erscheint mir umso dunkler, je mehr ich die thatsächlichen Verwicklungen dieser Gebiete studiere.»

Erst der Durchbruch der SCHARDTschen Deckentheorie (LUGEON 1902) brachte eine überraschende und überzeugende Lösung, welche allerdings schon in älteren Arbeiten weitgehend angedeutet worden war (ARN. ESCHER, THEOBALD, BERTRAND). Das Glärnischgebiet wurde in das nun für die Schweizeralpen geschaffene allgemeine Deckenschema eingeordnet: über basalem Flysch folgten Glarner-, Mürtschen- und Axen-Decke sowie ein Teil von deren oberen Zweigdecken, wobei jede dieser Decken eine besondere Facies führte. Sie sollten bis ins Wurzelgebiet jenseits des Grenzkammes gegen Graubünden verfolgbar sein und ihre Entstehung einem gemeinsamen Schub aus S–SE verdanken. (ARN. HEIM 1905, 1916, 1921; OBERHOLZER 1908, 1914, 1919). In die bewegte Zeit der Widersprüche zwischen der Auffassung von ROTHPLETZ, der Doppelfaltentheorie und der Deckentheorie fallen heftige Auseinandersetzungen, welche bis zu scharfen Polemiken ausarteten (ALB. HEIM 1895*a*, 1900 in OBERHOLZER; ROTHPLETZ 1898).

Unter dem Ansporn dieses Streites wurde in der Glärnischbasis die Schichtreihe von Trias bis Eocän allmählich erkannt, zugleich wurden die Schuttmassen im Linth- und Klöntal eingehend bearbeitet. BALTZER und ROTHPLETZ hatten diese noch als teilweise anstehend bezeichnet, während ALB. HEIM (1895*a*) und J. OBERHOLZER (1900) die Einzugsgebiete von mehreren grossen, meist diluvialen Stürzen erkannten, welche z. T. von Moräne bedeckt sind. Erst neuerdings (STREIFF-BECKER 1953, R. STAUB 1954, S. 165) wurde jene Deutung für den Hochwaldsturz wieder angezweifelt.

In der fünften kartographischen Darstellung der Geologie des Glärnisch (J. OBERHOLZER und ALB. HEIM, 1910, 1:50 000) erschien deshalb die grosse Gliederung gesichert, wenn auch im Detail noch viel zu korrigieren übrigblieb.

1920 veröffentlichte A. JEANNET Studien über den Jura des Glärnisch, denen 1935 in einer Zürcher Dissertation eine eingehende Studie des Fossilhorizontes von Guppen durch W. BIRCHER folgte. Als Vergleich zum Mürtschenstock führte G. FREULER 1925 einige Profile vom Vorderglärnisch auf. Inzwischen hatte sich J. OBERHOLZER mit grösster Gewissenhaftigkeit und Ausdauer der Erforschung des gesamten Glarnerlandes gewidmet und veröffentlichte 1933 die «Geologie der Glarneralpen», während seine prachtvolle Karte 1:50 000, die Krönung seines Lebenswerkes, erst 1942, nach dem Tode ihres Autors, erschien. (Siebente Kartierung.) Sein Werk bildet auch heute noch die umfassendste und weitestgespannte Beschreibung dieser Gegend und die Grundlage für weitere Forschungen.

Hatte vorerst noch die Annahme von drei grossen Decken mit Mittelschenkeln die Vorstellung der meisten Bearbeiter beherrscht, so veränderte sich das Bild allmählich zugunsten einer gewaltigen, steifen Verrucano-Stammdecke im E, deren Stirn am Schilt zurückgeblieben war und deren Rücken nur wenig in sich verschuppt sein sollte. Die darüber liegenden Sedimente wurden grösstenteils abgelöst und in verschiedenen Schubmassen und Schollen nordwärts verfrachtet. Diese Entwicklung hatte sich schon früh angekündigt (BOUSSAC 1912, ARBENZ 1912 und im geologischen Führer 1934, R. STAUB 1924, J. CADISCH 1926 und 1934, J. OBERHOLZER 1933) und fand 1938 ihren schönsten, wenn zu einem Teil vielleicht auch

etwas überspitzten Ausdruck in HELBLINGS Arbeit. Der Glärnisch erlebte hier, nun auf photogeologischem Wege, die sechste Kartierung durch BOESCH, KLEIBER, FICHTER, W. ROTHPLETZ und W. BRÜCKNER. Die unter HELBLINGS Ägide ausgeführte Karte 1:10 000 blieb leider unveröffentlicht, dagegen wurde der Glärnischbau in drei Aufrissen dargestellt, wobei besonders im Gebiet der N-Wand grosse Fortschritte gegenüber OBERHOLZER erzielt wurden.

Seither erschienen die stratigraphisch-tektonischen Beschreibungen der Trias (R. BRUNNSCHWEILER 1948) und des Lias (R. TRÜMPY 1949) der Glarneralpen. Bei ähnlicher Gesamtkonzeption wie HELBLING spaltete BRUNNSCHWEILER die Mürtschen-Decke an der Guppenruns auf, wie dies ähnlich auch in der grossen Schau von R. STAUBS «Bau der Glarneralpen» 1954 der Fall ist. Letzterer beleuchtete die bisherigen tektonischen Grenzen im Glärnischgebiet nochmals kritisch und gelangte zu einer anderen Verkoppelung mit den Nachbargebieten. Hatte schon früher die Verbindung beider Talseiten des Linth- und Klöntales Schwierigkeiten bereitet, so schälte R. STAUB die Differenzen heraus und schloss neben einem neuen, tektonischen Schema auch auf eine mächtige Störungszone im Linthtal im Rahmen eines gewaltigen Ringens zwischen den Einflüssen zweier Gebirgsbogen. Auf die Gegenüberstellung der Auffassungen und auf viele Einzelprobleme wird im Laufe dieser Arbeit eingegangen.

II. Problemstellung und Übersicht

Zur näheren Diskussion der tektonischen Probleme fehlte immer noch eine breitere stratigraphische Grundlage und eine Kartierung in grossem Maßstabe. Die Stratigraphie und Lithologie musste zwecks Faciesvergleichen möglichst gut erfasst werden. Wenn eine abermalige, achte Kartierung erfolgen musste, so lag das einerseits an der schlechten Zugänglichkeit und an den verwickelten tektonischen Verhältnissen, anderseits aber auch am Erscheinen neuer, verfeinerter Karten auf photogrammetrischer Grundlage, welche erfolgreichere Detailaufnahmen an vielen Stellen überhaupt erst möglich machten. Im Gegensatz zur unveröffentlichten Karte von HELBLING, welche nur als überschlagsmässige Darstellung zu verstehen ist, wurde nun anhand einer verfeinerten Stratigraphie auf weitere Einzelheiten eingegangen. So wurden über 2500 Fallmessungen an Schichten und Klüften ausgeführt, daneben auch viele Fältelungsachsen und auch Striemungen auf Rutschharnischen vermessen. Die Entdeckung von persistenten Brüchen wie auch von Unregelmässigkeiten in der Sedimentation eröffneten ein neues, weites Arbeitsfeld und zwangen zur Aufnahme von mehreren 1000 m lithologischer Detailprofile. Obwohl Fossilhorizonte mit reicher Fauna anzutreffen sind, so sind sie doch in der mächtigen Schichtreihe nur spärlich eingestreut und fehlen zudem gerade in den schwer verständlichen, reduzierten Profilen schwellennaher Facies grösstenteils. Es wurde deshalb das Hauptgewicht auf die zyklische Gliederung der Schichtreihe gelegt. Die Fossilhorizonte sollten im Zusammenhang mit regional-stratigraphischen Untersuchungen neu ausgebeutet und die bei ROTHPLETZ (1898) und OBERHOLZER (1933) aufgeführten Fossillisten revidiert werden. Bei der tektonischen Zielsetzung dieser Arbeit haben wir bewusst paläontologische Studien hintangesetzt.

Einzigartig ist wohl die Erscheinung, dass in einem einzigen, scheinbar so geschlossenen Bergmassiv fünf tektonische Einheiten übereinander getürmt sind, prachtvoll aufgeschlossen entlang den gewaltigen Kerben des Linth- und Klöntals und zudem bei starkem Axialgefälle in eindeutiger Beziehung zum Hangenden wie zum Liegenden. Es liess sich deshalb der Versuch wagen, mit Hilfe von Vergleichsprofilen einen Querschnitt der Facies von der mittleren Axen-Decke bzw. Bächistock-Decke bis zur Cavorgia-Schuppe (siehe S. 52) zu erstellen. Viel schwieriger ist dagegen der Vergleich mit benachbarten Gebieten im Streichen, welche wegen der verwickelten Tektonik unsicher bleiben müssen. Wie ARN. HEIM schon 1916 bemerkte, sind die Schichtpakete im Glärnischgebiet nur selten zerquetscht, so dass wir bei Berücksichtigung von kleinen Detailstörungen recht zuverlässige Werte für die Mächtigkeit erhalten können.

Der ausführlichste Teil der Arbeit gilt vorerst den stratigraphischen und tektonischen Details, worauf im folgenden theoretischen Teil versucht wird, auf dieser Basis und auf Grund der Literatur einen grösseren Rahmen zu finden. Beim gewaltigen Reichtum an Publikationen, welche mehr oder weniger direkt den Glärnisch berühren, ist eine starke Einschränkung in bezug auf Vergleiche mit früheren Ergebnissen not-

wendig. Es sei aber betont, dass ohne die gewaltige Arbeit meiner Vorgänger die neuen, verfeinerten Untersuchungen undenkbar wären.

An topographischen Karten liegen heute neben älteren Darstellungen im Maßstab 1:50 000 und 1:100 000 auch die neue Landeskarte 1:50 000, W. BLUMERS Karte des Glärnischgebietes 1:25 000 und der Übersichtsplan des Kantons Glarus 1:10 000 vor[1]). Die Blätter des letzteren aus dem Glärnischgebiet sind allerdings bereits vergriffen (Blatt 9, 10, 12 und 13). Leider ist die Schreibweise der Namen oft verschieden, inkonsequent oder gar vollkommen abweichend. Als Basis wird hier stets der Übersichtsplan verwendet, wobei in Klammern die anderen Bezeichnungen aufgeführt sein können: LK = Landeskarte der Schweiz, B = BLUMERS Karte.

Fast alle hier aufgeführten Lokalnamen sind auch auf der Karte von BLUMER aufzufinden, welche im Buchhandel erhältlich ist.

Als kurze Übersicht seien die tektonischen Elemente zusammengestellt, wobei von unten nach oben fortgeschritten wird und die lokalen Namen mit den Bezeichnungen anderer Autoren (am Glärnisch!) verglichen werden:

1. **Flysch an der Basis des Glärnischmassivs.** Gegend von Luchsingen.

2 *a*. **Nidfurner Serie.** Basales Band mit Trias bis Eocän, welches zwischen zwei Bänken von «Lochseitenkalk» eingeschlossen ist. Luchsingertobel bis Hänge westlich Schwanden.

Glarner Decke von OBERHOLZER Saasberg-Schuppen von HELBLING, Schilt-Scholle von STAUB.

2 *b*. **Stöckli-Serie** (Stöckli westlich Glarus). Basales Band mit Malm bis Eocän in analoger Stellung wie die Nidfurner Serie. Hänge westlich Mitlödi und Glarus.

Stöckli-Serie und Nidfurner Serie werden im Laufe dieser Arbeit gleichgestellt und mit der Schilt-Scholle verbunden.

Glarner Decke von OBERHOLZER, Saasberg-Schuppen von HELBLING, Griesstock-Decke (?) von STAUB.

3 *a*. **Dohlen-Serie** (Dohlen ob Leuggelbach). Karbon (?) bis Malm, grosse Masse von Verrucano. Luchsingertobel bis Guppenruns westlich Mitlödi.

Mürtschen-Decke von OBERHOLZER, HELBLING und STAUB, Gufelstock-Scholle von BRUNNSCHWEILER.

3 *b*. **Forrenstock-Serie** (Forrenstock südwestlich Glarus). Trias bis Öhrlikalk. Guppenruns, Mittelbau des Vorderglärnischs, östliches Ende des Klöntalersees. Dohlen-Serie und Forrenstock-Serie werden im Laufe dieser Arbeit gleichgestellt und mit der Mürtschen-Decke verbunden.

Mürtschen-Decke von OBERHOLZER und HELBLING, Frohnalp-Scholle von BRUNNSCHWEILER, Gufelstock-Scholle von STAUB.

4. **Bruchegg-Schuppe** (Bruchegg in der NE-Flanke des Vorderglärnischs). Schuppenreihe zwischen Axen-Decke und Forrenstock-Serie. Besteht vorwiegend aus Trias. Neu.

5 *a*. **Liaszone der Axen-Decke.** Gegend von Oberblegi-Guppen, in drei Hauptteile aufgelöst:

Frontal Geisser-Schuppe (Geisser bei Guppen Oberstafel), ferner Schuppe von Bränd (ob Luchsingen),

anschliessend die zerbrochene Oberblegi-Falte (Oberblegialp). Im Kern des Bösfaulen-Gewölbes die Kneugrat-Falte (Kneugrat nördlich Braunwald).

Zusammen = Lias der Axen-Decke und untere Braunwaldner-Zwischendecke von OBERHOLZER.

Lias-Decke von HELBLING, Lias der Axen-Decke von R. TRÜMPY, Trias-Lias-Stockwerk von R. STAUB.

---

[1]) Das Blatt 1153: Klöntal der Landeskarte 1:25 000 ist während des Druckes erschienen. Die Höhenkoten stimmen mit jenen der früheren Karten ungefähr überein; dagegen weicht die Schreibweise der Namen häufig ab. Krasse Unterschiede sind im Text nachgetragen worden (K = Blatt Klöntal 1:25 000).

5 *b*. **Hauptmasse der Axen-Decke:** Kreide + Malm + Dogger. Grosse Teile des obern Stockwerkes des Glärnischs.

= Axen-Decke von OBERHOLZER, Malm-Dogger-Decke mit nicht abgeschertem Kreideanteil von HELBLING, nach R. STAUB interne Fortsetzung der Mürtschen-Scholle (Mürtschen-Axen-Decke aufgeteilt in Mürtschen- und Gonzen-Deyen-Scholle).

6. **Bächistock-Teildecke.** Gipfelpartie zwischen Bächistock, Hochtor und hinterem Glärnisch, von einer Schuppenzone unterlagert.

= Radstock-Schuppen (nach dem Radstock nördlich der Zeinenfurkel).

7. **Silbern-Decke** (kleine Klippen auf dem Grossen und Kleinen Feuerberg). Es ist unsicher, ob diese der oberen oder der untern Silbern-Decke von ARN. HEIM und OBERHOLZER zugehörig sind.

Ferner werden erwähnt:

Krähberg. Malmbuckel nordöstlich Netstal.

Herkunft umstritten: nach OBERHOLZER Griesstock-Decke oder Glarner Decke, nach HELBLING Griesstock-Decke, nach STAUB evtl. autochthones Fenster; nach mündlicher Mitteilung von TRÜMPY als eingewickelter Teil der Mürtschen-Decke aufgefasst (zeitweise auch von STAUB).

Grundkopf. Malmbuckel am SE-Fuss des Wiggis.

Nach OBERHOLZER Glarner Decke oder Elggis-Scholle, nach HELBLING Griesstock-Decke, nach STAUB evtl. autochthones Fenster.

Elggis-Scholle. (Malm bis Eocän in verkehrter Lagerung, nordöstlich Netstal, faciell zwischen Mürtschen-Scholle und Schilt-Scholle stehend.)

Verkehrtschenkel der Mürtschen-Decke von OBERHOLZER, Elggis-Scholle von HELBLING, Gufelstock-Scholle oder Griesstock-Decke von R. STAUB.

Wageten. (Langgestreckter Span am Alpenrand mit Quintnerkalk bis Tertiär; die erwähnten Profile stammen aus dem westlichsten Anteil.)

Griesstock-Decke nach allen neueren Autoren ausser H. MEYER (1922), welcher sie der Mürtschen-Decke zuschlug.

Vorab-Decke. (Malm-Kreideplatte im Gebiet des Vorabs und Flimsersteins, bricht an der Panixer Querfalte nach W ab.)

Vorab-Decke aller neueren Autoren, wobei sie von OBERHOLZER als parautochthon, von R. STAUB als höchstes Glied des Calanda-Systems bezeichnet wird. Es werden nur Profile aus dem westlichsten Abschnitt besprochen.

Cavorgia-Schuppe. Südlich des Grenzkammes nach Graubünden, vollständige Schichtreihe, aber kleine Ausdehnung.

Teil des Autochthons nach OBERHOLZER, nach R. STAUB zum parahelvetischen Calanda-System gehörig. Ausscheidung und Benennung durch R. TRÜMPY (1944), von WYSSLING (1950) später übernommen. Südlich anschliessend Tgietschen-Schuppe in ähnlicher Stellung. Diese Elemente sind von geringer Ausdehnung; wir werden sie nur im Zusammenhange mit der Kreidefacies besprechen, da daraus Detailprofile vorliegen.

Soweit möglich sind die Profilpunkte in einem ursprünglichen Querprofil angeordnet, um die Einflüsse von Faciesverschiebungen im Streichen auszuschalten. Es ist z. B. bei der Wageten möglich, dass die Profile am E-Ende von den besprochenen im W bereits stark abweichen.

Scharf unterschieden wird zwischen tektonischer Einheit und der oft damit vermengten Zusammenfassung von Gebieten ähnlicher Facies. Hier wie auch bei der Bezeichnung von Schichten gibt es eine grosse Zahl altehrwürdiger Namen, welche leider oft unscharf oder verwirrend sind.

Stratigraphie

I. «Karbon»

Im steilen Wald von Bränd ob Luchsingen (Koordinaten 721.23/203.43) fielen mir kleine, schlechte Aufschlüsse eines tektonisch intensiv gestörten Schichtkomplexes auf, den OBERHOLZER in seinen Tagebüchern als Verknetung von Opalinustonen mit Verrucano beschrieb (53/79). Bei ca. 20 m aufgeschlossener Gesamtmächtigkeit enthält er einen intensiven Wechsel von feinschichtigen Quarziten, kohligen Tonschiefern, effusiven und tuffogenen Partien und verrucanoartigen Lagen. Charakteristisch sind feinkörnige, plattige, apfelgrüne Quarzite mit Schmitzen und Lagen kohliger Substanz, ferner schwarze, glatte, oft rostig anlaufende Tonschiefer und ein warwenähnlicher Wechsel von hellen, sandigen mit dunkeln, kohligen Lagen. Konglomerate scheinen zu fehlen, wenn man von auffälligen, bis kokosnussgrossen Knollen eines schwarzen, kieslig-kalkigen, dichten Gesteins absieht, welche aber stets in feinkörnigen Sedimenten auftreten und deshalb am ehesten als Konkretionen zu deuten sind. Karbonat tritt in verschiedenen Lagen auf und bewirkt gerne ockergelbe Anwitterung. Im oberen Teil sind sernifitähnliche Lagen eingeschaltet, so finden wir z. B. ebenflächige, kalkfreie, violettrote Tonschiefer mit grünlichen, körnigen Lagen (tuffogen?) und eine ähnlich gefärbte, gröbere Varietät mit grossen Körnern von Quarz und rot oder weiss anwitterndem Feldspat. Der Wechsel mit karbonartigen Lagen ist eindeutig stratigraphisch. Nicht auf Horizonte beschränkt und vermutlich intrusiv sind Einschaltungen von rötlichen bis hellgrünen Quarzporphyren mit Einsprenglingen von Quarz und Feldspat (neben rötlichem Orthoklas reichlich weisser bis grünlicher Andesin bis Albit). Sie entsprechen im mikroskopischen Bilde den höherliegenden Quarzporphyren des Verrucano und stehen mit jenen Gesteinen wohl in nahem Zusammenhang.

Ähnliche Gesteine (besonders dunkle Schiefer) sind aus dem Kärpfgebiet wie auch aus dem heute südlicher liegenden Verrucano schon seit langem bekannt (ARN. ESCHER, ROTHPLETZ, ALB. HEIM, AMPFERER, R. STAUB, R. TRÜMPY, AMSTUTZ; Zusammenfassungen in OBERHOLZER 1933 und WYSSLING 1950), wobei WYSSLING von einer Karbonfacies spricht, welche an der Basis des eigentlichen Verrucanos auftrete. Pflanzliche Fossilien sind ausser einigen Calamiten (AMSTUTZ 1948) nicht gefunden worden. Die fossilreiche *Bifertengrätli-Serie* am Tödi (von ROTHPLETZ entdeckt, von ESCHER 1911 und WIDMER 1949 eingehend beschrieben) unterscheidet sich lithologisch sehr deutlich (Konglomerate und Arkosen gut vertreten, Karbonate selten), während die nächstjüngere *Grünhorn-Serie* WIDMERS im oberen Teil viel mehr Ähnlichkeiten aufweist. So schreibt WIDMER (S. 20): «..., dass durchwegs im unteren Teil (der Grünhorn-Serie) grobklastische Sedimente vorherrschen, dieweil im oberen Teil Quarzite, Quarzit- und Chloritschiefer sich mehren. Der Karbonatgehalt nimmt im allgemeinen gegen oben zu.» Nach mündlicher Mitteilung von R. TRÜMPY anlässlich einer gemeinsamen Begehung sollen die Schichten dem *Ilanzer Verrucano* ähnlich sein, wie auch wegen des Wechsels von «Karbonfacies» mit «Verrucanofacies» eine Zwischenstellung zwischen beiden Gruppen anzunehmen ist [1]).

Abschliessend kann gesagt werden, dass die fossilleere Folge entsprechend den heutigen Kenntnissen nicht eindeutig eingeordnet werden kann, dass aber kohlige Einlagerungen, rhythmische Feinschichtung usw. im oxydierenden Klima des typischen Verrucanos kaum entstanden sein könnten, so dass eine Zuordnung zum Karbon anzunehmen ist (vermutlich im obersten Teil).

Das von R. TRÜMPY 1947 entdeckte Kristallin der Mürtschen-Scholle wurde auch auf der Südseite des Luchsingertobels gefunden, scheint aber weiter nördlich nicht mehr aufzutreten.

---

[1]) Entgegen WYSSLINGS Vergleich mit dem Sernifit der nördlichen Glarner Alpen soll der Ilanzer Verrucano nach R. TRÜMPYS Auffassung an der Basis der gesamten Gruppe liegen.

II. Verrucano

(von A. Escher 1834 am Glärnisch erstmals erwähnt)

Über dem «Karbon» und unter sicherer Trias schaltet sich der mächtige, noch immer schlecht untergliederte Komplex des Verrucanos ein; diese Folge von oft prächtig gefärbten, klastischen Gesteinen, Eruptiva und Tuffen zeigt entsprechend ihrer spätorogenen Entstehung intensive Wechsel, Aufarbeitungen und Erosionen innerhalb der Schichtreihe, welche oft schon in kleinen Blöcken beobachtet werden können. Der Begriff Verrucano umfasst diese ganze Folge fossilleerer Gesteine, während der Begriff des «Sernifites» (Oswald Heer 1864) rein faciell für die meist weinroten Konglomerate, Sandsteine und Tonschiefer angewendet wird. Neben den Ausführungen Oberholzers 1933 sei besonders auf den Versuch Wyssligs (1950) zur lithologischen Gliederung und Abwicklung des Verrucanos der südlichen Glarner Alpen hingewiesen. Wenn eine Gliederung des Glärnisch-Verrucanos in groben Zügen auch möglich ist, so bleibt die endgültige Bearbeitung und die Sicherstellung der Zusammenhänge einer umfassenden Arbeit vorbehalten.

Unser Komplex wird gegen SE durch den niedersteigenden Dohlenbruch (siehe S. 20) abgeschnitten, der sich bei Bränd mit der unteren Scherfläche vereinigt. Diese steigt treppenartig unter viel kleinerem Winkel die Schichtreihe empor und scheint die Triasgrenze wenig nördlich der Guppensynklinale zu erreichen. Der Verrucano lässt sich folgendermassen gliedern:

oben — Melsersandstein
4. «Grischschichten»
3. Sernifit
2. Spilit und Derivate
1. Quarzporphyr und Derivate
unten — Karbon (?)

1. Quarzporphyr und Derivate

Zwischen Dohlenberg und Bränd finden sich massige bis schwachschiefrige, grünlich-weisse Gesteine mit einem wechselnden Gehalt von Quarz, rötlichem Orthoklas und Plagioklasen. Oberholzer hatte solche grüngefärbten Varietäten 1933 noch durch Dislokationsmetamorphose erklärt (S. 83), spricht aber in den Tagebüchern bereits von Quarzporphyr, welchen er mit jenem des Kärpfgebietes vergleicht (53/80). Während im NE feste, grobkörnige bis etwas schiefrige Varianten vorliegen, treffen wir im Ringgenwald zur Hauptsache prächtige, massige Gesteine mit linsengrossen Einsprenglingen (besonders schön zu sehen auf den Rundhöckern unter Rütenen). Übergänge zu scheinbar dichten Gesteinen, zu schiefrigen Varianten und zu Tuff verwischen die Grenzen. Gegen NE schalten sich Gesteine der Spilitgruppe im oberen Teil ein (gut zu sehen am Weg Nidfurn-Oberblegi auf der Höhe der Brücke über den Leuggelbach; dort befindet sich auch eine schmale Lage bunter Tone unmittelbar über dem Weg). Trockene Handstücke davon blättern im Wasser auf und werden plastisch [1]).

Rote Schiefer und Sandsteine von geringer Mächtigkeit sind auch tiefer unten eingeschaltet (z. B. auf 870 m am Weg Bränd-Zetterris). Die grobbankige Lagerungsform mit unscharfen Grenzen zwischen schiefrigen Varianten (Tuff?) und massigen, grobkörnigen Partien, die Verzahnung mit der Spilitgruppe und der rasche Wechsel auf der gleichen Schichthöhe erinnern an die Quarzporphyre des Kärpfs (Amstutz) und der Hausstock-Gruppe (Wyssling). Es handelt sich um Oberflächenergüsse, wobei der Herd im S oder SW liegt.

Mikroskopische Untersuchungen je eines massigen, grobkörnigen Handstückes aus dem Karbon und aus dem Verrucano ergaben: Struktur porphyrisch mit sehr feinkörniger, mikrofelsitischer Grundmasse. Textur massig bis schlierig. Einsprenglinge z. T. idiomorph, meist aber deutlich korrodiert und oft zerbrochen, wobei meist Grundmasse die Spalten erfüllt. Daneben tritt auch alpine Kataklase auf. Ondulös auslöschender Quarz, relativ wenig Orthoklas, viel Plagioklas verschiedener Generationen mit teilweise komplexer Zwillingsbildung und Umkristallisationen. Meist zerfallende, korrodierte Andesine-Oligoklase neben frischeren Albiten. Zwillingsflächen oft verbogen oder zerbrochen. Auffällige Flecken und Zwickel von Karbonat mit Einschlüssen (scheinen primär). Die Grundmasse enthält oft Serizit. Kleine Mengen von Erz neben Epidot-Limonit... Auffällig ist der hohe Gehalt an Quarz.

[1]) Während im Mikroskop nichts erkennbar ist, zeigte eine Röntgenanalyse dieses Materials Albit- und Serizitlinien. Dem petrographischen Institut und J. Neher sei hier für die Bestimmung gedankt.

Man mag sich fragen, ob hier echte Ergussgesteine oder aber metamorphe Sedimente vorliegen, welche ihrerseits allerdings wieder nahe mit Quarzporphyren zusammenhängen müssten. Die beschriebene Lagerungsform scheint mir eher für die erste Möglichkeit zu sprechen, doch finden sich auch Varianten, welche als Tuffe oder verschwemmte Derivate gedeutet werden müssen. Möglicherweise sind viele quarzporphyrartige Gesteine im Glarner Verrucano, welche zerbrochene Einsprenglinge führen, *Ignimbrite*, d. h. in heissem Zustande abgelagerte Aschenregen (R. Trümpy, mündliche Mitteilung).

2. Spilit und Derivate

In der Gegend des Dohlenberges findet sich unterhalb der morschen Türme des Chilchlibodens ein mächtiger Komplex violettroter Laven in Wechsellagerung mit weinroten, meist feinkörnigen, plattig-schiefrigen Tuffen. Gegen SW, vermutlich auch gegen NE, nimmt die Mächtigkeit und der Gehalt an Eruptiva rasch ab, so dass wir schon in der Schwächetenruns (ob Leuggelbach) nur noch eine wenig typische, z. T. verschwemmte Facies antreffen, welche mit Quarzporphyren und deren Derivaten wechsellagert. Im Dohlenberg (ob Nidfurn) zeugt blasige Lava von der Nähe der vulkanischen Apparate. Dort wurde auch die Oberfläche einiger Spilitbänke in halberstarrtem Zustande zerbrochen und von den sich bewegenden, plastischen Lagen eingewickelt. Das Zentrum des Vulkans lag in der Gegend von Dohlen ob Nidfurn.

Nach älterer Nomenklatur wären diese Gesteine als Melaphyre zu bezeichnen, während Amstutz (1954) am Kärpf die Plagioklase als Albit bestimmte und deshalb Spilite diagnostizierte.

Das Dünnschliffbild einer Lava vom Dohlenberg ob Nidfurn ergibt: Struktur intersertal, Textur massig bis schwach fluidal. Einsprenglinge fast ausschliesslich Albit mit Chloriteinschlüssen, Pseudomorphosen von Olivin. Reichlich Chlorit und Hämatit neben etwas Titanit und Verwitterungsprodukten. Analoge Gesteine werden von Amstutz (1954) «Hämatitspilit vom Strukturtyp C» benannt.

Eingelagert in Form von Gängen und Zwickeln findet sich Karbonat, ebenso in Mandeln und als Zwischenmasse in vulkanischen Breccien. Grösstenteils handelt es sich um Kalzit, was in der kalkarmen Schichtreihe des Verrucanos sehr auffällig ist. Amstutz befasst sich eingehend mit dieser Erscheinung sowie mit dem reichlich auftretenden Chlorit und kommt zum Schluss, dass es sich dabei – wenigstens grösstenteils – um primäre Ausscheidungen aus einer wasserreichen Spilitschmelze in einem späten Abkühlungsstadium handelt. Dieses Magma soll unterhalb des Stabilitätsbereiches Ca-haltiger Plagioklase auskristallisieren oder wenigstens noch während des Erstarrungsprozesses in den Bereich gelangen, in welchem nur Albit stabil ist, so dass Kalzium für andere Mineralbildungen zur Verfügung steht. (Epiverhältnisse.)

Im Tuff sind in einer serizitisch-körnigen, hämatitreichen Grundmasse Mineralkörner und Spilitbruchstücke vertreten. Oft mögen sie auch etwas verschwemmt sein.

Die beschriebenen Gesteine gehören einer wasserreichen, wenig viskosen Spilitlava in Wechsellagerung mit deren Tuffen an. Der hohe Hämatitgehalt bedingt die violettrote Hämatit-Spilit-Varietät, welche nur in kleinen Schlieren von der chloritreicheren und hämatitarmen, grünen Spielart des Chlorit-Spilits abgelöst wird (z. B. im Ranzwald ob Dohlen auf 1030 m).

3. Sernifit

In auffälligem Gegensatz zur bisherigen Reihe vulkanogener Gesteine mit geringer Beeinflussung durch fliessendes Wasser steht die scharf abgegrenzte höhere Serie klastischer Gesteine, des Sernifits. Der Kontakt zum Liegenden erscheint im NE bis zum Leuggelbach durch die Eindeckung des Vulkankegels der Dohlen wenigstens lokal diskordant. An der Basis können Konglomerate oder Auflockerungszonen beobachtet werden (vgl. Detailprofile). Innerhalb der Schichtreihe wird die Beobachtung durch lückenhafte Aufschlüsse, tektonische Störungen und die massige Ausbildung vieler Partien sehr erschwert. Die Verfolgung einzelner Horizonte im Sernifit kann lokal wertvoll sein, versagt aber wegen oft abrupter, seitlicher Facieswechsel und lokaler Diskordanzen auf grössere Distanz. Dementsprechend ist auch die Ausscheidung von Schiefern, Sandsteinen und Konglomeraten auf der Karte nur als grobe Annäherung zu betrachten.

Die altbekannten, karminroten bis fleckig weisslichen Sedimente enthalten neben Sand und Ton gröbere Komponenten von Eruptiva aus dem Verrucano neben kristallinen Fremdgesteinen wie Serizitschiefer, Serizitgneis, sauren Granit usw., wobei die Komponenten den Durchmesser von 5 cm selten überschreiten und angerundet bis gerundet sind. Laven wurden keine gefunden, doch scheinen Tuffeinstreuungen sehr häufig, welche aber meist aufbereitet oder verschwemmt sind. So scheinen viele der weissen bis grünlichen Flecken und Lagen (besonders schön in der Breiti ob Thon bei Schwanden) Quarzporphyrtuffen zu entsprechen. Durchgehende Quarzitbänke liessen sich dagegen nirgends feststellen, wenn man von jenen absieht, welche schon Oberholzer 1933 beschreibt, die sich aber eindeutig als Schuppen von Melsersandstein und Dunkelzugschichten bestimmen liessen.

Nicht auffindbar blieb das bereits in Val. Tschudis Chronik erwähnte *Erzvorkommen*, das allerdings nur mageren Ertrag abgab (Kupfer und Silber). In Baltzers «Glärnisch» (S. 21) steht zu lesen, dass 10 Minuten SE der Eisenlöcher, auf 1117 m an einem Querpfad radialfasriger Malachit und Magnetkies in einer Quarzitlage zu finden seien. Zweifellos lag dieses Vorkommen im Verband des Sernifits und war vermutlich an einen Quarzgang gebunden. Unwillkürlich wird man hierbei an die bekannten Fundstellen des Silberspitzes und der Mürtschen Oberstafel erinnert, welche ebenfalls unter anderem silberhaltige Kupfererze enthalten. Ob es sich hierbei um alpine Bildungen (wie Oberholzer vermutet) oder um ältere, hydrothermale Gänge handelt, ist ungewiss. Die Kupfererze der Glarner Alpen treten – soweit bekannt – nur in triadischen und älteren Gesteinen auf.

4. «Grischschichten»

Unter der Trias der Guppenruns (westlich Schwanden) findet sich eine bunte Folge von feinkörnigen Psammiten und schiefrigen Peliten, welche durch lokale Anreicherungen von Muskovitplättchen oder orangegelb anwitternden, karbonatischen Knollen gekennzeichnet ist. Sie sind auf die intensiv gestörte Zone zwischen Guppenruns und Guppenzug (etwas südlicher) beschränkt (ausnahmsweise findet man auch weiter im S kleine, karbonatische Knollen im Sernifit), so dass weder eine sichere Untergliederung noch der Kontakt mit der Sernifitgruppe beschrieben werden kann. Neben den von Oberholzer (1933) beschriebenen weinroten, unvollkommen schiefrigen Sandsteinen bis sandigen Schiefern mit Muskovitplättchen und Quarzkörnern fand bereits Rothpletz (1897) orange anwitternde «dolomitische» Knollen bei Guppen Mittelstafel. Diese sind in mattgrüne, weinrote oder violett getönte Psammite eingelagert und sind besonders schön im Schutt bei Guppen Mittelstafel oder am Südufer der Guppenruns zu beobachten.

Dünnschliffbild: in einem feinen Gemisch von Serizit, Plagioklas, Erz usw. liegen regellos verteilte, oft gebogene Chloritplättchen, oft mit sandwichartigen Einschlüssen von Serizit (untersucht wurde eine grünliche Variante des Gesteins). Zudem findet man saure Plagioklase, Orthoklas und wenig Quarz in grossen Körnern, ferner Epidot. Karbonat findet sich nahe den Konkretionen und reichert sich dort an, ohne dass es die anderen Komponenten der Grundmasse vollkommen verdrängen könnte. Die regellose Anordnung der Chlorite erinnerte Herrn J. Neher nach freundlicher Mitteilung an Glasfadentuff, wobei eine tuffogene Natur einzelner Lagen auch durch den Mineralbestand recht wahrscheinlich gemacht wird.

Einzelne, nussgrosse Karbonatknollen sind von einer grasgrünen Haut umhüllt, andere sind unscharf begrenzt. Die grössten Vorkommen können Kopfgrösse erreichen und sind oft im Zentrum hohl. Dies wie auch die rundliche Form und die Durchdringung des Nebengesteins weisen auf konkretionäre Entstehung, wobei das Karbonat aus dem umgebenden Gestein stammen könnte, vielleicht aber auch erst nach der Transgression des Triasmeeres eingedrungen ist. Es ist am Glärnisch eisenhaltig und braust mit verdünnter Salzsäure auf (Ankerit?).

Die auffälligen, grün überzogenen Karbonatknollen kennzeichnen die «Grischschichten» (L. Wyssling, 1950, S. 71), welche im jüngeren Verrucano der Vorabgruppe auftreten. Man wird auch an die Karbonateinschlüsse des Kristallins unmittelbar unter der Trias erinnert, wie sie vom Scheidnössli beschrieben werden (W. Brückner und E. Niggli, 1954) oder wie sie anlässlich einer Exkursion mit Prof. R. Trümpy bei Mégève (Savoyen) gezeigt wurden.

5. Zusammenfassung

Wir haben – ohne den Kontakt zum Karbon zu kennen – in den tieferen Lagen mächtige Pakete von Sedimenten gefunden, welche durch Wassereinwirkung nur wenig verändert sind (bis 250 m und mehr). Als scharfer Einschnitt (am Glärnisch) folgt die Sernifitschüttung, welche die alten Vulkankegel einsedi-

mentiert und gegen 500 m einer unruhigen Schichtreihe mit Einstreuung von Tuff hinterlässt. Es scheint eine wesentliche Änderung des Reliefs stattgefunden zu haben, sei es nun durch Orogenese oder durch einfaches Absenken eines Troges. WIDMER (1949) nimmt auf Grund der Diskordanzen im Tödigebiet eine permische Orogenese an, welche vermutlich am Ende des Rotliegenden abgeschlossen sein soll. Man könnte auch an das Vorhandensein der saalischen Phase (nach dem Unterrotliegenden) denken.

Waren im Tödigebiet vorerst Quarzporphyre, deren Aufarbeitungsgesteine samt Spilit über der Grünhornserie abgelagert wurden, so griff nachher die Erosion diese Schichten an, während nach WIDMER weiter im SE Sernifit abgelagert wurde. Die Schüttungsrichtung kann nicht festgestellt werden, doch muss daran gedacht werden, dass der Verrucano des Glärnisch das westlichste Vorkommen dieser Art darstellt. Der Beckenrand quer zum alpinen Streichen dürfte deshalb recht nahe liegen.

Zuoberst folgt eine ruhigere, feinkörnigere Schichtreihe, welche grosse Ähnlichkeit mit WYSSLINGS *Grischschichten* aufweist. Karbonat tritt am Glärnisch allerdings nie in Bänken auf, auch fehlen Quarz- und Karbonatadern.

6. Detailprofile an der Basis des Sernifits

a) Fussweg von Rütenen zum Alpweg Oberblegi–Nidfurn

1. Hellgrünes, feinkörniges Gestein (Quarzporphyrtuff?), schräg geschiefert (Clivage?), über 1 m.
2. Rasen 35–40 cm.
3. Schräg geschichtetes Konglomerat aus Spilit mit ∅ bis 5 cm, Bindemittel rötlich und schiefrig. 40 cm.
4. Mit scharfer Grenze: normal geschichtetes, polymiktes Konglomerat mit ∅ bis 15 cm in sandiger, rötlicher Grundmasse. 40 cm.
5. Durch Übergang verbunden: feinkonglomeratischer Sernifit, polymikt. Über 1 m.

b) Wäldchen ob Schlatt bei Leuggelen

1. Mächtige Bänke von Spilit, dunkelviolettrot.
2. Ohne scharfe Grenze: Auflockerungs- und Zerstörungszone im Spilit ca. 15 cm.
3. Mit scharfer Grenze: feinkonglomeratischer Sernifit, gut geschichtet mit einzelnen schiefrigen Lagen (ohne Eruptiva).

c) Leuggelbach N-Ufer, Knobelsplangge

1. Weinroter, schiefriger Verrucano (Spilittuff?), zuoberst Bank von Hämatitspilit.
2. Blättrige, etwas seifig anzufühlende Schiefer, weinrot – hell gefleckt, gegen oben gröber werdend, dann rote Schiefer ähnlich 1. Ca. 2 m.
3. Horizont mit kantigen Brocken von Spilit, dann Trümmer dieses Gesteins in roter Grundmasse. 0,3–0,4 m.
4. Feinkonglomeratischer Sernifit mit grösseren Brocken von Spilit. Grosse Mächtigkeit.

III. Trias

Die buntgefärbten Sedimente der Trias überlagern mit dem basalen Melsersandstein den Verrucano in der Guppenruns, sind daneben aber auch in verstreuten Aufschlüssen anzutreffen. Eine ausführliche Besprechung von Facies, Einordnung und Gliederung dieses fossilleeren Verbandes findet sich in der Arbeit von BRUNNSCHWEILER (1948), welcher wir weitgehend folgen werden. Auf die dort geäusserten tektonischen Ansichten wird später eingegangen werden. Über der Melsergruppe umstrittenen Alters folgen die Dolomitgruppe (entspricht etwa dem Muschelkalk) und die am Glärnisch posttriadisch erodierte Quartengruppe (entspricht etwa dem Keuper).

1. Melsergruppe

Nördlich und südlich der Guppenruns sowie unter den Rappenköpfen finden sich Bänke dieser grünlichweissen bis weissen Quarzite und Sandsteine mit einzelnen rötlichen Körnern von Quarz oder Orthoklas. Lokal finden sich Quarzadern und auch Karbonateinschlüsse, weshalb BRUNNSCHWEILER eine marine Sedimentation annimmt. Der ca. 15 m mächtige Komplex zerfällt in eine mehr massige untere und eine schiefrig-bankige obere Partie.

2. Dolomitgruppe

Unter diesem Namen fasst BRUNNSCHWEILER die faciell stark differenzierten Abteilungen der Rauhwacke und des Rötidolomits älterer Autoren zusammen. Seiner oft zu weitgehenden Aufspaltung entnehmen wir drei Hauptglieder:

a) **Dunkelzugschichten.** In *nordhelvetischer Facies* findet sich eine basale Serie von fein- bis grobspätigen Dolomiten mit heller bis fast schwarzer Färbung, welche nach dem Dunkelzug ob Ennenda benannt wurde. Die tiefsten Lagen des im Schutt eintauchenden Dolomits von Nidfurn (Nidfurner-Serie) sind aus faciellen Gründen vermutlich hierherzustellen, doch ist nirgends Melsersandstein im Liegenden aufgeschlossen, so dass die Parallelisation unsicher bleibt. Die Entstehung dieser bänderigen, oft sandig anzufühlenden Dolomite bietet manche Rätsel. So enthüllte sich ein dunkler Dolomit der Nidfurner-Serie als ursprünglich oolithisch, wobei die verwischten, mit dunklem Pigment gezeichneten Strukturen von idiomorphen Dolomitkristallen überprägt werden, so dass hier anscheinend ein oolithischer Kalk nachträglich dolomitisiert wurde. BRUNNSCHWEILER vermutet eine organogene Bildung der gesamten Schicht.

In einer Grenzzone zwischen NW- und SE-Facies der Dolomitgruppe entwickelt sich über dem Melsersandstein und unter der neu einsetzenden Rauhwacke eine charakteristische Wechsellagerung von grünen Quarziten, Quarzsandstein, ockergelbem Dolomit mit einem Netz von Quarz- und Kalzitadern und wenig kirschroten Dolomitmergeln. BRUNNSCHWEILER bezeichnet diese Gruppe als *Übergangsfacies der Dunkelzugschichten;* ihr gehören beide Flanken der Guppenruns (Dohlen-Serie und Forrenstock-Serie) wie auch ein Klemmpaket im Dohlenbruch an (innerhalb der Dohlen-Serie), was für die tektonische Deutung interessant sein wird (siehe S. 65).

b) **Rauhwacke.** (Von A. ESCHER 1834 erstmals am Glärnisch erwähnt.) Über den Dunkelzugschichten der Mürtschen-Scholle folgt ein mächtiges Paket von Rauhwacke, welches als inkompetenter Horizont tektonisch sehr beeinflussbar ist. Als einziges normales, durchgehendes Profil muss jenes der Schüssigruns (Zufluss der Guppenruns, Forrenstock-Serie; B: Sienenschlucht) betrachtet werden, dessen Mächtigkeiten allerdings ebenfalls unzuverlässig sind. Zuunterst findet sich die ocker- bis zitronenfarbige Abart der *gelben Rauhwacke,* welche das Bild in den bizarren Türmen und Höhlen der Sandlöcher unter Guppen Mittelstafel beherrscht. Nördlich des tief eingefressenen Bachlaufes der Guppenruns sind leider die relativ tiefliegenden Varietäten mit Trümmern von Fremdgestein verdeckt, doch finden sie sich im Bachbett und im Südhang. BRUNNSCHWEILER erwähnt in dieser «polymikten Trümmer-Rauhwacke» Stücke aus der Melsergruppe, dem Verrucano und den Dunkelzugschichten.

In offenbar stratigraphischer Anordnung folgen sich schmale Bänke von weichen Rauhwacken mit oder ohne Dolomitsplitter, welche von festen Bänken mit hellgrauen und gelben Dolomittrümmern gekrönt werden.

Über der gelben Varietät folgen *hellgraue,* weissliche bis blassgelbe *Rauhwacken,* deren Auftreten von Guppen nach N entlang dem Glärnischfuss neuerdings bis zu einer schmalen Lage über dem Grundkopfmalm am Wiggis verfolgt werden konnte (siehe S. 12). Nach mündlicher Mitteilung von Herrn N. ZWEIFEL in Schwanden konnten in einer Baugrube an der SW-Ecke des Berglis bei Glarus diese Gesteine ebenfalls festgestellt werden. Wie später ausgeführt wird, gehören diese Vorkommen derselben tektonischen Einheit an, so dass die Deckenbasis der Rauhwacke auf ca. 3½ km folgt (S. 105). In der Schüssigruns (Forrenstock-Serie) wechseln weiche, leicht zu Grus zerfallende «Bröckelrauhwacken» (hellgraue Dolomitsplitter in pulverigem, hellem Dolomit) mit «Netzrauhwacken» ab. Die bienenwabenartigen Zellen dieser Abart sind mit weissem Dolomitmehl (lokal schwach gipshaltig) und Dolomittrümmerchen gefüllt. Horizonte mit roten Tonscherben («Fetzenrauhwacke») und eine feinschichtige Wechsellagerung von Dolomitbändchen mit Rauhwacken («Bänderrauhwacke») im obersten Abschnitt weisen erneut auf eine eindeutige primäre Gliederung der Rauhwacke. BRUNNSCHWEILER nimmt eine Ablagerung im Flachmeer mit Aufarbeitung und Umlagerung in der Umgebung flacher Erosionsbuckel an. Nach den Untersuchungen von BRÜCKNER (1941) soll das ursprüngliche Gestein, Anhydrit-Dolomit-Fels, erst sehr spät durch eindringendes Oberflächenwasser unter Zerstörung und Umsetzung der ursprünglichen Feinstrukturen zu Rauhwacke geworden sein – ein Vorgang, der aber die stratigraphische Gliederung keineswegs vollständig zerstört haben muss.

c) **Dolomit.** Über der Rauhwacke, im nördlichen Faciesgebiet zudem auch als deren Vertretung, finden wir dichten, gut gebankten, staubig ockergelb bis weisslich anwitternden Dolomit, den Rötidolomit A. Escher's. Er ist im gesamten Glärnischgebiet im Hangenden durch eine scharfe Transgression mit geringer Diskordanz begrenzt, so dass wohl z. T. Erosion für seine schmächtige Ausbildung verantwortlich ist. Farbschwankungen zwischen hellgrau und hellgelbbraun, Einlagerung einzelner kiesliger Partien mit kleinen Kieselknöllchen und dunkle, tonige Häute bedingen eine von Brunnschweiler (1948, Tafel II, Nr. 52) im Detail verfolgte Differenzierung des Komplexes, welche sich auf grössere Strecken aber nur sehr schwer verfolgen lässt.

Das Dolomitvorkommen NW Luchsingen wird im Zusammenhang mit der Breccie von Bränd besprochen werden (S. 14).

3. Quartengruppe

In der Forrenstock-Serie wie in der Nidfurner Serie des Glärnischs folgen direkt Aalénienschiefer über dem Dolomit. Das Auftreten von Quartenschiefern in benachbarten Gebieten gleicher facieller Stellung deutet auf eine posttriadische Erosionslücke (Oberholzer 1933, S. 237, Brunnschweiler 1948). Im Gegensatz zu südlicheren Faciesgebieten muss die Lücke hier recht bedeutend sein (vgl. R. Trümpy 1949 und Brunnschweiler).

1954 riss ein Wasserschwall bei der Reinigung der Brunnenstube des Löntschkraftwerkes eine tiefe Kerbe in die verkitteten Hangbreccien über dem Grundkopf (SW Netstal). Herr Dr. G. Freuler, unabhängig davon etwas später auch ich, fanden in diesem willkommenen, neuen Aufschluss eine gestörte Triasserie von Rauhwacke bis Quartenschiefer, während Oberholzer angenommen hatte, die Basis der Mürtschen-Scholle bestehe hier aus Dogger (1933, Tafel 12). Die Quartenschiefer entsprechen in ihrer Ausbildung den bisher als Bergsturzmaterial gedeuteten, altbekannten Vorkommen am Bergli, wobei dort zusätzlich noch grobe, sandig-dolomitische Breccien auftreten.

Trias wird ferner in der Bruchegg-Schuppe gefunden (vgl. S. 73).

Neu erschlossenes Profil am Wiggis-SE-Fuss (Runse unter dem Wasserschloss des Löntschwerkes). Stark tektonisch gestört.

1. Troskalk des Grundkopf-Malms.
2. Zerwalztes Paket mit scharfem Kontakt zum Liegenden und Hangenden. Verknetet. 0,6 m schwärzlicher, mergeliger Kalk, stark umkristallisiert, Partien mit dunkelgrauem Mergel. Stellung?
3. Rauhwacke, 0–0,7 m; kanariengelb bis weisslich mit ockergelben Kammerwänden.
4. Dolomit, 28,8 m (?), gestört: 2,3 m (?) hellgelbgrauer, feinkristalliner, weicher Dolomit, oben fester werdend / 1 m (?) bunter, mergeliger Dolomit, graugelb bis gelb mit karminroten Lagen, anscheinend feinbankig, aber sehr stark gestört / 1 m (?) gelbgrauer, stark zerbrochener Dolomit mit etwas Kalzit, besonders in hellen Adern / 0,4 m (?) mergeliger, bunter Dolomit / 5,2 m (?) hellgrauer bis mittelgrauer, grobbankiger Dolomit, hellgrau bis gelblich anwitternd, feinkörnig.
5. Schutt 14,5 m (z. H. Quartenschiefer, Quarzite, Opalinuston, Dolomitmergel...), z. T. versackt, z. T. verkittete Hangbreccie.
6. Feinkörniger, mausgrauer Dolomit mit kalzitischen Äderchen, 0,8 m.
7. Quartenschiefer, oben etwas versackt, total sichtbar ca. 8 m (bunte, dolomitische Mergel; karminrote, gelb oder grünlich gefleckte Schiefer; grobkörnige, kalkfreie Quarzite, grünlichweiss; knolliger, mergeliger Dolomit, hellgrau-gelblich mit karminroten bis grünlichen Flecken).
8. Verknetete Aalénienschiefer. Nach einem breiten Schuttgürtel folgt Echinodermenbreccie des Doggers in der dünnen Mürtschenfacies. Sie ist tektonisch verdoppelt, ebenso sind tiefer unten Verschuppungen anzunehmen, welche wohl mit der Nähe der Deckenbasis zusammenhängen.

4. Faciesänderungen, Allgemeines

Entsprechend der Ausbildung von Dunkelzugschichten wie auch der gesamten Dolomitgruppe muss die Trias der Dohlen- und Forrenstock-Serie zwischen NW- und SE-Facies eingegliedert werden, wie sie nach Brunnschweiler im Mürtschenstockgebiet, in der Gufelstock-Scholle und der Güslen-Scholle weiter östlich auftritt. Demgegenüber fällt die Trias der Nidfurner Serie an der Glärnischbasis wie jene am Schilt in die rauhwackenfreie NW-Facies. Das Auftreten von Quartenschiefern ist an das posttriadische Relief gebunden, welches später besprochen wird.

IV. Lias

Auffallend ist der Wechsel zwischen der differenzierten und buntfarbenen, wohl lagunären bis terrigenen Reihe der Trias gegenüber dem düster anwitternden, oft flyschähnlichen Komplex des Lias. Wie sehr dieser Gegensatz paleogeographisch begründet ist, wurde erst durch R. Trümpys umfassende Arbeit über den Glarner Lias (1949) klargestellt, nachdem schon früher dessen Facies und plötzlicher Einsatz Kopfzerbrechen verursacht hatte (Rothpletz 1898, Oberholzer 1933). Einem mächtigen Lias südlich von Guppen Mittelstafel (entspricht der Axen-Decke) steht ein vollständiges Fehlen dieser Schicht in den tieferen Stockwerken gegenüber, soweit wir den Glärnisch betrachten. Der Lias des Glärnisch konnte erst durch R. Trümpy tektonisch und stratigraphisch einigermassen erfasst werden. Allerdings konnte die Gliederung des Lias in diesem Gebiet nicht in so klarer Weise durchgeführt werden wie in den östlichen Glarner Alpen oder im Urnerboden. Seine Ergebnisse im Untersuchungsgebiet sollen hier kurz zusammengefasst und durch eigene Beobachtungen ergänzt werden. Die Aufgabe bietet mannigfache Schwierigkeiten, da hier eine mächtige, wenig differenzierte Schichtfolge zum Spielball komplexer, tektonischer Kräfte wird, was nur zu oft eine sichere Horizontierung unmöglich macht. Zudem sind gut erhaltene und bestimmbare Fossilien ausser Belemniten selten.

1. Prodkamm-Serie

R. Trümpy schreibt S. 59: «Erst zwischen dem Oberblegisee und Bächi Unterstafel tritt die Prodkamm-Serie im Kern der Oberblegi-Falte auf. Sehr deutlich erkennt man ihre Gesteine im Wäldchen oberhalb der Hütten von Bächi Unterstafel: glimmersandiger Ton- und Mergelschiefer, feinkörnige Kalksandsteine bis Sandkalke, und das „Leitgestein" des Unterlias, die dichten, kiesligen Dolomite mit dunkelgelber Anwitterungsfarbe. Anders als in den östlichen Glarner Alpen und in bedeutender Mächtigkeit ist die obere Prodkamm-Serie entwickelt. Die Tonschiefer treten gegenüber verschiedenartigen, häufig eisenschüssigen Sandsteinen in den Hintergrund. Diese sind meist gut, aber unregelmässig gebankt... Neben feinkörnigen Sandsteinen erscheinen auch mittelkörnige; in einzelnen Horizonten überschreitet die Quarzkorngrösse 1 mm, was für den Unterlias einen Ausnahmefall darstellt.»

Schlechterhaltene Reste von Lamellibranchiern oder Gastropoden sind in den oberen 30 m recht häufig. Oft ist Schrägschichtung zu beobachten, welche auf Materialzufuhr von NE her deuten soll. Die Schichten sind durch Übergänge unter sich und mit dem Hangenden verknüpft, ohne dass typische Leithorizonte wie in den östlichen Glarner Alpen oder bei Braunwald auftreten würden. Gesteine vom Typus der kalkig-oolithischen unteren Prodkamm-Serie fehlen ebenso wie die tieferen Glieder des azyklisch gegliederten unteren Lias.

2. Spitzmeilen-Serie

(entspricht etwa oberem Sinémurien und dem Lotharingien)

Unscharf abgegrenzt tritt über der schiefrig-plattigen Prodkamm-Serie der mächtige Komplex der Mageraischichten Oberholzers auf, den R. Trümpy in Spitzmeilen-Serie und Sexmor-Serie mit mehreren Unterabteilungen aufgliederte. Auch innerhalb dieses Komplexes zeigt sich der Glärnisch als derart eigenwillig und der üblichen Feingliederung unzugänglich, dass die Parallelisationen oft nur mit Vorbehalt möglich sind. So steht denn der Geologe oft etwas ratlos vor diesen jähen, düsteren Mauern oder Platten, welche derart von Klüften durchsetzt sein können, dass das Streichen der Schichten kaum mehr zu messen ist.

Als typische Varianten treffen wir an:

a) **«Untere Spitzmeilen-Serie»** mit charakteristischen, groben, eisenschüssigen Sandsteinen neben grauen, ziemlich feinkörnigen Sand- und Kieselkalken sowie Echinodermenkalken, daneben auch dünne Schieferlagen.

b) **«Bunter Lias»:** graue, durch Hämatit und Chamosit fleckig blaugrün und weinrot gefärbte Sandkalke mit brecciösen Lagen. Diese enthalten Trümmer von Trias, evtl. auch Verrucano (?). Die Formation ist unregelmässig gebändert und enthält Lagen von hellgelblich-grauem, kiesligem Kalk mit marmorähnlichem Aussehen, welche kleine Quarzkörner und tiefgelbe Karbonatsplitter führen. Grob brecciös und in typischer Färbung findet sich der bunte Lias in der Geisser-Schuppe (Schönmad östlich Guppen Oberstafel) und im Verkehrtschenkel der Oberblegi-Falte (Ijenruns, nordwestlich Luchsingen im

Wändchen unter Tschingel und Geuti und in der Runse ob Bränd), während diese Facies bereits in deren Normalschenkel zurücktritt und durch die banale Ausbildung der oberen Spitzmeilen-Serie ersetzt wird.

c) **«Breccienschiefer»,** Innerhalb des bunten Lias liegt ein unscharf abgegrenztes Band von feinem, dunkelm Kalksandstein mit etwas Serizit, Echinodermentrümmern und schwarzen, unebenen, kohligen Häuten. R. Trümpy stellte es samt dem umgebenden bunten Lias den Breccienschiefern gleich, welche andernorts obere und untere Spitzmeilen-Serie trennen.

d) **«Obere Spitzmeilen-Serie»** mit spätigen, etwas kiesligen Sandkalken von bräunlich-grauem bis violettgrauem Bruch. Eingestreut sind Quarz- und Karbonatkörner, welche in feinkörnigen Varianten auch fehlen können. Im unteren Teil treten oft gelbbraune, stark quarzitische Varianten auf. In typischer Ausbildung erscheinen diese Schichten als massige, düster anwitternde Mauern mit gelbbrauner Bänderung oder knollig-löchrigen Figuren (besonders im oberen Teil), ferner treten auch hie und da Bänder und Knollen von Silex hervor.

Man sollte meinen, dass es möglich wäre, eindeutige Grenzen zwischen diesen Typen zu finden, doch spielt Fossilarmut sowie Durchmischung der Gruppen eine verwirrende Rolle. So tritt chamositreicher «bunter», brecciöser Lias auch im obersten Drittel der oberen Spitzmeilen-Serie lagenweise auf (Geisser und Mittagsloch ob Leuggelen, oberster Teil des Ijenruns ob Leuggelbach). Die Facies der «Breccienschiefer» bildet mehrere Bänder von geringer Mächtigkeit innerhalb der oberen Spitzmeilen-Serie. Zwischen den ausgeschiedenen Typen liegen breite Übergangszonen. Unruhige Sedimentation, Aufarbeitungen, lokale Diskordanzen und schnelle Facieswechsel im Detail sind kennzeichnend. So können z. B. in Blöcken am Weg des Rüedislochs (nahe Guppen Oberstafel auf ca. 1600 m in der SE-Flanke des Geissers) prachtvolle Bilder von Rinnen mit grob-brecciöser Füllung innerhalb des chamositischen «oberen bunten Lias» beobachtet werden.

Für die Kartierung wurde nach Möglichkeit folgende Unterteilung angewandt: 1. Facies der unteren Spitzmeilen-Serie, 2. hämatitisch-chamositischer bunter Lias (unterer), 3. Hauptband der Breccienschiefer, in 2. eingelagert, 4. obere Spitzmeilen-Serie samt Lagen von Breccienschieferfacies und chamositischem, buntem Lias (oberem).

3. Sexmor-Serie

(entspricht ungefähr dem Pliensbachien und Domérien)

Schöne Profile konnte R. Trümpy am Geisser aufnehmen (1949, S. 134), wo über basalen, sandig-kohligen Mergeln Gesteine vom Typus der oberen Spitzmeilen-Serie auftreten. Diese kieslig-spätigen Sandkalke mit grossen Körnern von Quarz und tiefgelbem Karbonat wittern düster graubraun mit gelbbraunen, kalkigeren Ellipsoiden an. Entsprechend der zyklischen Gliederung dieser Abteilung nimmt die Mächtigkeit der Bänke und die Korngrösse gegen oben allmählich zu. In den obersten Lagen treten häufig neben anderen Trümmern Phosphorit auf, daneben auch Pyritkonkretionen.

Die Sexmor-Serie ist durch einen scharfen Kontakt von den ganz andersartigen Schiefern des Aalénien getrennt, während die übereinstimmende Facies eine Abtrennung von der obern Spitzmeilen-Serie nur erlaubt, wo die basalen Mergel aufgeschlossen sind. (In der Oberblegi-Falte konnte sie deshalb auf der Karte nicht durchgeführt werden.) Trotz der geringen Mächtigkeit (28 m) finden sich die schönsten Aufschlüsse im hügeligen Weidland von Guppen Oberstafel, wo grosse Schichtplatten vom diluvialen Gletscher freigelegt wurden. Häufig sind Funde von Belemniten, seltener sind schlecht erhaltene Steinkerne von Ammoniten, ferner Kieselschwämme und Austern (besonders im obersten Teil).

4. Breccie von Bränd

(nordwestlich Luchsingen)

Über dem Karbon von Bränd liegt mit tektonischem Kontakt eine Serie, welche bisher im untern Teil als Rötidolomit kartiert wurde (z. B. Oberholzer 1900), im obern Teil als Lias, wobei die Grenze tektonisch sein sollte. Bei einer Begehung mit Prof. R. Trümpy wie auch bei den späteren Detailaufnahmen

konnte aber festgestellt werden, dass beide Serien zusammenhängen und einem besonderen tektonischen Element zuzustellen sind. Über anscheinend ungestörtem Rötidolomit setzt mit scharfem, unebenem Kontakt eine Gruppe von brecciösen Gesteinen mit hellgrauem, kalkigem Bindemittel ein. Im untersten Abschnitt ist sie sehr unruhig gelagert, äusserst schlecht sortiert und enthält oft *Blöcke von Rötidolomit* mit mehr als 1 m³ Inhalt unmittelbar neben feinen Breccien oder *fast reinem grauem Kalk*. Gegen oben treten schwach schiefrige Lagen mit dunkelm Bindemittel neben den bisherigen Varianten auf, aber auch hier sind noch einzelne grosse Dolomitblöcke eingelagert. Erst im obersten Abschnitt beruhigt sich die Sedimentation, und wir finden grobsandige, lagig struierte Breccien, welche in Anwitterung und Zusammensetzung grösste Ähnlichkeit mit denjenigen der unteren Spitzmeilen-Serie aufweisen, aber Brocken von Dolomit und Quarz enthalten. «Graded bedding» wie auch die Unterlagerung durch Rötidolomit weisen darauf hin, dass die Serie aufrecht steht. Höchstwahrscheinlich muss die fossilarme Schichtreihe dem Lias zugestellt werden, denn die kalkigen, grob brecciösen, sandigen Sedimente können unmöglich der Trias oder dem Malm angehören, während auch zum Dogger keine Ähnlichkeit besteht und jene Schichten zudem fast lückenlos aufgeschlossen sind. Allerdings besitzen die Breccien z. T. ein hell-blaugraues, rein kalkiges Bindemittel, welches im sicheren Lias selten ist und nur in der oberen Sexmor-Serie der östlichen Glarner Alpen auftritt.

Eine Facies mit derart schlechter Sortierung und Blöcken von über 1 m³ des transportempfindlichen Rötidolomits weist auf unmittelbare Nähe einer Böschung mit jenem Gestein, welches ja auch im Liegenden noch in festen Bänken anzutreffen ist. Es liegt hier vermutlich die extreme Randfacies des Lias an der Böschung des alemannischen Landes vor.

Diese extreme, grobklastische Facies erlaubte bis jetzt keine sichere stratigraphische Zuordnung. Nirgends treten «bunte» Sedimente auf, dagegen weisen höhere Lagen grosse Ähnlichkeit mit der untern Spitzmeilen-Serie auf, so dass evtl. untere Spitzmeilen-Serie oder gar tiefere Schichten vertreten sind; doch sind dies nur Vermutungen.

Profil von Brändwald (nordwestlich Luchsingen)

1. Karbon von Bränd. Mit tektonischer Grenze (Kontaktfläche diskordant nach W-NW fallend:
2. Ca. 7 m hellgrauer bis gelblicher Dolomit, im unteren Teil fast massig, nahe dem Kontakt auch kieslig, sonst aber wie normaler Rötidolomit. Hellgelb bis hellgrau anwitternd. Mit scharfer, karrig-unebener, stratigraphischer Grenze:
3. 14,5 m brecciös-kalkige Gruppe mit sehr unruhiger Sedimentation. Zufälliges Profil z. B.: 0,7 m hellgrauer, etwas spätiger Kalk mit einzelnen Körnern von grobem Sand und Splittern von Dolomit / 1,3 m grauer Kalk, fast dicht, mit einzelnen Dolomittrümmern und Quarzkörnern / 8 m Breccie wie vorher mit relativ wenig grauem Kalk, dazwischen aber auch gewaltige Blöcke von Rötidolomit (über 1 m³), während die Trümmer meist etwa 2 cm ⌀ errreichen / 2 m sandig-kalkig mit kleinen Dolomittrümmern. Einzelne kleine Zähne.
4. 13,5 m kalkig-sandig-brecciöse Gruppe mit dunkeln Lagen und unruhiger Sedimentation: 0,3 m feine Breccie mit tonhaltiger, dunkler, etwas schiefriger Grundmasse / ca. 1 m quarzitisch-spätig-kiesliges Gestein mit kleinen Dolomittrümmern, aber auch einzelnen Blöcken bis ¼ m³. Seitlich auch in dunkle Varianten mit Quarzkörnern bis 15 mm ⌀ übergehend / 6,5 m ähnlich vorher, Dolomittrümmer mit ⌀ um ½ cm, viel Quarzsand ausser in den dunkeln schiefrigen Varietäten. Zuoberst stark schiefrig / 1,5 m z. T. stark kalkig mit Partien von reinem, grauem Kalk, daneben aber auch dunkle Lagen, grobe Trümmer von Dolomit und Quarz (⌀ mehrere Zentimeter) und einzelne Blöcke von Rötidolomit mit ⌀ über 30 cm / ca. 4 m dunkle, etwas schiefrige feine Breccie, dazwischen Bänke von hellem Kalk.
5. 3 m (?) Schutt. Auf gleicher Höhe in anderen Querschnitten feine, sandige Breccien, hellgrauer Kalk und Dolomitblöcke.
6. 6 m (?) Schutt.
7. 4 m feinsandig-kalkig-brecciös mit einzelnen Grobsandlagen. Unruhige Sedimentation.
8. 2–6 m Schutt.
9. Über 20 m grobsandig-brecciöse Gruppe ähnlich unterer Spitzmeilen-Serie: 2 m lagig-grobbankig, einzelne Dolomittrümmer, kalkiges Bindemittel / 1 m kieslig-kalkig-sandige Breccie mit Dolomittrümmern von bis 2 cm ⌀, viel Grobsand / 3 m schlecht aufgeschlossen, vermutlich ähnlich / 4 m kalkig-kieslig-grobsandige Breccien, lagig fein und stark kalkig. Dolomit- und Quarzbrocken von ⌀ bis 5 cm. Lagig angeordnet, graded bedding, z. T. sehr viel Grobsand / 4 m ähnlich, aber noch mehr Grobsand, Breccie ⌀ bis 2 cm. Wittert genau wie untere Spitzmeilen-Serie an. Im Bruch weisslich-grau, heller als bisher / Über 6 m ähnlich, aber fast ausschliesslich aus Grobsand mit kalkigem Bindemittel aufgebaut. Wittert löchrig mit einzelnen orangefarbenen Flecken an.

5. Faciesänderungen, Allgemeines

Der meist unscharf gegliederte, vorwiegend detritische Verband des Lias fehlt in den tiefern tektonischen Elementen des Glärnisch vollständig, erreicht aber nach seinem plötzlichen Einsatz in der Axen-Decke sehr schnell grosse Mächtigkeiten (über 300 m Spitzmeilen-Serie und Sexmor-Serie). Auffällig sind die Breccienschüttungen mit reichlichem Anteil weicher, transportempfindlicher Materialien (Dolomit, aber auch schiefrige, rote Komponenten), deren zunehmende Korngrösse und Häufigkeit eindeutig nach einem im NW gelegenen Herkunftsgebiet weist. Sind in den feineren Fraktionen die Trümmer oft eckig, so ist bei Durchmessern von über 5 mm doch stets eine deutliche Rundung zu beobachten. Eine Ausnahme bildet die *Trograndfacies von Bränd* mit Blöcken über 1 m³. In ursprünglichem Zusammenhang mit der Unterlage konnte R. Trümpy den Liaseinsatz im oberen Murgtale untersuchen, wobei das Bild einer scharfen, flexurartigen Abgrenzung des Festlandes gegenüber einem periodisch einsinkenden Trog entstand. Unter einem Winkel von ca. 10° setzen dort die Sedimente ein, ohne dass ihr Rand aber entsprechend der Schichtreihe in einer gesetzmässigen Folge vor- oder zurückweichen würde. Dem Rande des Liasbeckens entlang erstreckte sich ein Streifen, wo sich einerseits die sinkende Tendenz des Meeresbodens kräftig bemerkbar machte, anderseits aber bedeutende Mengen terrigenen Materials in Form von Geröllen, Sand, Ton, kolloidaler Kieselsäure, Eisenverbindungen und z. T. auch detritischem Karbonat vom nahen Festland zugeführt wurden. Deshalb entstand ein Gürtel gröbsten Korns und mächtigster Ausbildung nahe dem Rande und ein der allgemeinen Tendenz entgegengesetztes, rückläufiges Verhalten der Mächtigkeit. Es liegt auf der Hand, die Untersuchungsergebnisse des Murgtales auch auf den in den ursprünglichen Zusammenhängen nicht mehr erhaltenen Lias des Glärnisch anzuwenden, wobei hier die Erscheinungen beim Einsatz der Schichtreihe noch in weit grösserem Masse auftreten. R. Trümpy stellt das System der fast N-S streichenden Flexur des Murgtales einer Reihe von WSW-ENE liegenden, dem allgemeinen Streichen entsprechenden gegenüber, von denen eine unserem Liaseinsatz am Glärnisch entspricht. Weniger ausgeprägte, analog ausgebildete Schwellenzonen mit flachem Rücken und steilem Abfall gegen das grosse Becken der Thetys liegen auch weiter südlich und lassen das Bild einer antithetischen Bruchschollentreppe entstehen.

Am Glärnisch war der Einfluss des Liaseinsatzes auf die Facies recht bedeutend, wobei der Rand des alemannischen Landes Trümmer älterer Gesteine sowie Verwitterungsprodukte lieferte. So soll nach R. Trümpy ein Zusammenhang der Zufuhr von Eisenverbindungen mit dem Gehalt des bunten Lias an Hämatit und Chamosit sehr wahrscheinlich sein (S. 113). Charakteristischerweise nimmt der Gehalt gegen S rasch ab.

Verfolgen wir nun mit R. Trümpy die Geschichte dieser Ablagerung: «Nach der Ablagerung der kontinentalen (?) Quartenschiefer und der wahrscheinlich lagunären Lauischiefer trennte sich «das Flüssige vom Festen». Im NW hob sich das alemannische Land über die Erosionsbasis hinaus und blieb nun bis ins mittlere Toarcien Ablagerungsgebiet. Im SE transgredierte das flache Rhätmeer» (S. 175). Es entwickelten sich wattenmeerähnliche Verhältnisse in einem langsam einsinkenden Becken, dessen einheitlicher Sedimentationsraum in der oberen Prodkamm-Serie verlorenging. Erst in den Mageraischichten (Spitzmeilen-Serie und Sexmor-Serie) aber trat das Relief voll in Erscheinung. Die antithetische Bruchschollentreppe wurde zum prägenden Element, welches immer wieder durch ruckhafte Bewegungen im gleichen Sinne wirksam wurde. Immer wieder muss ein Relief entstanden sein, das eine kräftigere Erosion des Randes des Festlandes und damit eine Breccienschüttung ermöglichte.

So entsteht denn das Bild von periodisch reaktivierten Linien – seien es nun Brüche oder Flexuren –, wie sie Günzler-Seiffert als persistente Brüche schon seit langem aus dem Berner Oberlande beschrieben hat (1941, 1946, 1952). Die Vermutung, dass diese Gliederung des Sedimentationsraumes in der Struktur des Untergrundes begründet sei, liegt nahe.

V. Dogger

Moesch hatte 1872 die schwarzen, ebenflächigen Tonschiefer über den Sandkalken des Lias ins Toarcien gestellt. Erst R. Trümpy konnte 1949 den immer wieder übernommenen Irrtum richtigstellen und Aalénienalter nachweisen. So fällt denn die schärfste und auffälligste Faciesgrenze im unteren Jura des Glärnisch zwischen Lias und Dogger, falls wir das Aalénien nach deutschem Gebrauch zum Dogger zählen. Nach dieser Korrektur kommt man zu folgender Gliederung:

oben 7. Blegioolith (Callovien),
6. Fossilhorizont von Guppen (oberes Bajocien),
5. Facies der grauen Echinodermenbreccie,
4. Facies der roten Echinodermenbreccie,
3. Facies des Eisensandsteins,
2. Facies der oberen Aalénienschiefer (= «Opalinustone»),
unten 1. Facies der unteren Aalénienschiefer (= «Obere Liasschiefer»).

1. und 2. Untere und obere Aalénienschiefer

Als unterstes Glied des neu einsetzenden Zyklus treten ebenflächige, dunkelgraue Tonschiefer mit einzelnen Serizitplättchen auf. Die meist karbonatfreien, oft rostig oder bunt anlaufenden Gesteine zerfallen z. T. parallelepipedisch, können aber auch weiche Halden mit Schieferplättchen aller Umrisse bilden. Lokal treten Basisbildungen auf; so beschreibt R. Trümpy vom Schilt Quarz-Dolomitbreccien, in südlicheren Faciesgebieten Kieselkalke und Echinodermenbreccien geringer Mächtigkeit. Durch zunehmende Einlagerung von Linsen und unruhigen Lagen limonitischen Sandes gehen die glattflächigen Schiefer gegen oben in die knorrige Facies der «Opalinustone» über, ohne dass irgendeine scharfe Grenze zu finden wäre.

a) **Südfacies:** Die mächtigen, schiefrigen Komplexe sind für tektonische Komplikationen prädestiniert und treten in der Axen-Decke des Glärnisch zudem an der Basis der Deckenmasse oder in Zonen intensiver Störung auf (Geisser-Schuppe, Oberblegi-Falte). So finden wir wohl mancherorts untere Aalénienschiefer, sie sind aber durchwegs für Profilaufnahmen unmassgeblich. Einer gewaltigen Anhäufung in der Bösfaulen-Falte (Bösbächital) stehen 5 m am Geisser bei Guppen Oberstafel gegenüber (R. Trümpy 1949, S. 157), daneben treten aber viele neuentdeckte Pakete und Schuppen dieser Schichten auf. Wenig besser steht es mit den *oberen Aalénienschiefern*, welche den westlichen Glärnisch in der Axen-Decke umgürten. Häufig treten orange- bis karminrote Knollen tonigen Materials von Durchmessern bis 5 cm auf, welche z. T. konzentrischen Bau aufweisen. Daneben finden sich auch sandgefüllte kleine Röhrchen, Chondriten, einzelne Lagen mit Trümmern von Muschelschalen und eine Zopfplatte (Hetschisruns im WNW von Mitlödi). Die häufigen Pyritknollen erinnern in der Form hie und da an Fossilkerne, doch scheinen bestimmbare Fossilien zu fehlen. (Moesch erwähnt allerdings das Leitfossil *Lioceras opalinum* [Rein.] von Baumgarten). In der Vorderglärnisch-E-Flanke schalten sich mehrere Partien mit schmalen Sandsteinbänken ein, welche oft etwas Echinodermentrümmer enthalten.

b) **Nordfacies:** Klarer sind die Verhältnisse in der Forrenstock-Serie und der Nidfurner Serie. Ohne eine Spur von Lias folgen in der Schüssigruns (Zufluss der Guppenruns, Forrenstock-Serie; B: Sienenschlucht) über der unebenen Oberfläche der Dolomitgruppe 0,8 m weicher, schwarzer Tonschiefer von der Facies der unteren Aalénienschiefer, überlagert von 0,3 m dunkelgrauer Echinodermenbreccie, worauf wieder Tonschiefer folgen, welche sehr bald in knorrig-sandige Facies übergehen. Über dieser Echinodermenbreccie liegt in der Hansliruns und Jägerruns ein spätiger Sandstein mit Tonhäuten (total 2–2½ m Basisschichten). Die untersten Lagen samt dem ebenflächigen, unteren Anteil der «Opalinustone» sind etwa den unteren Aalénienschiefern gleichzustellen. Ähnliche Verhältnisse treffen wir im Wald ob Nidfurn in der Nidfurner Serie, doch wird dort über der Dolomitgruppe keine differenzierte Basis gefunden.

3. Eisensandstein

Durch Einschalten grösserer, durchgehender Sandsteinbänke entwickelt sich aus der «Opalinuston»-Facies, oft ohne scharfe Grenze, der Eisensandstein. In typischer Ausbildung handelt es sich um eine bankige Wechsellagerung von weissem, kieseligem Sandstein mit hellgrauem, kalkigem Sandstein von rostroter Anwitterung, wobei flasrige Lagen von schwarzem, serizitführendem Tonschiefer Bänke von wechselnder Mächtigkeit trennen.

a) **Südfacies:** In der Axen-Decke und der südlichsten Dohlen-Serie tritt dieser Komplex in beträchtlicher Mächtigkeit auf, wobei z. B. in der Darliruns (Glärnisch-N-Wand) und an vielen anderen Orten sehr stark tonige Einschaltungen an die Facies der oberen Aalénienschiefer erinnern, während andernorts (Hetschisruns im WNW von Mitlödi, Axen-Decke) eine scharfe Abgrenzung vorgetäuscht wird. War der Eisengehalt in tieferen Lagen schon durch die rötliche Anwitterung der Sandsteine bemerkbar geworden, so treten Hämatitooide erst in den obersten Lagen in grösserer Häufung auf und lassen charakteristische Horizonte körniger, tief karminroter Sandsteine entstehen, welche schon Baltzer und auch Oberholzer auffielen. Die Lagen von kalkigem, rot anwitterndem Sandstein gehen gegen oben durch zunehmenden Gehalt an Echinodermentrümmern und Schalenresten aller Art in stark sandige, durch Hämatit gefärbte Echinodermenbreccie über, welche mit kieseligem, weissem Sandstein wechsellagert. Die lagige Anordnung des Sandes lässt bänderige Verwitterungsbilder entstehen; im obersten Teil tritt dadurch auch Kreuzschichtung hervor, welche aber streng auf einzelne Bänke begrenzt ist.

b) **Nordfacies:** Die Besprechung erfolgt im Verband mit der grauen Echinodermenbreccie.

4. Rote Echinodermenbreccie

Eines der wohl schönsten und auffälligsten Gesteine des Glärnisch finden wir hier. Schon dem blossen Auge fällt es durch seine spätige, von Hämatit durchsetzte Struktur auf, doch kommt die grosse Vielfalt und Farbigkeit erst unter dem Mikroskop voll zur Geltung:

Das Gestein besteht zur Hauptsache aus Trümmern von Bivalven, Bryozoen, einzelnen Korallen und einer grossen Zahl von Echinodermenfragmenten (oft gut erhaltene «*Pentacrinus*»-Sterne = *Isocrinus*?). Ferner finden sich angerundete bis gut gerundete, bis 1,5 mm grosse Quarzkörner mit z. T. undulöser Auslöschung, Ooide von Hämatit mit einem Kern aus Echinodermenresten, selten auch aus Quarz. Sie sind z. T. zerbrochen. In den Ooiden, daneben aber auch im Gestein eingestreut, findet sich ein hellgrüner Chlorit, vermutlich Chamosit. Zwickel mit Limonit, Quarz und Kalzit.

Sowohl das mikroskopische wie auch das makroskopische Bild erwecken den Eindruck von Transport der organischen Trümmer; dies geht auch aus den prächtigen Bildern von Kreuzschichtung hervor, die sich in der Darliruns (Glärnisch-N-Wand), besonders schön aber westlich des Oberblegisees bieten. Die Trümmer sind meist gut nach Korngrösse sortiert und angerundet bis gut gerundet. Das Gestein kann als organogener, eisenschüssiger Calcarenit charakterisiert werden.

Wir haben bereits beim Eisensandstein gesehen, wie sich aus den kalkigen, rot anwitternden Sandsteinen die Facies der roten Echinodermenbreccie entwickelte. Der lagenweise angereicherte Quarzsand tritt auch weiterhin nach oben immer mehr zurück, ebenso verschwinden die hellen, quarzitischen Partien und die schwarzen, tonigen Häute mit Serizit. Auch hier kann also von keinem scharfen Einschnitt in der Schichtreihe gesprochen werden. Neben Belemniten finden sich selten auch ganze Schalen von Brachiopoden.

5. Graue Echinodermenbreccie

a) **Südfacies:** Durch Zurücktreten von Sand-, Ton- und Hämatitanteil geht die rote Echinodermenbreccie in ein eisenärmeres, hellgrau-braunes Gestein von wechselnder, meist grober Spätigkeit über. Linsen und Lagen andersartiger Echinodermenbreccie (rote oder grobkörnigere) sind häufig. Gelegentliche Kreuzschichtung (z. B. im Firstgebiet westlich Oberblegi) und der Aufbau aus gerollten Trümmern von ähnlicher Korngrösse aus organogenem Kalk (Echinodermen, Bryozoen, Brachiopoden, wenig Korallen, Lamellibranchier) lassen auf Verfrachtung und Schüttung schliessen. Seltener sind ganze Fossilien: am Chuchi-

spitz ob Baumgarten (Vorderglärnisch) und in der Sackungsmasse der Schwander Sienen ob Schwändi findet man ganze Terebrateln, Rhynchonellen, Bryozoen und Belemniten, welche offenbar keinen grossen Transport mitgemacht haben; leider sind sie nur schlecht aus dem Gestein herauszupräparieren.

In den tieferen Lagen sind Kieselknollen in geringer Anzahl eingestreut. Die graue, massige Echinodermenbreccie der obersten Lagen ist meist feinspätiger; zuoberst ist eine spätigere, limonitischere Bank abgetrennt, auf welche lokal der bekannte Fossilhorizont von Guppen aufgesetzt ist. In der westlichen N-Wand des Glärnisch kann im untersten Abschnitt ein dunkles, mergelig-spätiges Band erkannt werden, das aber der südlicheren Axen-Decke fehlt.

b) **Nordfacies:** Bei Fehlen von roter Echinodermenbreccie findet sich in der Forrenstock-Serie die Eisensandsteinfacies unter der grauen Echinodermenbreccie. Auffälligerweise besteht keine scharfe Grenze zwischen beiden Abteilungen, ja, man findet oft Wechsellagerung, vermutlich auch Ersatz. Im obersten Abschnitt treten sehr oft schiltkalkähnliche Schichten von feinerem Korn und mit Limonitflecken auf, ferner finden sich lokal karminrote bis weisse Kieselknauer (Hansliruns am SE-Fuss des Vorderglärnisch) und Lumachellen (Forrenstock-NE-Grat). Bei ähnlichen Mächtigkeiten steht einer mehr sandigen Facies der südlichen Forrenstock-Serie (Schüssigruns!) eine Ausbildung mit mausgrauen, spätigen Kalken und Limonitzwickeln im N gegenüber (kalkige Facies auch: nördliche Mürtschen-Scholle am Wiggis, Schilt-Scholle, Nidfurner Serie).

6. Fossilhorizont von Guppen

Mit wellig-unebener, scharfer Grenze gegen unten und oben (aber ohne markante Fuge) tritt lokal ein auffällig dunkler, spätiger Kalk mit reichlicher Fossilführung auf. Mit einer Mächtigkeit von höchstens 30 cm erscheint er ob Guppen Oberstafel (in der Nähe des Hexensteins) und in der E-Flanke des Firsts bei Oberblegi, wo er schon A. Escher bekannt war. Nach der Neuentdeckung durch Oberholzer (1908) wurde die Fauna mehrmals bearbeitet, so von Rollier, Jeannet und auch Oberholzer (vgl. Oberholzer 1933, S. 262–263) und ins obere Bajocien, in die Zone der *Garantia garantiana* (d'Orb.) gestellt. A. Jeannet fand (1920) im Gebiet von Plattenbach-Gumengrat nahe Braunwald stellenweise Trümmer dieser Fossilbank wie auch der obersten grauen Echinodermenbreccie im Callovien-Eisenoolith aufgearbeitet, wobei teilweise schwarze Fossilien des Guppenhorizontes normale Einlagerung vortäuschten. Ganz ähnliche Bilder fand ich im W des Oberblegisees (SW der Chluserplangge), wo eine auffällige, dunkel herauswitternde Kruste von Phosphorit die Serie des Bajocien oben scharf abschliesst.

Eingehende Bearbeitung der Fauna erfuhr dieser Horizont durch W. Bircher, in deren Dissertation (1935) ausführliche Fossillisten neben vielen Abbildungen zu finden sind. Fossilführende Vorkommen sind auf die Axen-Decke im östlichen Glärnischgebiet sowie auf den Gumengrat (bei Braunwald) beschränkt. In der Glärnisch-N-Wand (vordere Schlattalp und westliches Gleiter) finden sich zur Hauptsache Bivalven, während von Guppen Oberstafel bis ins südliche Firstgebiet sehr häufig Ammoniten neben vielen anderen Fossilien gefunden werden. Zwischen beiden Gebieten liegt aber am Vorderglärnisch und in den Sienen ein Streifen, in welchem dieser Horizont vollkommen zu fehlen scheint.

7. Callovien-Eisenoolith

(Blegioolith)

1839 besuchte A. Escher eine Fossil-Fundstelle im Eisenoolith an der Firstwand, welche Pfarrer Speich von Luchsingen entdeckt hatte. Nach dem nahen Oberblegisee erhielt diese Schicht den Namen Blegioolith.

Die scharfe Abgrenzung nach unten und oben entspricht bedeutenden Schichtlücken, wobei oft Aufarbeitungen aus dem Liegenden und ins Hangende beobachtet werden können (vgl. auch Jeannet 1920). Lokale Mächtigkeitsschwankungen sind häufig; so fehlt z. B. im steilen Kessel nördlich des Chuchispitz (Axen-Decke, Vorderglärnisch) neben dem Guppenhorizont auf kleine Strecken auch der gesamte Eisenoolith. Im gleichen Gebiet lassen sich auch geringfügige Diskordanzen zum Liegenden feststellen, was sonst selten zu sehen ist.

Das Gestein tritt als grauer bis karminroter, dichter Kalk mit lagiger Einstreuung von Oolithen aus Chamosit und Hämatit, ferner mit brecciösen Einlagerungen, Echinodermentrümmern und Schalenresten auf. Eine Imprägnation des gesamten Materials mit Limonit oder Hämatit ist häufig; oft sind auch die Feinstrukturen der organogenen Trümmer durch Limonit, Hämatit oder Chamosit sichtbar gemacht. Es treten ein bis drei unscharf abgegrenzte, oft linsenförmige Eisenoolith-Horizonte auf; die Imprägnationen sind häufig wolkig verteilt. Zudem kann aber auch das Liegende stark mit Eisenverbindungen getränkt werden und so den Eindruck einer schmalen Partie roter Echinodermenbreccie erwecken (Kamm im Bösbächital, Bärentritt am Klöntalersee).

L. Deverin (1945) befasste sich eingehend mit dem Auftreten und der Genese des Eisenooliths und untersuchte dabei viele Handstücke vom Glärnisch (eisenreiche Horizonte aus der Basis der roten Echinodermenbreccie vom «Bergwerk» nahe beim Gessnerdenkmal am Klöntalersee neben vielen Callovien-Proben aus Dohlen-Serie und Axen-Decke). Die sehr limonitreiche, chamosit- und pyritarme Facies des Glärnischs sowie stark gerollte Trümmer, Ooidarmut und unruhige Sedimentation sollen auf Landnähe und starke Wasserbewegung weisen. Typisch soll marine Facies in wenig tiefem, stark bewegtem Wasser sein, wobei die Feinanteile des Schlammes in tiefere Regionen abgeschwemmt wurden. An Fossiltrümmern beschreibt er Crinoiden, Seeigel, Lamellibranchier, Brachiopoden und Spongiennadeln, im Schlamm ferner dünnschalige Foraminiferen und Ostracoden.

Recht häufig finden sich auch Schalen von Cephalopoden oft beträchtlicher Grösse, die ein Unter- bis Mittelcallovienalter des Oolithes nachweisen; Fossillisten in Oberholzer 1933, S. 263. Daneben sind auch Gastropoden, Brachiopoden sowie guterhaltene «Pentacrinus»-Stielglieder *(Isocrinus)* erhalten geblieben.

8. Der mitteljurassische Dohlenbruch

Günstige tektonische Verhältnisse erlauben die Verknüpfung des mächtigen Doggers der N-Wand (Axen-Decke) mit einem auffälligen Vorkommen gleicher Facies im rückwärtigsten Teil der Dohlen-Serie. Es findet sich aber merkwürdigerweise kein Übergang zwischen dieser mächtigen Südfacies und der kümmerlich ausgebildeten Nordfacies in der Forrenstock-Serie, sondern es zeichnet sich im Gegenteil innerhalb der einzelnen Faciesräume eine rückläufige Tendenz der Mächtigkeit ab. Am Treffpunkt beider Ausbildungen, in den Hängen oberhalb Leuggelbach und Nidfurn (Dohlen-Serie), erscheint eine vorerst schwer deutbare Diskordanz zwischen dem hangenden Dogger, dessen Schichten nach N von unten her sukzessive aussetzen, und dem liegenden, ebenfalls schief abgeschnittenen Verrucano. Die Trias und höhere Verrucanoglieder setzten erst in den nördlichsten Abschnitten ein. Beide Komplexe sind also schief abgeschnitten, wobei die Neigung der Schnittfläche gegenüber der Schichtlage des Verrucanos z. B. unter dem Leuggelstock 20° beträgt, zur Grenze rotgraue Echinodermenbreccie dagegen 8–9°. Dieser auffällige Kontakt wurde schon früh bemerkt und kann folgende Deutungen finden:

1. Tektonische Verquetschung innerhalb der gleichen Decke (Oberholzer).
2. Transgressive Überlagerung einer Randzone nördlich der liasischen Randflexur, wo die Trias durch prä-mitteljurassische Erosion entfernt wurde und Dogger auf Verrucano lagert. (Trümpy 1949, S. 163.) Rothpletz sprach 1898 ebenfalls von einer stratigraphisch bedingten Lücke.
3. Tektonische Überlagerung verschiedener Einheiten (siehe S. 66).
4. Bruchfläche einer persistenten Störung, Beckenrandgebiet.

Zur Diskussion sind vorerst folgende neue Beobachtungen beizutragen:

Der N-Flügel wird von der Grenzfläche scharf diskordant abgeschnitten (20–45°), während der S-Flügel in den tiefsten Lagen fast konkordant zu jener Fläche läuft.

Am Kontakt beider Komplexe befinden sich mehrere Linsen von oft beträchtlicher Mächtigkeit. Oberholzer hatte 1933 bereits mehrere derartige Vorkommen beschrieben, z. T. aber falsch gedeutet. So beschreibt er westlich von Dohlenberg (S. 260) zerquetschte Opalinustone unter roter Echinodermenbreccie. Etwas weiter östlich fand ich zudem typischen Eisensandstein, doch handelt es sich bei beiden Vorkommen eindeutig um Linsen und nicht um eine stratigraphische Folge. (Vgl. Fig. 1.)

Quarziteinlagerungen im Verrucano der Rappenköpfe südlich Guppen Mittelstafel entpuppten sich als Schuppen von Sernifit und Melsersandstein mit Dunkelzugschichten (vgl. S. 66). Nicht auffinden

konnte ich den Opalinuston und Eisensandstein, welchen OBERHOLZER zwischen Verrucano und Echinodermenbreccie bei Guppen Mittelstafel erwähnt, wo meist ein schmales Rasenband den Kontakt verdeckt. Auch an anderen Orten fanden sich schmale Schuppen an der Kontaktfläche.

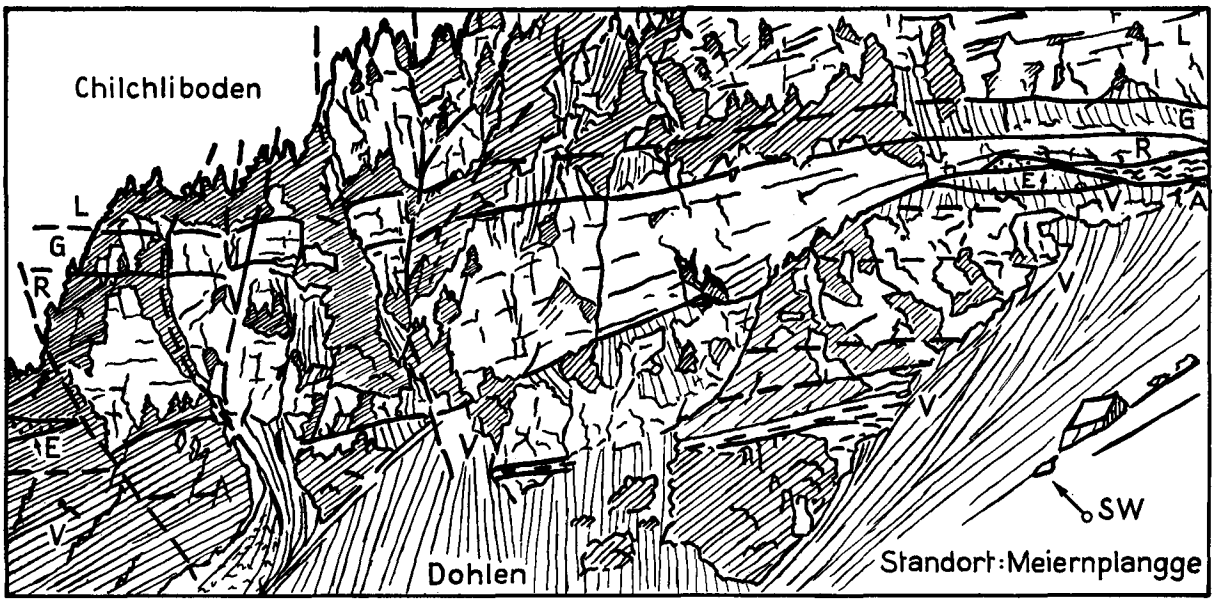


Fig. 1. Einsatz der roten Echinodermenbreccie am Dohlenbruch ob Dohlen. Unten konglomeratischer Sernifit mit schiefrigen Lagen, diskordant von der Bruchfläche abgeschnitten. Oben rechts Linsen von Eisensandstein (E) und Aalénienschiefer (A). Über dem Bruch rote (R), dann graue (G) Echinodermenbreccie. Aufgeschoben Lias der Geisser-Schuppe (L). Rechts junges Bruchsystem, welches alle Grenzen versetzt und grosse Zerstörungen anrichtet.

Die Reduktion der im S neu einsetzenden Sedimente des Doggers erfolgt nicht durch einen scharf diskordanten Schnitt, sondern durch Zusammenweichen und Auskeilen der Schichten, wie dies bei guter Beleuchtung für die rote Echinodermenbreccie am Dohlenberg ob Nidfurn vorzüglich beobachtet werden kann (Fig. 1). Bei den Quellen des Leuggelbaches (ob Leuggelbach) können auf der südlichen Flanke zudem prächtige Bilder von untermeerischen Rutschungen innerhalb des vorzüglich gebankten Eisensandsteins gesehen werden (Fig. 2). Die Bewegung war gegen SE gerichtet.

Nach langem Suchen fand ich im Verband der roten Echinodermenbreccie mehrere schwache, schlecht verfolgbare Lagen von Breccie mit Fremdkomponenten. Sie verteilen sich auf die gesamte Mächtigkeit und treten einerseits in der südlichen Dohlen-Serie auf (Schadenbann, B: Aeschenköpfe ob Leuggelbach, Mittagsplangge am Weg Dohlenberg-Mittagsloch), anderseits in der nördlichen Axen-Decke in der Glärnisch-N-Wand (Tschingel bei Hinter Sackberg, Schutt der Darliruns). Neben Quarzkörnern finden sich angerundete bis gerundete Trümmer von Dolomit, eisenschüssigem Sandstein (Eisensandstein) und roten oder grünen Gesteinen, welche vermutlich dem Verrucano oder den Quartenschiefern zuzuordnen sind. Blöcke von grauer Echinodermenbreccie im Schutt der Darliruns enthielten Partien mit kleinen, orangegelben Splittern, doch scheint dies eine Ausnahme zu sein. Eventuell handelt es sich hier nicht um Dolomit, sondern um ankeritisierte Echinodermentrümmer, welche nach CH. SCHWARTZ (1945) sehr ähnlich aussehen können. Als südlichstes Vorkommen fand sich bei Guppen Mittelstafel eine schmale Lage mit Quarzsand, Dolomitkörnern und Fossiltrümmern in schwach rötlicher Echinodermenbreccie.

Wie schon OBERHOLZER (1933) betont, ist die Facies der rot gefärbten, hämatitisch-limonitischen Echinodermenbreccie im wesentlichen auf die südlichste Mürtschen-Decke (hier: die Dohlen-Serie) und die nördliche Axen-Decke beschränkt, wofür neben einer stratigraphisch bedingten Reduktion auch die Abnahme des Eisengehaltes innerhalb der gleichaltrigen Schichten verantwortlich ist. Nirgends finden sich derart geschlossene Verbände prächtigen roten Gesteins wie bei Dohlen (Dohlen-Serie) oder in der Glär-

nisch-Nordwand (Axen-Decke), während im südlicheren Firstgebiet (Axen-Decke) nur noch blassrote, schmächtige Vertreter zu finden sind.

Aus diesen Beobachtungen folgt, dass es sich unmöglich um eine einfache Transgression des Doggers handeln kann (tektonische Linsen an der Basis). Ebenso widerspricht der anscheinend ungestörte Verband des Doggers der von Oberholzer 1933 postulierten Ausquetschung der basalen Schichten, nach welcher z. B. der recht massive Eisensandstein unter dem Leuggelstock bis auf kleinste Linsen herausgepresst

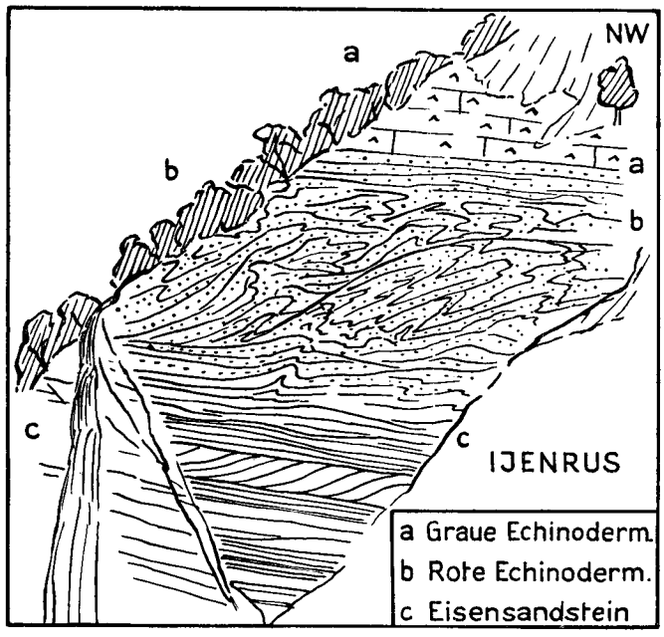


Fig. 2. Südflanke des Tobels des Leuggelbaches mit mittlerem Dogger der Dohlen-Serie. Untermeerische Rutschungen.

worden wäre, während die darüber liegende rote Echinodermenbreccie keinerlei Notiz davon genommen hätte. Zudem wäre auf diese Weise die scharfe Diskordanz zum Verrucano unverständlich. Ausquetschungen und Verscherungen grösseren Masses finden sich einzig im Gebiet der Eisenlöcher ob Guppen Mittelstafel. Sehen wir von einer rein tektonischen Deutung ab (vgl. S. 66), so bleibt nur noch die Hypothese eines persistenten Bruches, welche unseren Beobachtungen gerecht werden kann.

Ähnlich wie beim Lias muss auch hier ein sich periodisch einsenkendes Becken angenommen werden, dessen Boden sich gegen SE etwas erhöhte. Die Breccienlagen entsprechen der periodischen Erosion bzw. dem, vielleicht durch Erdbeben erleichterten, Abbröckeln der exponierten Trogkante, wenn die Reliefunterschiede zu gross wurden (ohne dass deswegen eine Emersion unbedingt notwendig wäre). Geprägt von Breccienschüttung, untermeerischen Rutschungen und einer beträchtlichen Eisenzufuhr zu bestimmten Zeiten setzten die mächtigen Sedimente der S-Facies über der geneigten Halde der Bruchfläche ein. Die einsedimentierten Trümmer von Eisensandstein innerhalb der roten Echinodermenbreccie sind vermutlich dahin zu deuten, dass die auf der geneigten Fläche des Bruchs vorerst abgelagerten Schichten wieder abgetragen wurden. Der schmächtige «Eisensandstein» der N-Facies kommt hierfür kaum in Frage.

Zur Beurteilung der Linsen tektonischen Ursprungs müssen wir bedenken, dass der Bruch persistent war und einerseits während des Doggers aktiv war, anderseits aber bis zur Zeit der frühen helvetischen Bewegung im Tertiär neue Verstellungen erfahren konnte. Auch die Deckenverfrachtung während der helvetischen Hauptphase (siehe S. 116) hat hier ihre Spuren hinterlassen.

Günzler-Seiffert beschreibt ähnliche tektonische Linsen als Charakteristikum von persistenten Brüchen (1941, 1952). Wir werden solche am Glärnisch mehrmals antreffen und im tektonischen Teil besprechen. Nach dem Ort der schönsten Ausbildung des Bruches in der Dohlen ob Nidfurn werden wir in der Folge vom Dohlenbruch reden.

Ein zweiter Schnitt paleogeographischer Natur liegt im später zu besprechenden, persistenten Hochtorbruch vor (S. 43), welcher den Dogger der Axen-Decke im südlichsten Glärnischgebiet durchschneidet. Beide Elemente liegen angenähert parallel dem Deckenstreichen, ursprünglich also ca. WSW-ENE (siehe auch Tafel I!).

9. Faciesänderungen, Allgemeines

Der Gliederung des Sedimentationsraumes in bruchbedingte Treppen ähnlich dem oberen Lias entspricht eine ähnliche Facies und eine gleichsinnige Entwicklung, wobei im Dogger ein Nachfahre von gemässigterem Charakter zu sehen ist. Klastische Gesteine überwiegen; im grossen erfolgt gegen oben eine Umstellung von Ton auf Quarzsand und dann auf organogene, kalkige Trümmer, wobei die Sortierung nach Korngrösse normalerweise gut ist und eine lagige Anordnung häufig auftritt. Im Gegensatz zum Lias sind aber auch Sedimente nördlich des Haupteinsatzes abgelagert worden; zudem spielen die Verkieselung und die Einlagerung von Fremdkomponenten nur noch eine kleine Rolle.

Die unteren und oberen Aalénienschiefer sind im nördlichen Abschnitt nur schwach ausgebildet (10–25 m, nach N eher zunehmend) und sind bei gleichbleibender Facies südlich des Dohlenbruches plötzlich sehr mächtig geworden. Untere Aalénienschiefer treten am Weg von Brändwald nach Zetterris (NW von Luchsingen) in relativ fester Facies auf, schliessen an die oberen Aalénienschiefer der südlichsten Dohlen-Serie (über dem Dohlenbruch) an und sind vermutlich dieser tektonischen Einheit zuzuzählen. Mächtigkeiten sind kaum anzugeben, doch scheint in grossen Zügen eine Abnahme gegen S festzustehen. (Vorderglärnischgebiet über 70 m; Glattenalp [nördlich Urnerboden] nach Oberholzer 1933: 15 m).

Der in der Gegend des Chilchlibodens (B: Kilchli) ob Dohlenberg einsetzende Eisensandstein erreicht im S des Dohlenbruches bald eine Mächtigkeit von etwa 90 m; enthält er in der nördlichen Axen-Decke oft schiefrige Einschaltungen (Darliruns, Oberblegi), so treffen wir ihn unmittelbar nördlich des Hochtorbruchs soweit sichtbar als grobbankigen Komplex mit häufiger Kreuzschichtung. Südlich dieses Bruches aber wird er durch reichliche Einlagerungen von Ton in schmale Bänke aufgelöst, wobei die Mächtigkeit gegen S stark abnimmt (südliche Mürtschen-Scholle, N-Wand, Oberblegi: 90–70 m; S-Hang des Bösbächitales ähnliche Mächtigkeit; Geissberg am E-Abhang des Glatten nach Oberholzer 1933: 8 m).

Die auffälligen, hämatitreichen Eisensandsteine am Übergang zur roten Echinodermenbreccie könnten am ehesten einer stratigraphischen Marke in der mächtigen Schichtreihe entsprechen. Hier wie auch innerhalb der rot gefärbten

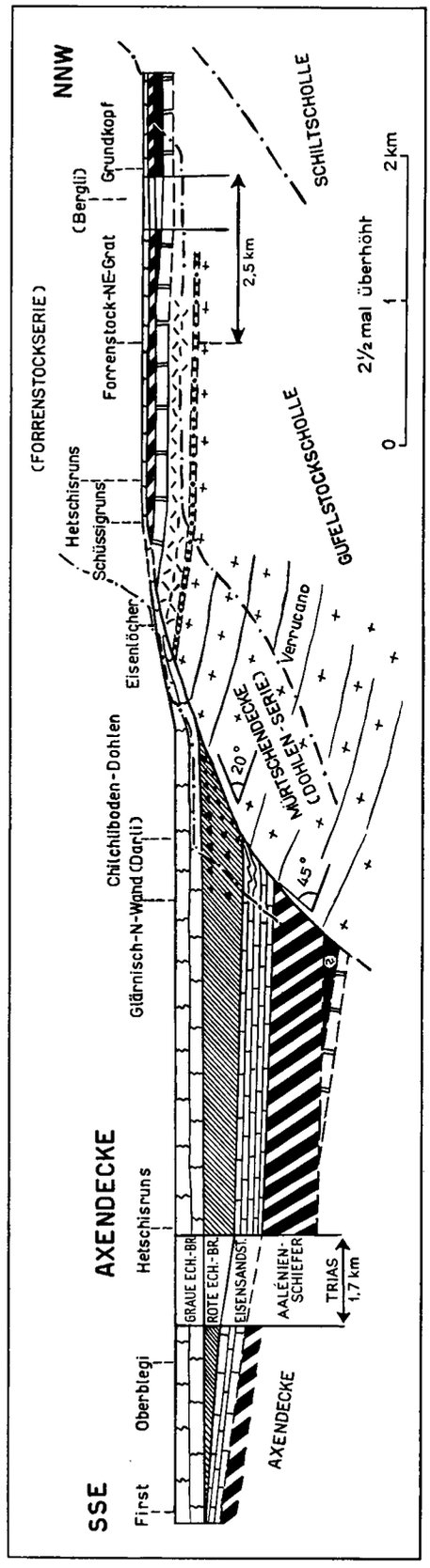


Fig. 3. Rekonstruktion des Dohlenbruches.

Echinodermenbreccie ist eine deutliche Abhängigkeit vom Beckenrand festzustellen: mächtige, tiefrote Komplexe unmittelbar südlich des Dohlenbruches (ca. 110 m bei Dohlen und in der Glärnisch-N-Wand; am letzteren Ort wurde sogar Erz ausgebeutet) weichen gegen S schrittweise «blutarmen», schmächtig werdenden Echinodermenbreccien. (Vorderglärnisch ca. 80 m rote Varietät, Oberblegi ca. 50 m, Flanke des First gegen Bösbächi wenige Meter.) Die Verarmung greift von oben nach unten. Am beständigsten scheinen die basalen Schichten, welche aber südlich des Hochtorbruches ebenfalls nicht mehr zu erkennen sind. Betrachtet man das Korn der Sedimente, so deutet beim vorläufigen Stand der Untersuchungen weder der Eisensandstein noch die Echinodermenbreccie (Quarzsand wie auch organogene Trümmer) auf Zufuhr aus umittelbarer Nähe, wenn wir von den Breccien mit Fremdkomponenten absehen. Der Einfluss des Beckenrandes scheint sich somit auf die mengenmässig unbedeutenden fremden Trümmer, evtl. sekundäre Aufbereitungen (z. B. obere Aalénienschiefer) und auf Produkte der chemischen Verwitterung beschränkt zu haben (Rotfärbung).

Während die rote Echinodermenbreccie den Dohlenbruch nach N nicht überschreitet, wird diese Grenze von der grauen Echinodermenbreccie überbrückt. Im Mittelzug ob Leuggelen findet sich das nördlichste Vorkommen der roten Varietät, welches stratigraphisch der roten Echinodermenbreccie entspricht, doch sind in den Rappenköpfen bei Guppen Mittelstafel auch weit höhere Niveaux von rötlichen Bändern durchzogen.

Oberholzer (1933) erwähnt vom Geissberg 6–8 m graue Echinodermenbreccie; südlich des Bösbächitals ist die Mächtigkeit auf ca. 70 m angewachsen. Nördlich des Hochtorbruches trifft man im Firstgebiet ca. 70 m in massiger, schwach kieseliger Facies mit Kieselknollen im unteren Abschnitt. Ähnliche Mächtigkeit lässt sich bis in die N-Wand feststellen, wobei die Verkieselung und der Gehalt an Silex abnimmt und in der N-Wand, nahe der Basis der grauen Echinodermenbreccie, ein dunkles, mergeliges Band auftritt. Überschreitet man den Dohlenbruch nach N, so findet man über den knorrigen oberen Aalénienschiefern einen 10–15 m mächtigen Komplex ohne eisenreiche Einlagerungen, in welchem die Facies zwischen derjenigen der grauen Echinodermenbreccie und jener des Eisensandsteins wechselt. Anscheinend können sich die beiden Ausbildungen seitlich ersetzen. Die fast rein sandige Schwellenfacies der Schüssigruns wird gegen N zunehmend durch kalkige Einlagerungen ersetzt, so dass den kalkig-sandigen Sedimenten in der E-Flanke des Vorderglärnisch (Forrenstock-Serie) über 10 m reiner, dunkler Echinodermenbreccie am Wiggisfuss (Mürtschen-Scholle) und bei Nidfurn (Nidfurner Serie) folgen. Nach der Beschreibung von Oberholzer (1933) und Wyssling (1950) tritt dagegen am Rinkenkopf, in der westlichen Vorab-Decke, erneut eine sandreiche Facies auf (7 m Eisensandstein, 1 m Echinodermenbreccie, 0,5 m Eisenoolith in einer gequetschten Zone).

Im obersten Teil entwickeln sich in der N-Facies schiltkalkähnliche Partien, während die stets etwas sandige Basis stellenweise scharf einsetzt, stellenweise aber durch Wechsellagerung mit dem Liegenden verbunden ist.

Die Parallelisation beider Flügel des Dohlenbruches bietet grosse Probleme: entweder liegt im N in der Gruppe über den oberen Aalénienschiefern das Äquivalent des gesamten Schichtstosses über den Aalénienschiefern im S vor oder aber nur das oberste Glied, welches die Schwelle überbrückt hätte und einen Omissionshorizont überlagern würde. Entspricht die – nicht immer scharfe – Grenze im N einer Schichtlücke, einem Fehlen des Eisensandsteins und der roten Echinodermenbreccie? Wäre das Aussetzen der Rotfärbung gar der Überflutung einer äusserst flachen, wenig überhöhten Landfläche zuzuschreiben? Antwort kann nur eine stratigraphische Detailuntersuchung geben, welche aber den Rahmen dieser Arbeit überschreitet.

Das schmale Band des Eisenooliths tritt uns nördlich des Hochtorbruches immer wieder in ähnlicher Gestalt entgegen. Über das südlich anschliessende Gebiet schrieb Oberholzer 1933: «Auch der sonst so beständige Eisenoolith ändert sich gegen S hin und fehlt streckenweise ganz... Schon am Gumen über Braunwald findet man an seiner Stelle bloss noch vereinzelte 5–10 cm dicke Fetzen eines dunkelgrauen bis blassroten Kalkes mit eingestreuten Eisenooiden.» (S. 264–265.) In nächster Nähe des Bruches (Bluemtsfahne südlich vom Bösbächistock) findet er sich in kümmerlicher Ausbildung, während er nach Oberholzers Tagebüchern im Braunalpeli brecciös ist. Südlich des Dohlenbruchs ist eine relativ mächtige, hämatitreiche Serie in der N-Wand (Axen-Decke) und in den Eisenlöchern bei Guppen (Dohlen-Serie) zu

finden, während der Eisenoolith nördlich des Bruches vorerst sehr dünn ist (Schüssigruns) und erst allmählich gegen N wieder erstarkt. Bemerkenswert ist die bereits geschilderte Erosion dieser Schicht wie auch das Fehlen des Fossilhorizontes von Guppen im Gebiet der Hetschisruns (Vorderglärnisch) in der Axen-Decke, die als einziges Anzeichen einer weiteren Schwellenzone gelten kann, welche mit dem Vorderglärnischbruch im Zusammenhang stehen würde.

Aus der Nachbarschaft sind die Profile von OBERHOLZER aus dem Bisistal (1933) und von R. HANTKE (1949) aus dem Braunalpeli (Diplomarbeit) mit der stark tonigen, aufgegliederten Doggerfacies südlich des Hochtorbruches zu vergleichen.

Profile aus der Mürtschen-Scholle östlich der Linth zeigen sehr weitgehende Analogien mit der Forrenstock-Serie: einer mehr sandig-tonigen Schwellenfacies mit wenig Eisenoolith (Siwellen; OBERHOLZER 1933, S. 225) stehen kalkigere Schichten im NW gegenüber; so entspricht z. B. die SE-Kante des Frohnalpstocks sehr gut dem Forrenstockprofil. Noch näher zu untersuchen sind die Verhältnisse am Rottor, wo prächtige, rote Echinodermenbreccie und ein mächtiger Eisensandstein direkt über Verrucano gelagert sind. G. FREULER beschrieb 1925 (S. 101) vom Mürtschenstock (Mürtschen-Scholle) eine Zunahme der Mächtigkeit der Echinodermenbreccie gegen N. Die Rückläufigkeit der Schichtmächtigkeiten ist auch von OBERHOLZER (1933) für die Axen-Decke mehrfach festgestellt worden.

Die Echinodermenbreccie der Schilt-Scholle gleicht in der Sturmingerruns ob Ennenda (OBERHOLZER 1933, S. 254) der Ausbildung in der Nidfurner Serie oder am Wiggisfuss, ebenso die Aalénienschiefer, deren Mächtigkeit aber entsprechend dem inkompetenten Verhalten der Schicht stark schwankt; doch sind die roten Echinodermenkalke des basalen Aaléniens (R. TRÜMPY 1949, S. 158, von BRUNNSCHWEILER 1942 als Rhät bis Mittellias beschrieben) am Glärnisch bisher nicht entdeckt worden.

Nach Angaben W. STAUBS (1911) und P. VON SCHUMACHERS (1928) finden sich in der Griesstock-Decke mindestens 30 bis 35 m graue Echinodermenbreccie (tektonisch abgeschnitten), was mit der nördlichen Dogger-Facies schlecht übereinstimmt.

Gleicher Stellung und gleichen Alters wie der Fossilhorizont von Guppen sind die von ARN. HEIM 1916 beschriebenen Faunen von Wolfingen und Gurbsbach. Analogien mit der nördlichen Axen-Decke sind auch sonst im Dogger des Walensee-Seeztal-Querschnittes unverkennbar (Mächtigkeiten, unscharf begrenzte Kieselknauerlagen im zentralen Teil der Echinodermenbreccie), doch sind bereits Differenzen erkennbar, welche den Glärnisch nach R. STAUB (1954) als eine relative Hochzone im Längsprofil erscheinen lassen.

10. Bergwerke am Glärnisch

Geschichtlich interessant ist der mittelalterliche Bergwerksbetrieb am Glärnisch, der uns aus alten Urkunden sowie aus zahlreichen, neueren Publikationen überliefert worden ist (Chronik von VAL. TSCHUDI, BALTZER 1873, OBERHOLZER 1933 usw.). Eine ausführliche und spannende Darstellung findet sich im Werk «Glarner Geschichte in Daten» im II. Band, S. 642 ff. Wir möchten hier kurz zusammenfassen:

Hatten die rechtlichen Verhältnisse zur Ausbeutung von Bodenschätzen lange Zeit im Glarnerland kein besonderes Interesse erweckt, so änderte dies plötzlich, als Konzessionsgesuche für Kupfer- und Silberausbeute bei Guppen gestellt wurden (vgl. S. 9). Am 1. März 1527 stellte die Landsgemeinde die Berghoheit des Kantons fest und bewilligte eine Konzession nach sächsischem Muster, wobei den Erzgräbern ohne Entschädigung des Grundeigentümers die Ausbeute gestattet wurde. Glarner und Zürcher begannen mit Grubenleuten aus Joachimstal in Böhmen die vermuteten Schätze zu heben, doch schon am Ende des gleichen Jahres war das Erz ausgegangen! Glücklicherweise wurde zugleich der Eisenoolith von Guppen beachtet, so dass die plötzliche Ernüchterung nicht zu sehr um sich griff. 1530 wurde eine neue Konzessionsurkunde ausgegeben, wobei nun der Kanton seine Schmelzanlage und Schmiede «in den Herren» gegen einen Zehnten zur Verfügung stellte. Ob diese Anlagen im südöstlichen Teil von Schwanden von der Obrigkeit neu errichtet wurden oder ob sie bereits zur Umwandlung von Roheisen in Schmiedeisen bestanden hatten, ist ungewiss. Auch heute noch zeugen die ungemein niedrigen Stollen und Nischen der Eisenlöcher ob Guppen Mittelstafel von der primitiven Ausbeute. Der Transport nach Schwanden erfolgte vorerst auf Ästen entlang dem abschüssigen Isentritt, dann auf Schlitten oder Saumtieren. Um den grossen Bedarf von Holzkohle für die Eisengewinnung zu decken, setzte ein ungehemmter Raubbau in den Wäldern ein, welcher für das Glarnerland schlimme Folgen hätte zeitigen können. So war es denn eher ein Glück, dass die Klagen über die Qualität der Erzeugnisse aus dem einheimischen Eisen sich häuften und die Ausbeute nach erfolglosen Versuchen zum Verkauf an Ausländer (1563) stillstand. Von einem reichen Vorkommen kann bei Guppen nicht die Rede sein, doch finden sich im schmalen, tektonisch gestörten Band ob Guppen Mittelstafel oft Partien, welche überraschend reich an Hämatit sind.

Kein besseres Schicksal war einem neuen Versuch beschieden: 1571 wird «für Eisen- und anderley Erz» im Gebiet zwischen Schlattalpeliruns und vorderer Dunkellauiruns am Fuss der Glärnisch-N-Wand eine neue Konzession erteilt, wobei beträchtliche Vorbehalte gegen die Abholzung gemacht werden, welche aber wie bisher ohne Entschädigung der betroffenen

Gemeinden stattfand. Über dem «Tiefen Winkel» nahe dem Gessnerdenkmal findet sich am Fusse der Felswand eine mächtige Nische in der untersten roten Echinodermenbreccie, welche Bänder von Sandstein mit viel Hämatitooiden führt. Von Stollen fehlt allerdings jede Spur. Für die Ausbeutung kommt diese Stelle, vielleicht aber auch der Eisenoolith des Bärentritts, in Frage (vgl. Oberholzer 1933, S. 267).

Das Pochwerk soll rechts vom Ausfluss der Löntsch aus dem Klöntalersee gestanden haben, während ein Schmelzofen in der Nähe betrieben wurde, ein anderer jenseits des Baches im Isenbergli. 1607 endet die Ausbeute nach mehreren Unterbrüchen mit einem übersetzten Verkauf des unrentablen Bergwerkes an einen abenteuerlichen, halbverlumpten Ritter, welcher jedoch die Summe nur zu kleinen Teilen wirklich zahlte.

VI. Transgression des Jura über der Trias

(vgl. Fig. 1 und 6)

Es wurden für das nördliche Faciesgebiet beträchtliche Schichtlücken im Dach der Trias beschrieben; zudem weisen die teilweise Erosion der Quartenschiefer wie auch die Breccienschüttungen im Lias und Dogger auf ein ausgeprägtes Relief nach der Ablagerung der Trias. Den besten Hinweis auf jene Verhältnisse gibt das Auftreten der Quartenschiefer: sie sind reichlich vertreten im Kern der Oberblegi-Falte südlich des Luchsingertobels, wo auch die tieferen Schichten des unteren Jura zu finden sind. In der Bränd-Schuppe, d. h. am ursprünglichen Beckenrand, transgrediert dagegen Lias auf Rötidolomit; Breccien zeugen von einer kräftigen Erosion dieses Gesteins, so dass vermutlich einer nördlich anschliessenden, schmalen Zone sogar der Rötidolomit fehlt. Die Bruchegg-Schuppe mit Trias (vgl. S. 73) wie auch Klemmpakete von bunten Schiefern und gelb anwitternden Sandsteinen im Luchsingertobel (vgl. S. 67) machen es sehr wahrscheinlich, dass unter der nördlichsten Axen-Decke Quartenschiefer wiederum zu finden waren. Nördlich des Dohlenbruchs fehlt von ihnen vorerst jede Spur, doch stellen sie sich am Wiggis in der Mürtschen-Scholle wieder ein und sind auch im Bergli bei Glarus vertreten, so dass die Erosionsfläche in diesem Bereich schwach rückläufig ist (vgl. Fig. 1 und tektonische Kapitel!). Im Schiltgebiet sind sie in der Gufelstock-Scholle und der südöstlichen Schilt-Scholle gut vertreten, keilen aber dann gegen NW sehr bald aus (Sturmingerruns ob Ennenda) und fehlen auch der Nidfurner Serie, so dass das Bild einer äusserst flachen Mulde entsteht.

Leider sind die Zusammenhänge in der Axen-Decke zerstört, so dass die Frage sehr schwer zu beantworten ist, wo der Einsatz des Lias in bezug auf die übrigen Schichten der Axen-Decke anzusetzen sei. Einerseits konnte dieser nicht nördlicher als der Dohlenbruch erfolgen (Dogger liegt in der Forrenstock-Serie auf Trias), anderseits nicht südlicher als der Hochtorbruch (das Kneugratgewölbe entspricht etwa dem Bösfaulengewölbe; nördlich davon liegen aber noch mit schiefem Streichen der Lias der Oberblegi-Falte und der Geisser-Schuppe). Erfordert die Trias der Bruchegg-Schuppe (vgl. S. 73) einerseits einen Streifen mit wenig oder keinem Lias südlich des Dohlenbruches, so ist anderseits aus tektonischen Gründen der Hochtorbruch für den Liaseinsatz zu südlich gelegen, es sei denn um den Preis gewaltiger tektonischer Komplikationen. Der Rand des Lias-Beckens koinzidiert somit nicht mit einer der beiden grossen, im Dogger wirksamen Störungen, sondern dieser Rand wurde vor Ablagerung der Aalénienschiefer inaktiv. Ähnlich liegen nach R. Trümpy (1949) die Verhältnisse in den östlichen Glarner Alpen, wo die Aalénienschiefer ungestört über die liadische Randflexur hinweggreifen.

Sucht man die frontalen Liasschuppen wieder in den ursprünglichen Zusammenhang mit dem höheren Mesozoikum der Axen-Decke zu bringen, so stösst man für den Rand des Beckens auf das Gebiet des Vorderglärnisch. Eine schwache, postliadische Aktivität mag im beschriebenen Aussetzen des Guppenhorizontes und in der lokalen Erosion des Eisenoolithes liegen. In diese Gegend fällt auch der in der frühhelvetischen Phase durchgebrochene Vorderglärnischbruch (siehe S. 116), der vermutlich mit der reaktivierten Störungslinie am Rande des Liasbeckens identisch ist.

VII. Malm

Die mächtige Schichtfolge des Malms soll in zwei Abschnitten behandelt werden:

a) Schiltschichten,

b) Quintnerkalk und Troskalk (Historisches zur Schichtbenennung siehe Oberholzer 1933, S. 268).

a) Schiltschichten

Als unterstes Glied eines neuen Sedimentationszyklus überlagern die mergelig-kalkigen Schiltschichten mit scharfer Grenze und kleinen Aufarbeitungen den Callovien-Eisenoolith. Reichliche Fossilfunde im untersten Abschnitt weisen auf das Argovien, während Oxfordien im gesamten ostschweizerischen Helvetikum fehlt (vgl. A. Jeannet 1920 u. a.). Entsprechend der üblichen Dreiteilung sind drei Faciestypen mit gleitenden Übergängen zu unterscheiden:

1. Der **untere Schiltkalk:** Flaserige Bänke von dichtem, meist blaugrauem, knollig aufgebautem Kalk mit auffallenden, ockergelben Zwickeln und Flecken. Gelbbraune, mergelige Lagen und Häute trennen das Gestein ungleichmässig auf; durch lokal erhöhte tektonische Beanspruchung kann eine Umwandlung zu bräunlichem Kalk mit grünen, serizitischen Belägen erfolgen (z. B. am NE-Fuss des Forrenstocks, Stöckli-Serie). Fossilien, besonders Ammoniten und Belemniten, sind oft reichlich eingestreut, meist aber schlecht erhalten und kaum aus dem Nebengestein zu lösen. Fundstellen sind über das gesamte Glärnischgebiet verstreut, wobei sich der vom Klöntalersee umspülte Bärentritt einer bescheidenen Berühmtheit erfreut (Moesch 1872, S. 241; Oberholzer 1933, S. 272).

Daneben finden sich immer wieder Perisphincten, Oppelien und massenhaft Belemniten (z. B. Hetschisruns, Vorderglärnisch-E-Flanke, Axen-Decke). Die ockergelben Zwickel sollen nach Arn. Heim (1916) aus Karbonatkristallen mit einem wechselnden Gehalt von Ca und Fe bestehen («Ankerit»). Lokal findet sich auch eine karminrote Varietät neben normalem Schiltkalk, so im Braunalpeli westlich des Bösen Faulen (Oberholzer 1933 und Tagebücher) und in der Moräne des Hochwaldes (Sackberggebiet).

2. **Schiltschiefer:** Gelblichgrau anwitternde, innen dunkelgraue, weiche Mergelschiefer mit Einlagerung einzelner dünner Bänke und Linsen von grauem, mergeligem Kalk. Recht häufig sind Belemniten, während andere Fossilien zurücktreten.

3. **Oberer Schiltkalk** (Überschiltschichten von Arn. Heim): Gradueller Übergang zum bankigen, dunkeln Quintnerkalk, wobei die unscharfe Grenze durch das Verschwinden mergeliger Zwischenlagen gegeben ist. Diese Grenze ist aber sehr willkürlich, da der Ton- und Limonit-Gehalt nach oben recht gleichmässig abnimmt. Der dunkelgraue, uneben brechende, tonige Kalk mit gelblichbrauner Anwitterung (untere Lagen) wandelt sich allmählich in einen schalig brechenden, dunkelgrauen bis violettgrauen Kalk mit hellgrauer Oberfläche und feinen, limonitischen Grübchen und Tupfen.

4. **Faciesänderungen, Allgemeines:** Die beiden älteren Schichtkomplexe können sich weitgehend seitlich ersetzen, wobei in grossen Zügen der «untere Schiltkalk» die Schwellen und die nördlicheren Gebiete charakterisiert, während er in tieferen Becken und südlicheren Partien vom «Schiltschiefer» zurückgedrängt wird. Oberholzer (1933) beschreibt vom Geissberg in der südöstlichen Ortstockkette 15 m Schiltschiefer direkt über dem Callovien, vom vorderen Eggstock südlich des Bösbächitales 15–20 m dieser Schiefer, während an beiden Orten der untere Schiltkalk nicht vertreten ist. Ähnliche Mächtigkeiten sind über wenig Kalk bis zur Bluemtsfahne südlich des Bösbächistocks (B: Bächikopf) festzustellen und bedingen im Hintergrund des Bösbächitales hübsche Bilder von tektonischer Differentialbewegung. Überschreitet man den Hochtorbruch nach N, so wird man mit Oberholzer (1933) vergeblich nach den Schiefern Ausschau halten. Ohne grösseren Absatz steigt der trotzige Pfeiler des Firsts aus dem Schutt empor und bildet damit den schärfsten Gegensatz zu den bänderig-weichen Formen südlich des Bösbächitals, obwohl dort die gleichen Schichten in ähnlicher Lagerung vertreten sind. (Schöne Darstellung finden jene weichen Formen bei Oberholzer 1933, Tafel 18, Fig. 4.)

Über einem mächtig angeschwollenen Schiltkalk von knolliger Ausbildung und mit viel Ankerit treten ohne Störung mergelige Kalke auf, in welchen einzelne knollige Horizonte mit Brocken grauen

Kalkes in gelbbraun anwitternder Grundmasse wieder an die tieferen Abteilungen erinnern (bis 15 m knollige Schichten, was besonders schön westlich des Oberblegisees sichtbar ist). Wo diese Horizonte fehlen, wird man diese Schichten nach ihrer Facies ohne Zögern dem oberen Schiltkalk zuordnen. Die gleichmässige Mächtigkeit über grosse Strecken, eine gut verfolgbare Vermergelung nach N und der offensichtlich ungestörte Verband schliessen eine tektonische Deutung aus.

Typische Schiltschiefer über vermergelndem Schiltkalk treten bereits nördlich des Stollenbaches (im NW des Oberblegisees) auf und verdrängen die kalkigen, fossilführenden Bänder bis auf 2,5 m (Heuberge bei Guppen), noch nördlicher auf weniger als 1 m in geschlossenem Verband über dem Eisenoolith (Sienen, Hetschiruns). Einzelne Bänke dieser Facies sind auch höher oben in den Schiefern eingelagert. Die Mächtigkeit der beiden unteren Abteilungen beträgt hier um 15 m. In der Glärnisch-N-Wand beginnt die kalkige Facies wieder an Boden zu gewinnen (nach Oberholzer 1933 auf der vorderen Schlattalp 2–2,5 m unterer Schiltkalk; im Darli 4,6 m). Nördlich des Dohlenbruches hat die Mächtigkeit weiter zugenommen, wobei in den Rappenköpfen südlich Guppen Mittelstafel (Dohlen-Serie) und in der Schüssigruns (südlichste Forrenstock-Serie) besonders hohe Beträge erreicht werden (vielleicht tektonisch mitbedingt). Stehen in der Hansliruns (ob Schwändi, Forrenstock-Serie) noch 7,5 m Kalk ca. 8 m Mergeln gegenüber, so treten am SE-Fuss des Wiggis (Mürtschen-Scholle) 13 m in kalkiger Facies direkt unter dem oberen Schiltkalk auf. In der Gufelstock-Scholle wie auch in der südlichen Schilt-Scholle sind nach Oberholzers Angaben (1933) die Mergel aber wieder kräftig vertreten, ebenso finden sie sich in der Nidfurner Serie, doch reicht die Facies des unteren Schiltkalkes weit hinauf.

Über den oberen Schiltkalk lässt sich wegen seiner Stellung als Übergangsfacies wenig aussagen; die Mächtigkeit schwankt um 20 bis 25 m.

Die Vorab-Decke enthält nach Wysslings und Oberholzers Angaben im W keine Schiltschiefer (tektonisch?). Nach P. von Schumacher tritt in der Kammlistock-Decke 1 bis 1,5 m unterer Schiltkalk und 20 m Schiltschiefer auf, so dass diese erstaunlich mergelige Facies am ehesten mit der nördlichen Axen-Decke zu vergleichen ist.

b) Quintnerkalk und Troskalk

In gewaltiger Mächtigkeit überlagert die hellgrau anwitternde, wenig gegliederte Wand der oberjurassischen Kalke die weicheren Schiltschichten und bildet mächtige, glatte Mauern, massige, plattige Gräte mit einzelnen kühnen Türmen (z. B. Nordgrat des Bösbächistocks) oder weite, von Karren durchfurchte Flächen. Wir haben hier den wohl am schlechtesten untersuchten Gesteinskomplex der Glarner Alpen vor uns, in welchem sowohl Alters- wie Faciesgrenzen unsicher sind und jedem aufmerksamen Beobachter mit Arnold Heim «scheinbare Perversitäten» auffallen müssen. Die neueren Gliederungsversuche für das östliche Helvetikum (nördliche Gebiete) sind von L. Wyssling (1950) und H. Widmer (1949) zusammengestellt worden. Sie sind lithologisch begründet. Im Glärnischgebiet lassen sich folgende lithologischen Typen unterscheiden:

1. **Unterer Quintnerkalk:** Durch Aussetzen der Mergellagen gehen die obersten Schiltschichten allmählich in den dunkelgrauen, bankigen Quintnerkalk über. Charakteristisch ist ein schaliger, glatter Bruch, wobei auf der feuchten Bruchfläche häufig lilafarbene Flecken, seltener limonitische Stylolithen und Pyritkristalle sichtbar werden. Die Mächtigkeit der durch scharfe, meist etwas unebene Fugen voneinander getrennten Bänke nimmt gegen oben allmählich zu, parallel dazu wird auch der makroskopisch dicht erscheinende Kalk etwas gröber im Korn und rauher im Bruch. Limonitische Häute zwischen den Bänken, Pyritkristalle und lilafarbene Flecken treten zurück, dagegen finden sich in steigendem Masse feinbrecciöse oder knollige Horizonte. In der Axen-Decke treten 1 bis 2 scharf begrenzte Lagen von schwarzem Silex auf, daneben auch spärliche Einstreuungen davon in benachbarten Schichten; in den anderen Decken des Glärnisch scheinen sie vollkommen zu fehlen. Cephalopoden sind in den oberen Partien nicht selten, aber mit dem splittrigen Gestein fest verwachsen und schlecht präparierbar. (Perisphinctiden im Schutt der Schwander Sienen ob Schwändi; Nautiliden, Ammoniten und Belemniten in den Heubergen ob Guppen...)

Im mikroskopischen Bild erscheint der charakteristische, dichte Kalk mit lilafarbenen Flecken als sehr feinkörniges Gestein mit knollig-unruhiger Struktur, wobei auch die Knollen in sich keineswegs einheitlich aufgebaut sind. Die Grenzen sind unscharf, lokal aber mit einem feinen Kalzitsaum versehen; die Knollen scheinen sich von der Grundmasse hauptsächlich dadurch zu unterscheiden, dass sie reichlich organische Reste führen (*Globochaetes*, Radiolarien, «*Eothrix*» und andere Echinodermentrümmer). Dies erinnert an die Gesteine, welche E. Rod (1937) als Knollenkalk aus dem Kimmeridge des Graustockgebietes beschreibt, wenn sie dort auch viel charakteristischer ausgebildet sind.

2. «**Helles Band**»: In der Mürtschen-Scholle und Forrenstock-Serie finden sich über dem unteren Quintnerkalk körnig-sandige Kalke von hellem Bruch mit einzelnen Lagen von Malmbreccie (besonders am Wiggisfuss) und von feinkörnig-dolomitischem Gestein mit staubiger, gelblichweisser Anwitterung (In den Stegen; B: Stäge ob Schwändi in den obersten Lagen des hellen Bandes). Der Dolomitgehalt beschränkt sich aber nicht nur auf diese unruhig fleckigen Gesteine mit einzelnen Resten von *Pentacrinus*, sondern ist auch in der Breccie (vgl. Abschnitt 5) und in den körnigen, hellen Kalken feststellbar. Reine Dolomite sind aber sehr selten. Das Bild im Schliff wie auch die Auflösung des Gesteins in Salzsäure zeigen, dass die Körnigkeit der Sandkalke nicht von Quarz herrührt, sondern von Karbonatelementen, welche teils detritisch, teils aber auch durch sekundäre Umkristallisationen entstanden sind. Ein Schliff aus dolomitischen Partien zeigt ein Mosaikwerk von Karbonatkörnern ungefähr gleichen Durchmessers, welches von zonar struierten Dolomitrhomboedern durchsetzt ist.

Die Schichtreihe wird aus den beschriebenen Gesteinen, dunkeln, quintnerkalkähnlichen Kalken und salinischen, hellen, troskalkartigen Partien aufgebaut; sie bildet grobbankige, hell anwitternde Partien mit splittriger Verwitterung (ähnlich Troskalk oder Malmbreccie).

3. **Mergelband:** Diese unscharf begrenzte, feinbankig-flasrig verwitternde Serie von dunkeln, schwach mergeligen Kalken ist im Untersuchungsgebiet nur in der Axen-Decke aufzufinden. Mergel finden sich lediglich in wenigen, schmalen Lagen, während der charakteristische Zerfall in Plättchen welligen, tonigen Häutchen zuzuschreiben ist. Als stratigraphische Marke scheint nur der mehr oder weniger scharfe untere Einsatz brauchbar zu sein, während gegen oben keine Grenzen zu ziehen sind und mehrere schwächere «Mergelbänder» auftreten können.

4. **Oberer Quintnerkalk:** Ähnlich den höheren Lagen des unteren Quintnerkalkes ist diese Facies als dunkelgrauer bis mausgrauer, dichter bis feinspätiger Kalk von unregelmässigem, etwas rauhem Bruch ausgebildet. Die grobbankigen, scheinbar eintönigen Kalke über dem Mergelband wittern hellgrau an, können an frischen Abbrüchen und steilen Wänden aber auch gelbliche Flächen bilden (Schwänder Gelben am Vorderglärnisch).

5. **Malmbreccie:** Haben wir schon im hellen Band vereinzelt Primärbreccien angetroffen, so sind nun innerhalb des oberen Quintnerkalks der Forrenstock-Serie und Mürtschen-Scholle mächtige Bänke dieses massigen, splittrigen Gesteins zu finden. Stets handelt es sich um relativ dunkle Komponenten in Quintnerkalk-Facies, welche in einer helleren, körnigen, dolomitischen Grundmasse eingebettet sind. Daneben treten auch sandige, helle Kalke und «Troskalke» in schmalen Lagen auf.

Im Dünnschliff stehen dem Karbonatmosaik der Grundmasse feinkörnige, oft etwas tonig-lagige Komponente mit verwischten Kalzitaggregaten gegenüber. Überall in der Grundmasse sind idiomorphe, oft zonar gebaute Rhomboederchen von Dolomit zu beobachten, zudem sind sie oft in die unscharfen Grenzen einzelner Trümmer eingespiesst oder liegen gar nahe dem Rand vollkommen in den Komponenten eingebettet. Sie können auch als Phantome ausgebildet sein. Die Gestalt der Komponenten ist recht vielfältig und variiert je nach Fundort: in einem Handstück aus der Vorderglärnisch-N-Wand (Forrenstock-Serie) waren eckige Trümmer von stark verschiedenem Korn wirr gelagert, zudem fanden sich Reste von Bryozoen, Echinodermen und Lamellibranchiern. Dazwischen lagen aber auch unscharf begrenzte Stücke von Kalk, an deren Rand Dolomit eingespiesst oder eingelagert war (in halbverfestigtem Zustand eingebettet). Man findet auch wenig autigenen Chalcedon. Ein Handstück aus dem hellen Band (Wiggis SE-Fuss, Mürtschen-Scholle) zeigte ähnliche Bilder, wobei sich auch ein scharf begrenztes Stück mit gerundeten, dunkeln, kalkigen Körnern in einem Mosaik von Karbonat fand (onkoidisches Gestein oder aufgearbeitetes detritisches Gestein?). Aus diesen Beobachtungen wird eine Entstehung durch Aufarbeitung, evtl. auch durch submarine Gleitungen oder Zertrümmerung durch Seismik wahrscheinlich, wobei neben halbplastischen Komponenten auch bereits verfestigte eingelagert wurden. Oberholzer erwähnt (1933) Komponenten von Dolomit und Sandkalk aus der Gutbächiruns bei Linthal (S. 276–277). – Neben diesen typischen Varietäten finden sich in kleinerem Masse auch Breccien mit dunkeln Komponenten in dunkler Grundmasse und verwischte, dunkle Knollen in etwas hellerem Kalk (besonders schön in der Jägerruns am Vorderglärnischfuss, Stöckli-Serie).

6. **Dolomitische Bänder:** In der Axen-Decke südlich der Guppenruns sind innerhalb des oberen Quintnerkalkes mehrere staubig-hellgrau anwitternde Bänder von höchstens 6 m Mächtigkeit eingelagert. Meist findet sich über einer scharfen Untergrenze eine feinbrecciöse Partie mit dunkeln Trümmerchen, worauf stark dolomitische Lagen folgen. Es finden sich aber oft auch nur schwach dolomitische Bänder oder gar normaler Quintnerkalk mit dolomitisierten Fossilien (z. B. am Aufstieg von Guppen zum Vrenelisgärtli, zwischen Heuberge und Mittelstock, auf 1930 m).

Je mächtiger der Horizont, um so heller wird allgemein auch die Farbe, und um so höher steigt der Dolomitgehalt, der in den untersuchten Schichten den Kalk aber nirgends ganz zu verdrängen vermag. Einschlüsse von schneeweissen Kalzitaggregaten sind häufig und können sich in extremen Fällen zu prächtigen, wasserklaren Kristallen von bis 2 cm Grösse entwickeln (Grat zum Nidfurnerturm westlich des Guppenseelis). Eine tektonische Entstehung ist in den meisten Fällen ausgeschlossen, da es sich um fleckenförmige, unregelmässig begrenzte, unter sich nicht verbundene Vorkommen handelt, welche bei ungestörter Lagerung das hellbraune Gestein der Einbettungsmasse beeinflussen. Der Merkwürdigkeit halber sei auch ein schmales Band von dunkelm «Sandstein» mit weissen Kalziteinschlüssen von der Flanke des Guppenfirstgrates auf 1990 m erwähnt, welcher eine gewisse äussere Ähnlichkeit mit einem vulkanischen Tuff aufweist. Nach der Auflösung in Salzsäure blieben jedoch nur eine grosse Zahl von prächtigen, idiomorphen Quarzaggregaten übrig, welche sicher autigenen Ursprungs sind.

Herr J. Neher untersuchte in verdankenswerter Weise die HCl-Auszüge aus dolomithaltigen Schichten des Malms des Glärnischs und stellte mir folgenden Bericht zu:

«In 12 untersuchten Sandfraktionen von HCl-Auszügen aus dolomitischen Bändern wie auch aus Malmbreccie und hellem Band konnte kein eingeschwemmtes Material festgestellt werden, sondern nur autigene Mineralbildungen. Quantitativ überwogen die Mineralien Quarz, Serizit, Muskowit, Albit und Limonit, weniger häufig war Flußspat, während Rutil und Turmalin selten festzustellen waren.

Über die einzelnen Mineralien wurde folgendes festgestellt:

Der *Quarz* trat in 4 Variationen auf:

1. Hauptkombinationsform, Prisma und Rhomboeder.
2. Als Rhomboeder, wobei der *c*- und *a*-Achsenabschnitt gleich lang sind und deshalb ein quadratischer Querschnitt entsteht. Im Mikroskop sieht man das Rhomboeder immer auf der Seite liegen und erhält so den Eindruck, einen Würfel vor sich zu haben.
3. Als unförmiger, schwammartiger Einkristall. Dieser entsteht dadurch, dass bei der Bildung des Quarzkristalles Karbonat umhüllt wurde. Beim Auflösen mit HCl entstand ein schwammartiges Gebilde, dessen Poren untereinander kommunizieren. Einzelne Räume haben rhomboedrische Form.
4. Als äusserst feinkörniges Aggregat, bei welchem die einzelnen Körner innig verwachsen sein können. Solche Aggregate treten oft als dünne Blättchen auf.

Im allgemeinen ist der Quarz hier sehr reich an Einschlüssen, wobei es sich zur Hauptsache um karbonatisches Material handelt. Die Korngrösse bleibt im allgemeinen unter 0,2 mm, kann aber 0,35 mm errreichen.

Der häufige *Serizit* bildet Aggregate aus äusserst feinen Plättchen. Oft findet man dreikantige Gebilde, welche vielleicht als Umhüllungen von aufgelösten Karbonatrhomboedern zu deuten sind. Grössere Glimmerkristalle sind wenig häufig; meist sind sie idiomorph, hie und da bilden sie Aggregate.

Auch der *Albit* ist oft idiomorph, wird aber manchmal von Karbonat durchsetzt. Zwillinge sind nicht häufig. Ausnahmsweise sind zonare Strukturen zu beobachten. Es können bis 0,3 mm grosse Individuen auftreten, die meisten erreichen aber nicht 0,2 mm.

Interessanterweise trat in der Hälfte der Proben *Flussspat* recht häufig auf. Idiomorphe Kristalle waren nicht anzutreffen, dagegen feinporige, schwammartige Gebilde, welche durch Herauslösen von karbonatischem Material entstanden. Einzelne Einschlüsse blieben auch erhalten, weil sie von der Säure nicht erreicht werden konnten. Die grössten Individuen massen 0,3 mm, während die meisten unter 0,2 mm zurückblieben. In freundlicher und verdankenswerter Weise führte Herr T. Schneider im mineralogischen Institut der ETH Röntgenuntersuchungen durch, welche die erwähnten Bestimmungen bestätigten.

Wenig häufig sind autigene, idiomorphe Kristalle von *Turmalin* und *Rutil*. Ihre Grösse bleibt unter 0,03 mm zurück. Der Turmalin weist grünliche und bräunliche Färbungen auf und zeigt manchmal Anwachserscheinungen. In bedeutenden Mengen tritt *Limonit* auf, sei es als unförmiges Gebilde, sei es als Pseudomorphose nach Pyrit oder Markasit. Die Limonitisierung kann daher stammen, dass die untersuchten Gesteinsproben von der Oberfläche entnommen wurden.

Im Laufe der Untersuchungen wurde zudem ein gut erhaltener Zahn entdeckt, der ca. 0,1 mm gross ist und in verdankenswerter Weise von Prof. Peyer als sehr frühes Entwicklungsstadium eines Haifischzahnes bestimmt wurde.»

Besonderes Interesse erwecken die dolomitischen Bänder dadurch, dass sie mit Horizonten von Malmbreccie verknüpft scheinen; ja, oft hat man den Eindruck, hier die helle Einbettungsmasse der Breccien vor sich zu haben.

7. **Troskalk:** Arnold Heim hat 1916 den älteren, sehr weit gefassten Begriff des Troskalkes durch die Bezeichnung «Korallenkalk» für diese Abteilung ersetzt. Da im Untersuchungsgebiet eindeutige Korallen aber höchst selten und zudem keineswegs auf die hellbraunen, salinischen Kalke dieser Facies beschränkt sind, werde ich von «Troskalk» in jenem beschränkten Sinne sprechen, den Oberholzer 1933 definiert.

Die schönsten Korallen des Malms im Glärnischgebiet finden sich in dünnen Bänken innerhalb der Quintnerkalk-Facies, so am Aufstiegspfad östlich der vorderen Dunkellauiruns[1]) auf 1160 m in der Glärnisch-N-Wand (Axen-Decke). Ein Stück von dunkelm Kalk mit der Etikette «Vorderglärnisch» in der Naturaliensammlung in Glarus zeigt ebenfalls guterhaltene Korallen. Eine scharfe Abtrennung des Troskalkes vom Quintnerkalk ist nur selten möglich, zudem scheinen Übergänge zu jener Facies aufzutreten. So findet sich z. B. in der Mürtschen-Scholle am Vorderglärnisch ein Troskalk, welcher viel Silex führt und durch Übergänge mit dem dunkeln Kalk darunter verbunden ist. In typischer Ausbildung zeichnet sich der Troskalk durch hellbraungraue Farbe, splittrigen Bruch und massige, helle Anwitterung aus.

8. **Faciesänderungen, Allgemeines:** Ein Gliederungsversuch muss wegen der Seltenheit bestimmbarer Makrofossilien und des Fehlens mikropalaeontologischer Untersuchungen von vornherein auf grosse Schwierigkeiten stossen und wird sich notgedrungenerweise auf lithologische und zyklische Überlegungen stützen müssen.

Arbeiten von Fichter (1934) und Brückner (1937) führten zu einer zyklischen Zweigliederung des Verbandes in unserem Abschnitt der Alpen. Dem unteren Zyklothem gehören die Schiltschichten und der untere Quintnerkalk an, während das obere mit dem Mergelband einsetzt und bis zur Untergrenze des Zementsteins reicht (Brückner bezeichnet den Troskalk der Griesstock-Decke als «hellen Quintnerkalk»). Leider ist nicht einmal diese grobe Einteilung sichergestellt, da nach den Untersuchungen von E. Rod (1937) der Malm in der Zentralschweiz, wo er weit besser gegliedert werden kann, in weit mehr Zyklen zerfällt und das Mergelband höchstens auf kleinem Areal für Parallelisationen brauchbar sein soll. Als *Arbeitshypothese* sei hier aber eine Zweigliederung angenommen, was für den kleinen Untersuchungsraum wohl zulässig ist.

Unterer Zyklus: In der Axen-Decke findet sich unter dem Mergelband eine zyklisch gut gegliederte Folge, während in der Mürtschen-Scholle und Forrenstock-Serie ein feinbankiger Abschluss gegen oben fehlt. Über typischem unterem Quintnerkalk folgen dort nach einer breiten Übergangszone die Sedimente des hellen Bandes mit körn gen Kalken und feinen Breccien von bedeutendem Dolomitgehalt. Aus zyklischen Überlegungen wird der Schnitt deshalb über diese Abteilung gelegt werden müssen, d. h. unter den «oberen Quintnerkalk», welcher allerdings nicht immer scharf abzutrennen ist. L. Wyssling erwähnt 1950 aus der Vorab-Decke (S. 96) fleckige, hellere Bildungen, fleckige Breccien und typische Breccien aus dem oberen Teil des unteren Quintnerkalks, was mit dieser Parallelisation übereinstimmen würde. Zudem findet sich am Vorderglärnisch, weit schärfer und besser aber in der Westflanke des Mürtschenstocks, an der Untergrenze des oberen Quintnerkalks ein fächerartiges Auseinanderweichen der Schichten nach N, lokal sogar eine schwache Diskordanz (vgl. G. Freuler 1925).

Typischen unteren Quintnerkalk mit lilafarbenen Flecken trifft man in der südlichen Axen-Decke nach Oberholzer (1933) bei Thäli-Bützi zwischen Braunwaldalp und Karrenalp, in der nördlichen Axen-Decke und in der gesamten Mürtschen-Scholle bzw. Forrenstock-Serie. Ferner beschreibt Wyssling derartige Erscheinungen von der Vorab-Decke, wo sie aber vielleicht tektonisch bedingt sind.

Im Gegensatz zum eintönigen, unteren Quintnerkalk der Axen-Decke tritt uns am Vorderglärnisch in der Forrenstock-Serie, d. h. nördlich des Dohlenbruches, bei ähnlicher Mächtigkeit plötzlich eine gröbere Facies mit dem krönenden «hellen Band» entgegen. Unmittelbar nördlich des Bruches (in den Stiegen ob Schwändi) ist es mehr dolomitisch und feinkörnig, am Forrenstock und am SE-Pfeiler des Wiggis (Mürtschen-Scholle) mehr brecciös-knollig und ärmer an Dolomit.

Auch im *höheren Zyklus* folgt in der nördlichen Axen-Decke keine Annäherung an die Facies der Gebiete nördlich des Dohlenbruches, soweit wir wenigstens die Verhältnisse südlich des Gleiters (östliche N-Wand) betrachten: rückläufige, antithetische Verhältnisse beherrschen die komplex aufgebauten höheren Schichten. Entsprechend der Arbeitshypothese wurde das Mergelband den bankigen, dunkeln Kalken über dem «hellen Band» gleichgestellt; die Mergelbandfacies fehlt nach Oberholzer (1933) auch am Schilt (in der Nidfurner Serie fehlt der mittlere und obere Malm aus tektonischen Gründen vollständig), tritt aber in weit nördlicheren Faciesgebieten wieder auf. Es ist allerdings ungewiss, ob das sogenannte «Mergelband» des autochthonen Bereiches (H. Widmer 1950 u. a.) wirklich dem Mergelband in der Axen-Decke gleichzusetzen sei.

[1]) LK Bl. Klöntal: Dunggellaui

Haben wir in der Axen-Decke des Vorderglärnisch oberen Quintnerkalk mit reichlich tiefschwarzem Silex in klassischer Ausbildung vor uns, so ändern sich die Verhältnisse nach SE sehr rasch: schon ob Guppen Mittelstafel lassen sich nahe über dem Mergelband dolomitische Einlagen feststellen, welche gegen S immer stärker und charakteristischer werden, während gegen N hin in der Gareruns (Zufluss der Guppenruns) nur noch schwache Ausstrahlungen davon anzutreffen sind. Zugleich beginnen in den obersten 50 m helle, troskalkähnliche Bänder aufzutreten. Schwache Anklänge an Malmbreccie in der Gareruns und bei Guppen Oberstafel werden im Firstgebiet durch kräftige Bänke dieses Gesteins ersetzt, wobei ein enger Zusammenhang, vermutlich auch Facieswechsel mit den dolomitischen Bändern besteht. Hat es sich aber bisher stets um einzelne Lagen von abweichender Facies innerhalb des oberen Quintnerkalkes gehandelt, so tritt uns in der hübschen Malmkappe des Vorderchammstocks südlich des Bächifirns (unmittelbar südlich des Hochtorbruchs) eine Serie mit gegen 50% heller, z. T. brecciöser Gesteine mit beträchtlichem Gehalt an Dolomit entgegen. Auch an der Unterkante der prächtigen E-Wand des Bösbächistockes (B: Bächikopf), d. h. in analoger Stellung, lassen sich mächtige Bänder von grober Malmbreccie und hellen, dolomitischen Lagen im oberen Quintnerkalk finden. Diese extreme Facies wird aber bereits am Bösen Faulen durch Quintnerkalk mit seltenen Breccienlagen ersetzt und scheint eng an den Hochtorbruch gebunden zu sein. Oberholzer erwähnt 1933 einzelne dolomitische Einlagen auch aus südlicheren Gebieten.

Überschreiten wir nun den Dohlenbruch nach N, so treffen wir in der südlichen Forrenstock-Serie eine Schichtreihe von relativ geringer Mächtigkeit (260 m), welche von derjenigen der nördlichsten Axen-Decke sehr stark abweicht, dagegen mit dem südlicher gelegenen Firstgebiet recht gut vergleichbar ist. Eine grosse Zahl kleinerer und grösserer Bänke von Malmbreccie durchsetzt bald über dem «hellen Band» die dunkeln Quintnerkalke, so dass eine selbständige Abteilung von oberem Quintnerkalk nicht abzutrennen ist. Anderseits hat die helle Troskalkfacies von oben her tief eingegriffen, wobei die Silexhorizonte des oberen Quintnerkalks der Axen-Decke unbekümmert um die helle Facies in ähnlicher Schichthöhe durchziehen. Man kann deshalb hier ohne weiteres mit Brückner (1937) von «hellem Quintnerkalk» reden – eine Umstellung, welche auch Oberholzer 1933 (S. 286) im Gegensatz zu Arn. Heim annahm. Gegen N hin nimmt die Mächtigkeit des oberen Zyklus in der Forrenstock-Serie vorerst kräftig zu (Diesfad am Vorderglärnisch 260 m, Forrenstock über 330 m). Zugleich nimmt der Troskalk Bänke von Quintnerkalkfacies auf (Vorderglärnisch-N-Wand, Wiggis SE-Fuss), so dass innerhalb eines Streifens von mindestens 1½–2 km ein rückläufiges Verhalten zu beobachten ist. Viel übersichtlicher sind die Verhältnisse aber in der W-Flanke des Mürtschenstocks, wo die rückläufige Tendenz sowohl im oberen wie im unteren Zyklus vom Fähristock oder der Plattenalp aus vorzüglich beobachtet werden kann. Starke Rückläufigkeit der Mächtigkeit beschrieb schon G. Freuler 1925. Auffällig ist besonders das verschiedene Verhalten der einzelnen Schichtgruppen, wobei auch hier der untere Zyklus durch einen unscharf begrenzten Verband von hellen, dolomitisch-brecciösen Gesteinen abgeschlossen wird.

Schlecht untersucht ist der Malm der Gufelstock-Scholle und der Schilt-Scholle, wo Breccien, Troskalk und dolomitische Bänder ebenfalls vertreten sind, während das Mergelband fehlt. In der Stöckli-Serie ist der Troskalk prächtig ausgebildet, wobei er neben dem «hellen Quintnerkalk» auch den Zementstein vertritt (vgl. S. 37). Mit nicht aufgeschlossenem Kontakt (tektonisch?) folgen in der Jägerruns am Vorderglärnisch unter dem Troskalk grobbankige, hellgrau-braune Kalke (mindestens 39 m) und erst darunter ein mächtiger Komplex von Malmbreccie mit Troskalkbändern (über 45 m). Diese Breccie ist wohl der in der Vorab-Decke und im Tödigebiet ausgeschiedenen «Malmbreccie» zu vergleichen, welche dort als mächtiger Verband unter dem Troskalk liegt (Widmer 1949, Wyssling 1950).

Von der Kammlistock-Decke erwähnt P. von Schumacher (1928) weder Silex noch typischen Troskalk, was am ehesten der nördlichen Axen-Decke entspräche, doch sind die angegebenen Mächtigkeiten erstaunlich gering (200 m), so dass tektonische Lücken vorliegen könnten.

Zusammenfassend kann über den oberen Zyklus des Quintnerkalkes bemerkt werden, dass die Faciesunterschiede vorderhand keine einfache stratigraphische Horizontierung erlauben. Lässt sich die Arbeitshypothese der zyklischen Zweiteilung halten, so bleibt einzig die Unterkante des Mergelbandes bzw. die Oberkante des «hellen Bandes» als stratigraphische Marke bestehen, während *alle anderen Grenzen heterochrone Faciesgrenzen* sind. Deshalb werden die Bezeichnungen wie «Malmbreccie» hier rein lithologisch verwendet. Dies steht im Gegensatz zu den Verhältnissen in der Tödikette, wo die Malmgliederung von

U. KAPPELER[1]) – welche letzten Endes auf R. STAUB zurückgeht – von E. WEBER[1]) ausgebaut und über die ganze Kette ausgedehnt wurde. Diese Gliederung lässt sich weithin im osthelvetischen Gebirge erkennen (WIDMER, WYSSLING), doch besitzt sie vorderhand, streng stratigraphisch gesehen, nur provisorischen Wert, so lange sie nicht palaeontologisch belegt ist. Sicher ist aber das Problem der Malmgliederung noch nicht endgültig gelöst. Die rückläufigen Tendenzen von Mächtigkeit und Facies können z. B. dadurch erklärt werden, dass ähnlich wie im Lias und im Dogger auch im Malm der Ablagerungsraum des Untersuchungsgebietes durch verschiedene Brüche gegliedert war, doch wäre es zweifellos verfrüht, vor der genauen Abklärung der Stratigraphie die paleogeographischen Verhältnisse überblicken zu wollen.

Betrachtet man die räumliche Verteilung der brecciösen Facies der Malmbreccie, so fällt auf, dass sie keineswegs die Becken bevorzugt, sondern am Hochtorbruch von N her allmählich, von S her abrupt, gegen die Schwellenzone angereichert wird, was wohl mit ihrer Entstehungsart zusammenhängt – dies unter der Voraussetzung ähnlicher Verhältnisse wie im Dogger. Auffällig ist die Verknüpfung der dolomitischen Bänder mit der Malmbreccie, deren Grundmasse ebenfalls etwas Dolomit enthält.

VIII. Grenzschichten Malm-Kreide (inkl. Öhrlikalk)

Bevor wir den feingegliederten und fossilreichen Verband der Kreide betreten, müssen wir uns mit dem wenig untersuchten, labilen Komplex der Grenzschichten befassen, in welchen Malm- und Kreidefacies um die Herrschaft ringen. Aus praktischen Gründen wird zugleich noch der Öhrlikalk behandelt, so dass, gestützt auf Vergleiche und zyklische Überlegungen, folgende Gliederung verwendet wird:

oben	3. Öhrlikalk	*c)* oberer Öhrlikalk,
		b) obere Öhrlimergel,
		a) unterer Öhrlikalk;
	2. untere Öhrlimergel	*b)* oberer Zyklus,
		a) unterer Zyklus;
	1. Zementsteinschichten	*c)* obere Abteilung (z. T. durch Gassenkalk ersetzt),
		b) Gassenkalk,
unten		*a)* untere Abteilung.

Ursprünglich wurde der gesamte Verband als Tithon betrachtet (ESCHER, BALTZER), wogegen ROTHPLETZ (1898) alles als Berriasien bezeichnete. ARN. HEIM (1916) unterteilte erstmals scharf den schiefrigen Komplex der Palfriesschiefer ESCHERS in Öhrlimergel und Zementsteinschichten, wobei die tieferen Zementsteinschichten in Troskalk übergehen würden und zum Tithon zu zählen wären, während die Öhrlimergel bereits der Kreide angehörten und in Öhrlikalk übergehen sollten. Die Grenze soll durch einen lithologischen Übergang zwischen Quintnerkalk- und Öhrlikalkfacies in den Kalkbänken innerhalb des Schieferkomplexes bezeichnet werden. Bisher ist in der Ostschweiz aber weder die Malm-Kreide-Grenze paleontologisch fixiert worden noch kann am Glärnisch eine zuverlässige Ausscheidung anhand der Facies der Kalkbänke stattfinden (vgl. Detailprofile und das Verhalten des Gassenkalkes!). Hier sollen unter «unterem Öhrlimergel» die zwei mergeligen, obersten Zyklen verstanden werden, welche nach meinen Beobachtungen nicht in den Gassenkalk übergehen können. Dieses auffällige Kalkband in der Mürtschen-Scholle, Forrenstock-Serie und Axen-Decke wurde entsprechend seiner spätigen Facies von HELBLING (1938) als unterer Berriaskalk bezeichnet, doch ist diese Altersbezeichnung keineswegs belegt. Deshalb wurde hier nach Vorschlag von R. HANTKE die Bezeichnung «Gassenkalk» vorgezogen – nach den schönen Aufschlüssen dieser Schicht am hinteren Gassenstock nördlich des Bösen Faulen. Die Grenze Malm-Kreide wurde innerhalb der schiefrigen Partien angenommen, da einer anscheinend tithonischen Basis (ARN. HEIM 1916, OBERHOLZER 1933) aus der Zentral- und Westschweiz zahlreiche Funde von sicherem Berriasien in

[1]) In R. HELBLING 1938 und 1948.

höheren Horizonten entgegenstehen (M. GERBER, W. MAYNC, E. ROD u. a.). Nach den neuesten Untersuchungen von R. HANTKE (mündliche Mitteilung) zwischen Glärnisch und Vierwaldstätterseegebiet muss die Malm-Kreide-Grenze auf Grund von Fossilfunden in die Basis der Zementsteinschichten verlegt werden, womit die Auffassung von ROTHPLETZ (1898) eine Bestätigung findet. Spärlichen, schlecht konservierten Ammoniten steht ein grosser Reichtum an Mikrofossilien im Untersuchungsgebiet gegenüber, deren Bearbeitung im Hinblick auf diese Grenzfragen eine grosse Arbeit für sich wäre. Sowohl nach der Schichtfolge wie auch nach den Mikrofossilien scheint es unwahrscheinlich, dass ein längerer Sedimentationsunterbruch innerhalb der Ablagerungszeit dieser Schichten stattgefunden hätte.

In der Nidfurner und Stöckli-Serie tritt uns eine kümmerliche Schwellenfacies entgegen, welche für sich behandelt wird.

a) Mergelfacies der Zementsteinschichten[1])

Über einer scharfen, etwas unebenen Grenze folgt über dem massigen bis grobbankigen Troskalk oder Quintnerkalk eine unruhige Wechsellagerung von dunkeln Mergelkalken und Mergelschiefern, welche durch grau anwitternde, im Bruch dunkelgraue, wenig geschieferte Mergel überlagert wird. Hier wie auch im ähnlichen Komplex über dem Gassenkalk und im Kalk selbst sind Sedimentationsstörungen in der Axen-Decke sehr häufig und auch in tektonisch ruhigen Gebieten festzustellen: im Aufstieg zur Vorderglärnischfurggel von Schwändi her können von Pkt. 1999 aus prächtige, deltaähnliche Schichtungen im W erkannt werden, ebenso in den Heubergen ob Guppen (vgl. Photo 2). Eine normal liegende Serie wird schief abgeschnitten und von kalkigeren Bänken überlagert, welche beim Erreichen der vollen Mächtigkeit und der horizontalen Lage stark vermergeln. Komplexer sind die Bilder in den Spitzisteinen ob Oberblegi (Photo 1), wo kalkige Linsen und Pakete von wirrer Lagerung in anscheinend ungestörten, gut gebankten Schichtreihen liegen, so dass alpin-tektonische Störungen in vielen Fällen zur Erklärung nicht ausreichen. Wahrscheinlich sind diese abnormen Lagerungsverhältnisse durch submarine Rutschungen entstanden. Wir müssen deshalb ein ziemlich kräftiges submarines Relief zur Zeit der Jura-Kreide-Wende annehmen, was ja durch die starken Reliefunterschiede wahrscheinlich gemacht wird. Es ist auch möglich, dass seismische Erschütterungen bei der Auslösung von Rutschungen mithalfen. Wenn auch tektonische Gleithorizonte, Ausquetschungen und Clivage häufig sind und somit Mächtigkeitsschwankungen nicht viel aussagen, so werden diese kräftigen Differenzen doch durch Änderung der Facies unterstrichen. Die direkt über den Kalken des oberen Malms gelegene Wechsellagerung von Kalk und Mergel schwankt z. B. in ihrer Ausbildung sehr stark und ist in den Zonen geringster Mächtigkeit fast vollkommen vermergelt. (Axen-Decke, besonders schön aber in der Forrenstock-Serie im südöstlichen Teil des Vorderglärnisch.) Die gestörten Komplexe sind zwischen ruhig liegende Schichten eingebettet, auf verschiedene Horizonte verteilt und gehen seitlich entweder in ruhige Lagerung über oder werden von ruhig gelagerten Sedimenten überlagert und abgelöst.

In den pyrit- und limonitreichen Schichten direkt über der Zementsteinbasis fand ich unter Baumgarten am Vorderglärnisch (Forrenstock-Serie, in Profil 17b, Tafel VI) Ammonitenreste, wovon einer von Dr. R. HANTKE eindeutig als *Berriasella grandis* MAZ. bestimmt werden konnte – ein charakteristisches Fossil für unteres Berriasien. Neben schwach verschieferten, oft schalig anwitternden dunkeln Mergeln findet sich in höheren Lagen ein oft überraschend regelmässiger Wechsel von kalkigeren mit mergeligeren Lagen, was eine gleichmässige Bankung oder auch warwenartige Bilder erzeugen kann. (Besonders schön nordwestlich des Oberblegisees, vgl. auch Photo 2.) Sind die mergeligen, dunkeln Kalke auch meist dicht, so finden sich neben rosa anwitternden, tonigen Einschlüssen hie und da auch Lagen mit gut gerollten Trümmerchen von dunkelm Gestein, Echinodermen, Bivalven, Gastropoden, Spongien und viel Mikrofossilien (Nautiloculinen, Clypeinen, *Coscinoconus*). In einzelnen Lagen sind die Trümmer mit einer Ooidhülle überzogen (z. B. Profil 15*b* und 20). Serpeln an Schichtflächen sind häufig, daneben finden sich vereinzelt Belemniten, schlechterhaltene Ammoniten und Terebrateln.

[1]) Für «Zementsteinschichten» wird im folgenden gelegentlich auch der Ausdruck «Zementstein» verwendet.

b) Gassenkalk

Erstmals gelangt in diesem hell anwitternden, gut gebankten, rauh brechenden Kalk die Urgonfacies zum Durchbruch, wobei die lithologische Ausbildung allerdings sehr variabel ist. Meist ist er als gut sortierter Echinodermen-Calcarenit ausgebildet, kann lokal aber auch stark oolithisch werden (Wiggisfuss) oder aber durch Vermergelung aufspalten und in kalksandhaltige Mergelschiefer oder in die gewöhnliche Mergelfacies des Zementsteins übergehen. (Gut zu beobachten vom Gareplatz Pkt. 1999 bei der Vorderglärnischfurggel gegen W, ebenso in der Glärnisch-N-Wand zu sehen.) Serpeln an der Unterfläche der Bänke sind häufig. Am Weg zur Vorderglärnischfurggel, wenig östlich unter dem Grat, finden sich zuoberst im Kalk eine Reihe von Höhlungen, welche mit Pyrit oder Limonit gefüllt sind (Bohrgänge?). Neben einzelnen Rhynchonellen finden sich auch viele Mikrofossilien, so *Coscinoconus*, Clypeinen.

c) Untere Öhrlimergel

Mit einer weichen Mergelschieferterrasse setzt über dem Zementstein eine topographisch gut abzutrennende, neue Abteilung ein. Wie bereits beschrieben, ist der Gassenkalk in der Axen-Decke mit den standfesten Mergeln im Hangenden durch Übergänge verbunden, so dass dort kein Schnitt gelegt werden darf, dagegen besteht höher oben eine scharfe Grenze zu der beschriebenen Terrasse. (Fichter setzte die Grenze direkt über dem Gassenkalk an; publiziert in Brückner 1937). Aus weichen, dunkeln pyritisch-limonitischen Mergelschiefern entwickelt sich zweimal ein Wechsel von mergeligen Kalken mit kalksandigen, rauhen Mergelschiefern. Es treten sowohl dichte Kalke wie spätige Varianten auf. Oft finden sich ferner feine, karrige Horizonte mit Limonitfüllung (wenige Zentimeter tief), spätig-oolithische Lagen mit viel Mikrofossilien und Seeigelstacheln, im oberen Zyklus häufig auch Stielglieder von Crinoiden neben einzelnen Belemniten und Brachiopoden. (Oberholzer erwähnt 1933 Terebrateln am Gipfel des Vorderglärnischs, ebenso Rothpletz.) Im Schliff finden wir Trümmer von Echinodermen, Bryozoen, Bivalven, *Coscinoconus* (mehr hochkonische Formen), Clypeinen, Trocholinen. Die Trümmer sind teilweise mit Ooidhüllen überzogen.

Über den Heubergen bei Guppen fand ich zwei guterhaltene Ammoniten, welche von Dr. R. Hantke als *Berriasella paramimouna* Maz. und *Berriasella pontica* (Retowski) bestimmt werden konnten, was auf *Berriasien* schliessen lässt. Erstere stammt aus dem unteren Zyklus der unteren Öhrlimergel, letztere aus der gleichen Schicht oder den Zementsteinmergeln über dem Gassenkalk.

Bei guten Aufschlussverhältnissen lässt sich die Gliederung sehr gut durchführen, doch sind die einzelnen Abteilungen rein lithologisch schwer zu trennen, weil das Gesamtbild, nicht aber die einzelnen Schichtglieder charakteristisch sind. Der obere Zyklus hat dank seinem Gehalt an gerollten Kalkkörnern, Ton und Limonit eine rauhe, braune Anwitterung, welche erst mit dem Übergang zum Öhrlikalk verlorengeht.

d) Nördliche Facies der Zementsteinschichten

In der Stöckli-Serie (unvollständig erhalten auch in der Nidfurner Serie) tritt über dem massigen Troskalk eine bankige Folge dichter bis feinspätiger, schwach toniger Kalke mit Mergellagen auf, deren Farbe teils an Quintnerkalk, teils an Troskalk erinnert; darüber folgt direkt Öhrlikalk.

e) Öhrlikalk

Dieser spätig-oolithische, zoogene Kalk von rauhem Bruch bildet hell anwitternde, mehr oder weniger deutlich gebankte Wände. Im südlichen Glärnischgebiet geht der untere Öhrlikalk der Axen-Decke durch Aufnahme mergeliger Lagen wie auch durch Vermergelung des Kalkes in grau-bräunlich anwitternde, unscharf bankige, zementsteinähnliche Facies über. Abgesehen davon schwankt aber die Facies sehr wenig: in einzelnen Lagen sind Kalzitschüppchen angereichert, in anderen Kalksand oder Ooide; lokal kommen auch gelbe, vermutlich schwach dolomitische Schlieren vor. Der grobbankige, mächtige, obere Öhrlikalk

der Axen-Decke und Bächistock-Decke enthält am Glärnisch in den obersten Lagen schwach dolomitisierte Korallenstöcke, Austern usw. und ist in der südlichen Bächistock-Decke meist sehr schön präpariert (z. B. auf der Felskanzel des Eggs[1]) an der Basis des Vrenelisgärtli-SE-Grates, im oberen Radtal usw.).

f) Obere Öhrlimergel

Im südlichen Faciesbereich sind im Öhrlikalk dunkle, weiche, feinschiefrige Mergel mit gelbbraun anwitternden, dünnen Kalkbänken eingelagert. Am Hochtorgrat (Grat Vrenelisgärtli-Vorderglärnisch) fand ich mitten in diesem Band über mergeligem Kalk als Erosionsrelikt sehr feinschichtigen, plattigen, gelbbraunen Kalk vom Aussehen eines Lithographensteines.

g) Faciesänderungen, Allgemeines

Die Grenzschichten mit ihren grossen Schwankungen in Facies wie auch in Mächtigkeit ergäben günstige Voraussetzungen für die Rekonstruktion des Ablagerungsraumes, doch ist anderseits die Differenzierung derart, dass die hier durchgeführte Parallelisation auf unsicheren Füssen steht und einer stratigraphischen Kontrolle bedarf. Dies würde angesichts der Häufigkeit von Mikrofossilien und auch der einzelnen (allerdings meist schlechterhaltenen) Ammoniten eine grosse, aber dankbare Aufgabe sein. Die Hauptschwierigkeit besteht in der Erfassung der fossilarmen N-Facies. Wertvoll wären auch mikrolithologische Analysen, wie sie Fichter, Brückner, Carozzi u. a. angewendet haben. – Die Existenz submariner Rutschungen (S. 34) ist möglicherweise auch für gewisse facielle Komplikationen verantwortlich (in lokalem Rahmen).

Der provisorischen Gliederung werden folgende Überlegungen zugrunde gelegt:

Ausser der deutlich abgetrennten Basis lässt sich in der Axen-Decke keine durchgehende Grenze innerhalb der Zementsteinschichten finden. Der Gassenkalk kann bei schwimmenden Grenzen seitlich vollkommen in Zementsteinfacies übergehen, ohne dass irgendein Einschnitt in der Sedimentationsreihe entstände (z. B. in der N-Wand des Glärnisch). Die Zementsteinschichten gehören somit einer einheitlichen Gruppe an, deren oberer Teil sehr leicht in Gassenkalkfacies übergehen kann.

In der Mürtschen-Scholle bzw. Forrenstock-Serie bildet der Gassenkalk den Abschluss der Zementsteinschichten und wandelt sich nach N in hellen, oolithischen Kalk um, welcher dem Troskalk sehr ähnlich werden kann. Diese Beobachtung kann am Wiggisfuss gemacht werden und entspricht den Ausführungen Oberholzers aus dem Mürtschenstockgebiet (1933).

Ein neuer Zyklus setzt an der Basis der unteren Öhrlimergel ein. Ein Übergang zu Troskalkfacies scheint in diesem Stockwerk nirgends stattzufinden.

Der Einschnitt der oberen Öhrlimergel ist nur gering, entspricht keiner markanten Zyklengrenze und beschränkt sich zur Hauptsache auf das Gebiet südlich der Stirn der Axen-Decke.

W. Brückner (1937) und H. J. Fichter (1934) gelangten im Glärnischgebiet zu folgender Gliederung: Zementsteinbasis = Senkungsphase; übriger Zementstein + Gassenkalk = Hebungsphase; untere Öhrlimergel + unterer Öhrlikalk = neuer Zyklus. In grossen Zügen wurde diese Gliederung übernommen, im Detail noch verfeinert.

1. **Zementsteinschichten:** Im Gebiet des Bösen Faulen (am Kratzerengrat und in den Bändern des Gassenstockes, Detailprofile in R. Hantke, 1949) treffen wir mächtige, weiche, nur schlecht aufzutrennende Mergelmassen, welche einzig durch ein schmales, oft gespaltenes oder auch auskeilendes Kalkband nahe der Basis in auffälliger Weise gegliedert werden. (Nach dem Vorkommen am hinteren Gassenstock wird es hier Gassenkalk benannt.) In scharfem Gegensatz zu diesen Verhältnissen sind die Zementsteinschichten unmittelbar nördlich des Hochtorbruches viel kalkiger ausgebildet: der Gassenkalk erreicht in einer mächtigen, geschlossenen Bank eine Mächtigkeit von 25 m und ist in standfeste, kalkige Mergel eingebettet (siehe z. B. Photo 2). Unsicher ist der Einfluss des Hochtorbruches auf die Mächtigkeit, da die Gesteinsmassen sich stark plastisch verhalten.

[1]) LK Bl. Klöntal: Chanzle.

Eindeutig erweist sich der Einfluss der persistenten Brüche im rückläufigen Verhalten der Facies in der nördlichen Axen-Decke: durch allgemeine schwache Vermergelung, besonders aber durch zunehmende Aufspaltung (Vorderglärnischgebiet) und nachfolgende Auflösung des Gassenkalkes zu Mergelschiefern (mittlere Glärnisch-N-Wand) tritt eine rückläufige Entwicklung ein, welche erst in der westlichen N-Wand durch neuerliche Verkalkung abgelöst wird. Unsicher sind die Verhältnisse im Deyenstockgebiet, wo nur lückenhafte Aufschlüsse gefunden werden. Nördlich des Dohlenbruches tritt unter Baumgarten (ob Schwändi, Forrenstock-Serie) eine Folge von dunkeln Mergelschiefern in ähnlicher Gliederung und Mächtigkeit wie in der nördlichen Axen-Decke auf. Sie wird von spätig-oolithischen, grobbankigen Kalken mit mergeligen Lagen überlagert, welche dem Gassenkalk entsprechen. Vorerst hat die Verkalkung nur die oberen Mergel der Zementsteinschichten ergriffen, so dass unter ca. 34 m Kalk ein breites Mergelband zu sehen ist. Bis zum Sackberg bleibt diese Gliederung bestehen, doch am Wiggisfuss erfolgt allmählich die Umstellung zur N-Facies: dunkle, mergelig-spätige Kalkbänke ersetzen bereits in der Büttenenwand und am Aufstieg nach Laui die Mergelschiefer auch von der Basis her, so dass diese auf ein schmales Band unter dem grob oolithisch-spätigen Gassenkalk zusammengedrängt werden. Ob Mettlen finden wir 20 bis 25 m wenig gegliederten, mittelgrauen, feinspätigen oder versteckt oolithischen Gassenkalk, darunter ca. 10 m gut gebankten, grauen, spätig-oolithischen Kalk mit einzelnen Mergellagen, unter dem erst eigentlicher Troskalk folgt. Die Verhältnisse am Wiggisfuss sind nicht ohne weiteres verfolgbar, doch können bei sorgfältiger Beobachtung die schmalen, mergeligen Bänder des Zementsteins und des unteren Öhrlimergels als Verflachungen mit einzelnen Bäumen erkannt werden. (Vgl. auch Oberholzer 1933, Tafel II, wo in der Mürtschen-Scholle das Gassenkalk-Band innerhalb des «Zementsteins» erkennbar ist; die Mergel werden nordwärts allmählich verdrängt, zuerst im unteren Band = Zementsteinmergel.) Ganz ähnliche Umstellungen beschreiben Oberholzer und Freuler von der Mürtschen-Scholle östlich der Linth, wobei die Facies bei gleicher tektonischer Stellung etwas mergeliger erscheint. Freuler (1925) nennt den Gassenkalk des Mürtschenstockes «Zwischenkalk». Verwirrung erzeugte die Öhrlikalkähnliche Facies des Gassenkalkes in der Schilt- und Mürtschen-Scholle, wo dieser häufig mit dem unteren Öhrlikalk verwechselt wurde, so dass die unteren Öhrlimergel den oberen Öhrlimergeln gleichgestellt wurden (Oberholzer 1933 im Plattenalpprofil usw.). Auf der Plattenalp nördlich des Schilt liegen ca. 20 m Gassenkalk von hell- bis mittelgrauer Färbung mit feinspätiger, versteckt oolithischer Struktur über schwach tonigem, hell- bis dunkelgrauem Kalk; am W-Abhang des Schilt, in der nordwestlichen Schilt-Scholle, geht aber der Gassenkalk zur Facies des Troskalkes über und ist am Glärnischfuss vom «unteren Troskalk» nur noch schwer zu trennen.

Deshalb wird als Arbeitshypothese eine Verschmelzung des Zementsteins mit dem Troskalk gegen nördlichere Faciesgebiete angenommen, so dass Wysslings (1950) «Zementstein» der Vorab-Decke zu unteren Öhrlimergeln wird (Tafel VIII). Eine neuerliche Aufspaltung des «Troskalkes» erfolgt in der Wageten und faciell nördlich anschliessenden Gebieten. R. Trümpy (1944) unterscheidet in der Cavorgia-Schuppe im hinteren Val Ladral über eigentlichem Troskalk eine bankige Abteilung (= Zementstein), überlagert von Korallenkalk (= Gassenkalk), auf welchen erst der «Zementstein» folgt (= untere Öhrlimergel). Verblüffend ähnlich sind nach eigenen Aufnahmen die Verhältnisse am Westende der Wageten. Diese Verhältnisse (zusammengefasst auf Tafel VIII) erlauben den Schluss, dass eine Schwellenzone zur Ablagerungszeit dieser Schichten bestand, welche in der Folge nordhelvetische Schwelle benannt sein soll. Schwellennächste Elemente sind Vorab-Decke und Glärnischbasis.

2. **Untere Öhrlimergel:** Der Hochtorbruch äussert sich in diesem Abschnitt durch stärkere Vermergelung im S-Flügel, sonst treten aber keine bedeutenden Schwankungen bis in die nördliche Axen-Decke auf. Limonitisch-karrige Horizonte im oberen Abschnitt beider kleinen Zyklen der unteren Öhrlimergel im Gebiet des Vorderglärnisch und Hochtors deuten auf klare Abgrenzung gegen den Öhrlikalk und auch der Zyklen unter sich. In ähnlicher Facies, aber in stark reduzierter Mächtigkeit, treffen wir die unteren Öhrlimergel in der südlichen Forrenstock-Serie bzw. Mürtschen-Scholle, wo die Zweigliederung durch eine zentrale, kalkige Partie meist gut erkennbar ist (Vorderglärnisch-E-Flanke, obere «Schwarze Schnüre» am Mürtschenstock).

Am Wiggisfuss geht die Verkalkung gegen N nur langsam vor sich: ca. 12 m Mergelschiefer am Wiggis-SE-Fuss entsprechen ca. 9 m mergelig-flasrigem, feinkörnigem bis oolithischem, dunkelm Kalk, welcher

lithologisch mit den entsprechenden Schichten im Schiltgebiet (10–12 m nach OBERHOLZER) übereinstimmt. Sehr feinkörnig, kalkig und gut gebankt erscheint die Schicht am Glärnischfuss zwischen Troskalkfacies und Öhrlikalkfacies.

Dolomitische Bänder und eine oberste mergelige Partie wie in der Vorab-Decke (WYSSLING) konnte ich nicht finden, sonst stimmen aber Facies und Mächtigkeit vorzüglich überein. Faciell nördlich der Schwellenregion findet man in der westlichen Wageten und der östlichen Cavorgia-Schuppe neuerdings stark mergelige Sedimente, wobei dem unteren Zyklus mit troskalkähnlichen Kalkbänken der obere Zyklus mit eher spätig-kalksandigen Bänken gegenübersteht. Die Untergrenze des Öhrlikalks beschreibt R. TRÜMPY (1944) als sehr scharf, mit einem rötidolomitartig verwitternden Kalkband und kohliger Substanz (?), was ähnlich den Beobachtungen im Vorderglärnischgebiet für eine deutliche, zyklisch begründete Grenze spricht.

3. **Öhrlikalk:** In der Bächistock-Decke und der Axen-Decke südlich des Hochtorbruches stehen der mächtigen, mergeligen Folge von unterem Öhrlikalk (ca. 90 m) und oberen Öhrlimergeln (50 bis 60 m) die kalkigen, massigen Wände des oberen Öhrlikalkes gegenüber (ca. 110 m). Eine direkte Beeinflussung durch den Hochtorbruch tritt nicht ein, dagegen fällt in dessen Nähe die rasche Verkalkung des unteren Öhrlikalkes, etwas nördlicher aber auch das Aussetzen der Facies der oberen Öhrlimergel (Hochtorgebiet 40 m Mergel, während in der Ruchen-N-Wand nur noch Spuren davon zu treffen sind). Hier haben wir erstmals einen Kontakt, welcher eine Aktivität der Bruchfläche während der Sedimentation direkt ausschliesst, statt dessen aber eine diffuse Beeinflussung in Form einer Zone erhöhten Gefälles des Meeresbodens zu haben scheint (vgl. Fig. 5 und 6). Mächtigkeit und Facies sind in beiden Flügeln des Hochtorbruches identisch, wobei z. B. auch die im obersten oberen Öhrlikalk eingestreuten Korallen den Bruch überschreiten. Die diffuse, flächenmässige Verteilung der Korallenstöcke in der Axen-Decke und Bächistock-Decke des Glärnisch weist nicht auf eine schmale, wandernde Riffzone, sondern erinnert viel eher an den Typ, welchen A. CAROZZI (1954) vom Jura des Salève beschreibt. Er stellt ihn dort in den Zusammenhang der abschliessenden Phase eines Zyklus, welche einer neuen Absenkung unmittelbar vorangeht.

Der Übergang von mittelhelvetischer zu nordhelvetischer Facies erfolgt hier also relativ schnell, aber kontinuierlich. In der westlichen N-Wand und im Gebiet des Deyenstockes finden wir ca. 200 m bankige Kalke mit verwischter Andeutung der Öhrlimergel. Nichts lässt sich über den oben tektonisch begrenzten Öhrlikalk der Forrenstock-Serie am Vorderglärnisch aussagen, welcher lokal annähernd 200 m Mächtigkeit erreicht (tektonisch gehäuft?) Besser als in den schlecht begehbaren Wänden des Wiggis (nach OBERHOLZER 1933 ca. 150 m Öhrlikalk am SE-Fuss, nach eigenen Schätzungen aber nur ca. 90 m) lässt sich die Schicht jenseits der Linth verfolgen, wo sie besonders G. FREULER (1925) näher untersuchte. Innerhalb der Mürtschen-Scholle tritt eine starke Reduktion der Mächtigkeit nach N ein. OBERHOLZER gibt noch 25 m «oberen» (= gesamten) Öhrlikalk von der Plattenalp (nördlich Schilt) an; diese Mächtigkeit bleibt im gesamten Schiltgebiet und auch am Glärnischfuss annäherend erhalten, wo 20–25 m massiger Öhrlikalk gefunden werden.

Ganz ähnlich liegen die Verhältnisse in der nordwestlichen Vorab-Decke, wo zudem dolomitische Bänder im zentralen Teil auftreten. WYSSLING (1950) vermutet, dass die dolomitischen Bänder den oberen Öhrlimergeln entsprechen. Nördlich der nordhelvetischen Schwelle, in der westlichen Wageten und der östlichen Cavorgia-Schuppe, sind diese Einlagerungen verschwunden, doch nehmen die Mächtigkeiten nur wenig zu, und obere Öhrlimergel treten nicht mehr auf.

Die Angaben P. VON SCHUMACHERS aus der Kammlistock-Decke sind nur schwer zu vergleichen, doch weist die kräftige Vertretung von Mergelschiefern (70—120 m) am ehesten auf die Mürtschen-Scholle oder südlichere Gebiete hin.

IX. Untere Kreide

(exkl. Öhrlischichten)

Bei der Beschreibung dieser Schichtreihe mit zahlreichen Fossilhorizonten werde ich mich kurz fassen, da bereits vorzügliche Beschreibungen und lange, wenn auch nicht immer zuverlässige Fossillisten für das Glärnischgebiet vorliegen.

a) Valanginienmergel und -kalk

In Axen-Decke und Bächistock-Decke ist folgende Gliederung möglich:

oben 3. Pygurusschichten,
2. Valanginienkalk,
unten 1. Valanginienmergel.

1. **Valanginienmergel:** Wo diese Schichten als breites Band auftreten, sind sie im Untersuchungsgebiet stets in der äusserst fossilreichen, «neritischen» Couloni-Facies ausgebildet. Sowohl in Axen-Decke wie auch in Bächistock-Decke des gesamten Glärnischgebietes können, besonders in den basalen, kalkig-sandig-knolligen Bänken, riesige Mengen von Austern (*Exogyra couloni* d'Orb. und *Arctostreon rectangularis* Roemer) festgestellt werden, daneben auch Rhynchonellen, Terebrateln und einzelne Korallen, Spongien, schlechterhaltene Ammoniten, Lamellibranchier *(Pinna)* und Gastropoden – ganz abgesehen von reichlich eingestreuten Mikrofossilien.

Fossillisten für das Glärnischgebiet finden sich bei Rothpletz, Oberholzer (1933) und auch bei Baltzer (1873). Letzterer konnte allerdings die Drusbergschichten von den Valanginienmergeln noch nicht unterscheiden, was beträchtliche Verwirrung in der tektonischen Deutung ergab. Die Fossilien weisen auf mittleres Valanginien.

Allgemein lässt sich das gelbbraun anwitternde, schiefrige Band in drei Teile gliedern: fossilreiche Basis mit braungrauen Mergeln und flaserig aufgelösten, unruhig mergeligen Kalken von dunkelgrauem, unebenem Bruch; kalkig-bankige Partie mit einzelnen Arktostreen, dann zuoberst fossilarme Mergel mit dünnen Kalkbänken, welche sich gegen oben zu Kalkknollen in mergeliger, dann kiesliger Grundmasse auflösen und damit den Übergang zum Valanginienkalk vermitteln.

2. **Valanginienkalk:** Nach kurzer Übergangszone über den Valanginienmergeln oder scharfem, unebenem Kontakt über dem Öhrlikalk folgen verkieselte, regelmässig gebankte Kalke von hellgrauer Anwitterung und rauhem, spätigem Bruch, welche je nach Grösse der Trümmer als feiner Kieselkalk oder kieselige Echinodermenbreccien erscheinen. Grosse, schwarze Kieselknollen von ovalem Schnitt finden sich im südlichen Ablagerungsgebiet massenhaft und fehlen nur im untersten Drittel der Schichten, während im obersten Teil auch unregelmässige Silexbänder auftreten. In der Nidfurner und Stöckli-Serie wittern oft auffällige Löcher von Haselnussgrösse aus dem Valanginienkalk heraus.

3. **Pygurusschichten:** In der Axen- und Bächistock-Decke kann – rein lithologisch – diese Abteilung leicht abgetrennt werden, da sie durch reichlich eingestreute, grobe Quarzkörner gekennzeichnet ist. Sie ist deshalb schon Baltzer (1873) im Glärnischgebiet aufgefallen, wobei er in den Spissen (unter dem Guppenfirn) *Pygurus rostratus* Ag. fand. Die Quarzkörner haben oft korrodierte Ränder mit schmalen Reaktionszonen, sind oft zerklüftet und können auch Flüssigkeitseinschlüsse aufweisen. Arn. Heim (1916, S. 417 ff.) erwähnt gleiche Erscheinungen aus dem gesamten Säntisgebiet wie auch unter dem Leistkamm und dem Hinterruck, wo der grobe Quarzsand auf Gemsmättli-, Pygurus- und Rahbergschichten beschränkt ist. Für das südliche Faciesgebiet lässt sich somit ein Vergleich mit den Pygurusschichten von Alb. und Arn. Heim begründen, dagegen werden die Verhältnisse in der Mürtschen-Scholle und Glärnischbasis gänzlich unsicher. Die Echinodermenbreccien, welche allgemein den Pygurusschichten gleichgestellt wurden, enthalten keinen groben Quarzsand und sind entgegen der allgemeinen Entwicklung stets in ähnlicher Mächtigkeit ausgebildet, so dass sie eher dem obersten Valanginienkalk entsprechen könnten.

Das charakteristische Fossil *Pygurus rostratus* Ag. lässt sich u. a. auch nahe der Zunge des Guppenfirns in der Axen-Decke feststellen. Am gleichen Ort fand ich auch Knochentrümmer, welche nach Prof. B. Peyer vermutlich Ganoiden zuzuschreiben sind. Für seine Hilfe sei hier gedankt.

4. **Faciesänderungen, Allgemeines:** Die beschriebenen, vorwiegend organogenen Gesteine gehören durchwegs Facieszonen an, welche Arn. Heim (1916) mit Haug u. a. als «neritisch» bezeichnete. Ohne wesentliche Unterschiede in Mächtigkeit und Ausbildung findet sich die Schichtreihe in reicher Gliederung in der südlichen Axen-Decke und der Bächistock-Decke. Letztere enthält etwas mehr grobe Echinodermenbreccie. Bis zum Hochtorbruch bleibt die Ausbildung auffällig konstant und ist dem Profil des N-Flügels des

Bruches ähnlich. Unmittelbar über dem Bruch sind im S-Flügel für den Valanginienmergel keine Veränderungen festzustellen, dagegen treten Breccien im Valanginienkalk auf, welche aber auch als regenerierte, tektonische Breccien gedeutet werden könnten. Die Mächtigkeit der Pygurusschichten wird von der Störung wenig beeinflusst, trotzdem treten unter dem Guppenfirn grosse, sandfreie Knollen von bis 30 cm Durchmesser in stark sandiger Grundmasse auf, welche wohl auf ein deutliches Relief hinweisen dürften. Sie werden nur unmittelbar südlich des Hochtorbruches gefunden und wurden offenbar in weichem Zustand eingebettet. Nördlich des Hochtorbruchs verschwinden sehr bald die Valanginienmergel wie auch die typischen, grobsandigen Pygurusschichten und sind bereits am Deyenstock nicht mehr aufzufinden, sei es durch Auskeilen oder Facieswechsel. Brückner fand in der Griesstock-Decke eine mergeligere Lage zwischen Öhrlikalk und Valanginienkalk, deren scharfe Ober- und Untergrenze durch ein Konglomerat gezeichnet waren. Die These einer scharf abgetrennten Abteilung der Valanginienmergel ohne Faciesübergang zu Valanginienkalk wurde im parautochthonen Gebiet auch von Tolwinsky, R. Trümpy und – mit Vorbehalt – L. Wyssling angenommen.

Nach meinen Messungen, welche von Oberholzers Angaben z. T. stark abweichen, findet sich: Bächistock-Decke südöstlich Vrenelisgärtli Py. ca. 12 m, VK 72 m, VM 35–40 m / Axen-Decke unter dem Guppenfirn (südlich Hochtorbruch) Py. 10 m, VK 60 m, VM 37 m / Axen-Decke nördlich Hochtor Py. 9 bis 10 m, VK 60–65 m, VM 35 m / Nordwand des kleinen Feuerberges[1]) Py. ca. 10 m, VK 50–60 m, VM 20–30 m / östlich des Mättlistockes (Deyen-Gruppe, Axen-Decke) Py. in typischer Ausbildung fehlend, VK ca. 45 m, VM fehlend.

In einem relativ schmalen Streifen nördlich des Hochtorbruches findet hier also ähnlich den Verhältnissen im Öhrlikalk eine wesentliche Umstellung statt. Waren in der Axen-Decke Silex noch recht reichlich vertreten, so treten diese in der Mürtschen-Decke sehr stark zurück, was zur typischen Nordfacies mit feinspätigem Kieselkalk und einer meist gegen 10 m mächtigen, unscharf abzutrennenden, kieselärmeren und grobspätigeren Partie im Hangenden überleitet. Viele Silex finden sich noch im Valanginienkalk der Axenstirn und des Hochwaldes (Sackberggebiet, von mir als Forrenstock-Serie gedeutet, S. 90).

Mühe bereitet oft das Auffinden der scharfen Untergrenze, sofern keine Valanginienmergel auftreten. Als mergelige, kalksandige Bänder von geringer Mächtigkeit sind diese allerdings recht verbreitet, ohne aber einen durchgehenden Horizont zu bilden. So fand ich diese Schicht am SE-Fuss des Wiggis mit kleinen Exogyren; Freuler erwähnt Funde im südlichen Mürtschenstockgebiet, Oberholzer 1933 vom Westabhang des Schilt und von der Glärnischbasis, wo sie meist unauffällig ist (vgl. Tafel VIII). R. Trümpy (1944) beschreibt aus der Cavorgia-Schuppe mergelige, etwas sandige Echinodermenbreccie als Valanginienmergel.

Die Mächtigkeit der gesamten Gruppe nimmt nordwärts allmählich ab, schwankt am Glärnischfuss wie im westlichen Schiltgebiet um 20 m und erreicht nach Wysslings Angaben ein Minimum in der Vorab-Decke (auf der Alp von Sagens 7 m), worauf sie jenseits der nordhelvetischen Schwelle wieder zögernd zunimmt.

Nach P. von Schumacher folgt in der Kammlistock-Decke mit scharfer Grenze über dem Öhrlikalk ca. 40 m Valanginienkalk mit Silex, zuoberst von Echinodermenbreccie mit Quarzsandkörnern (Pygurusschichten) überlagert, was am ehesten mit der nördlichsten Axen-Decke zu vergleichen ist.

b) Kieselkalk

Das Hauterivien wird unter dem wenig glücklichen Namen «Kieselkalk» zusammengefasst. Es lässt sich in der Axen-Decke und der Bächistock-Decke folgendermassen gliedern:

oben 6. Kieselkalk-Echinodermenbreccie } oberer Kieselkalk,
5. Mergeliger oberer Kieselkalk }
4. Mittlerer Kieselkalk,
3. Lidernenschichten («Schifflischichten»),
2. Unterer Kieselkalk,
unten 1. Schniden-Fossilhorizont («Rahbergschichten»).

[1]) LK Blatt Klöntal: Usser Fürberg.

1. **Schniden-Fossilhorizont bzw. Grenze zum Valanginien:** 1932 fand W. Rothpletz einen Fossilhorizont an der Basis des kühn aufschwingenden SE-Grates des Vrenelisgärtlis, der «Schniden» der Bergsteiger. Die von ihm gesammelten Fossilien wurden mit jenen der Rahbergschichten Arn. Heims verglichen, welche E. Baumberger (1907) dem untersten Hauterivien zugeordnet hatte. Eine Fossilliste der Funde am Glärnisch wurde von Oberholzer (1933, S. 328–329) veröffentlicht.

In einer phosphoritisch-glaukonitisch-kalkigen Grundmasse mit groben Quarzkörnern, ähnlich jenen der tieferen Pygurusschichten, sind als phosphoritische Steinkerne die oft prachtvoll erhaltenen Fossilien eingebettet. Stets ist die Grenze zum Liegenden sehr scharf und uneben, mancherorts können sogar tiefe Schlote beobachtet werden (in der Axen-Decke unter Guppenfirn bis 30 cm tief). Diese sind in den tieferen Partien mit bis faustgrossen Trümmern von Pygurusschichten aufgefüllt.

Zweifellos handelt es sich um einen markanten Einschnitt in der Schichtreihe. Brückner fasst 1951 Pygurusschichten, Rahbergschichten und auch Gemsmättlischichten zu einer einheitlichen Zyklengrenze zusammen, welcher als Hebungsphase die Sedimentation des unteren Kieselkalks folgt. Allerdings sind die Faunen der drei Horizonte verschieden.

Bis zur Abklärung des genauen Alters der vier Fossilvorkommen Gemsmättli, Schniden, Rahberg, Obersäss scheint es zweckmässig, das Vorkommen am Glärnisch als *Schniden-Fossilhorizont* zu bezeichnen. Die von mir gesammelten Fossilien werden zur Zeit von R. Hantke in grösserem Zusammenhange bearbeitet. Es scheint nicht nur das unterste Hauterivien vertreten zu sein.

Im nördlichen Faciesgebiet findet sich nur eine scharfe, meist etwas unebene Schichtgrenze, welche meist durch dunkle, grünliche Häute, oft auch kleine Aufarbeitungen gekennzeichnet wird. Wo diese gänzlich fehlen, ist die Auffindung der Grenze zwischen Valanginienkalk und Kieselkalk oft schwer, was Oberholzer (1933) zur Annahme eines Überganges zwischen beiden Schichtkomplexen bestimmte; für das gesamte Glärnischgebiet wie auch die Vorab-Decke (Wyssling), Griesstock-Decke (Brückner), Wageten (Oberholzer und Meyer) und die Schuppen der Panixeralp (R. Trümpy) sind aber immer wieder scharfe, eindeutige Grenzen festgestellt worden. Aufarbeitungen in kleinem Masse sind sowohl in der N-Facies wie auch über der unruhigen Oberfläche des Schniden-Fossilhorizontes häufig, doch ist über letzteren am Glärnisch die Obergrenze viel ausgeglichener als die Untergrenze.

2. **Unterer Kieselkalk:** Sehr eintönig sind die feinkörnigen, gut gebankten, verkieselten Kalke dieser Gruppe, welche im Gegensatz zu den hellen Wänden des Valanginienkalkes typisch schwärzlich bis bräunlich anwittern. Unten sind sie schwach mergelig bis schiefrig, werden aber nach oben zunehmend massig und auch etwas grobkörniger. Im Gegensatz zum Valangienkalk und zum höheren Anteil des Kieselkalkes enthalten sie nirgends grössere Silex und sind oft löchrig angewittert.

3. **Lidernenschichten («Schifflischichten»):** Die etwas grobkörnigere, mit Quarzsand, Glaukonit und Echinodermentrümmern angereicherte Variante des Kieselkalks wurde von Fichter (1934) und Brückner (1937) auf Grund der Analyse der Korngrössen als Zyklengrenze aufgefasst. Dabei wurde für diese Schicht der Name «Schifflischichten» von K. Goldschmid (1924 und 1927) übernommen, obwohl ursprünglich unter diesem Namen ein Kondensationshorizont verstanden wurde, welcher die Grenze Valanginien-Hauterivien markieren sollte. Die Grünsandhorizonte der «Schifflischichten» werden in dieser Arbeit deshalb nach Vorschlag von R. Hantke als «*Lidernenschichten*» bezeichnet. Am Liderner Plänggli zwischen Rosstock und Kaiserstock sind diese Schichten schön ausgebildet und zudem von einem Fossilhorizont mit Ammonitenfauna begleitet.

Dieser Fossilhorizont tritt mit grossen Mengen von Seeigeln auch lokal in den höheren Decken des Glärnisch auf. Baltzer (1873, S. 73) beschreibt aus der bereits Arn. Escher bekannten «Toxasterschnur» des Glärnisch Ammoniten, Belemniten, Seeigel und Brachiopoden. S. Blumer untersuchte diese Schicht nochmals. Die von ihm gesammelten Fossilien (bestimmt von Rollier) wurden von Oberholzer 1933 aufgeführt. Arn. Heim (1916, S. 401) stellte den Horizont der Sentisianusbank gleich. *Toxaster retursus* (Lamk.) var. *sentisianus* Des. wird am Glärnisch häufig gefunden. Die dunkle, kalkig-grünsandig-phosphoritische Bank schliesst hier meist die Lidernenschichten nach oben ab und wird durch den hellgrau anwitternden, etwas schiefrigen, oberen Kieselkalk überlagert, welcher in den untersten Lagen noch schwach glaukonitisch ist. Neben diesem in der Axen-Decke und Bächistock-Decke des Untersuchungsgebietes oft

verfolgbaren Horizont befinden sich Fossilien in der gesamten Gruppe sporadisch eingestreut, so besonders verkieselte Austern, ferner Belemniten und Seeigel. Silex sind nicht selten. Die Untergrenze der Lidernenschichten ist unscharf, die Mächtigkeit beträgt in der S-Facies 9–25 m.

Besonderes Interesse erweckt eine auffällig dunkel anwitternde, bändrige Partie an der Basis der Lidernenschichten, welche *blaue Alkalihornblende* enthält. Herr Prof. E. Niggli, Bern, hat in verdankenswerter Weise die Schliffe durchgesehen und die Alkalihornblende als Rhodusit (Bababudanit) bis Riebeckit bezeichnet, in einem Schliff fand er zudem auch *Stilpnomelan*. Ähnlich wie in den benachbarten Schichten finden wir im Schliff ein Gemenge von Glaukonitkörnern, gerundeten Echinodermentrümmern (z. T. mit Glaukonit imprägniert, so dass ihre Gitterstruktur hervortritt) und Quarzkörnern, ferner etwas Erz, Limonit, Phosphoritkörner und einzelne Mikrofossilien. Dazwischen befinden sich aber Garben oder «Sonnen» aus feinen Nadeln, welche in die benachbarten Mineralien hineinwachsen, seien diese nun Kalzit, Glaukonit oder Quarz (vgl. Fig. 4). Es kann keine Rede davon sein, dass die zarten Kristalle von blauer Alkalihornblende in dieser Form eingelagert worden wären, wie denn auch die Durchspiessung der Nachbarmineralien auf autigenes Wachstum hindeutet.

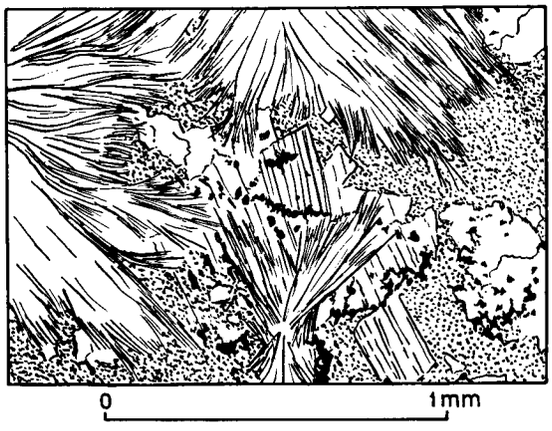


Fig. 4. Lidernenschichten der Axen-Decke, wenig südlich des Hochtorbruches. Horizont mit Garben von Alkalihornblenden, welche sowohl den Glaukonit (körnig) wie auch den Kalzit (hell, geradlinige Spaltfläch)en und den Quarz (hell) durchsetzen. Vergrösserung 60mal.

Als einziges derartiges Vorkommen ist bisher das von F. Weber bei Urscheu (östlich des Piz da Dartgas) entdeckte und von Arn. Heim publizierte Auftreten bekannt. Dessen genaue, stratigraphische Stellung ist nicht bekannt; Arn. Heim beschreibt es einerseits aus dem oberen (1916, S. 407), anderseits aus dem unteren Teil (1909) des Kieselkalks. Die tektonisch gestörten Schichten zeigen im Schliff sehr ähnliche, wenn auch weit undeutlichere Strukturen als am Glärnisch. Wäre nach Arn. Heim (1916) ein vulkanischer Aschenregen als Ursache anzunehmen, so müsste nach der Ablagerung der Asche eine intensive Umkristallisation stattgefunden haben; schwer verständlich bleibt dann aber die Aufspaltung der Vorkommen in viele feine Lagen wie auch die räumliche Verteilung: die Alkalihornblenden sind streng *horizontbeständig* und zudem in mehreren Bändern parallel der Schichtung angereichert. Alle Funde im Glärnischgebiet stammen aus der Axen-Decke mit maximaler Konzentration im Gebiet der Zunge des Guppenfirns und reichen Vorkommen in den Spissen und nördlich des Hochtors. Sowohl nach S wie nach W wird er aber selten und wurde bisher am Glärnisch und in der Nähe nirgends mehr gefunden. Merkwürdigerweise ist die Alkalihornblende gerade dort konzentriert, wo der persistente Hochtorbruch die Lidernenschichten quert, so dass eine Beeinflussung durch aufsteigende, hydrothermale Lösungen entlang jener palaeotektonischen Linie erwogen werden kann. Wie mir Prof. E. Niggli freundlicherweise mitteilte, sind nach seiner Ansicht blaue Alkalihornblende und Stilpnomelan die ersten Mineralien, die sich bei alpiner Metamorphose schon bei niedrigsten Temperaturen bilden. – Der Chemismus der glaukonitreichen Lidernenschichten ist für diese Mineralbildungen günstig, doch können eventuell erst die hydrothermalen Einwirkungen die Kristallbildung ausgelöst haben, was die strenge stratigraphische Beschränkung der Vorkommen erklären könnte. Neben einer Deutung durch vulkanischen Aschenregen wäre demnach auch an Vorgänge zu denken, wie sie Epprecht (1946) für die Mangan- und Eisenerze des Gonzen annimmt. Analoge Entstehung wird für junge Flußspatgänge in der Säntisgruppe angenommen (Büchi und Hofmann, 1954). Endgültige Antwort auf diese Fragen kann aber nur eine gründliche Untersuchung auf Alkalihornblende über grosse Areale geben[1]).

[1]) Inzwischen (1956) veröffentlichten E. Niggli, W. Brückner und E. Jäger ihre Untersuchungen über Vorkommen von Stilpnomelan in nordhelvetischen Sedimenten. Dieses Mineral wurde in verschiedenen tektonischen Einheiten und stratigraphischen Horizonten festgestellt und als eindeutiges Produkt von schwacher Epimetamorphose in relativ mergeligen, eisenreichen, oft glaukonitischen Sedimenten bezeichnet. Die gleiche Entstehung wurde für die lokal mit Stilpnomelan vergesellschaftete Alkalihornblende gegeben, doch sind auffälligerweise deren bekannte Vorkommen noch immer auf den von F. Weber beschriebenen Horizont in der Kistenpassgegend beschränkt. (Anmerkung während des Druckes.)

4. **Mittlerer Kieselkalk:** Bei grosser Ähnlichkeit mit dem unteren Kieselkalk unterscheidet sich diese Abteilung im südlichen Faciesgebiet durch hellgraue bis gelbliche Anwitterung und durch reichen Gehalt an Silex. Neben dichten, dunkeln Varianten sind diese auch als körnige, konzentrisch aufgebaute Knollen oder weiss anwitternde Bänder anzutreffen.

5. **Mergeliger oberer Kieselkalk:** Überraschenderweise findet sich unter der glaukonitischen Echinodermenbreccie des Kieselkalks sowohl in der Bächistock- wie in der Axen-Decke ein Band aus hellgrau anwitternden, mergeligen Kieselkalken mit pyritischen Knollen. Das dunkel und uneben brechende Gestein erinnert derart an die unteren Partien der Drusbergschichten, dass man sie erst in grösserem Verbande von jener Schicht sicher unterscheiden kann. Glaukonit und Silex fehlen, dagegen treten einzelne dünnschalige Seeigel auf.

Analoge Bilder beschreibt W. Brückner (1946) von der Axen-Decke am Vierwaldstättersee und ordnet dies in den grösseren Rahmen einer zyklischen Dreiteilung des Kieselkalks ein, welche er auf Drusberg-Decke, Kammlistock-Decke und Griesstock-Decke ebenfalls anwendet. Da die Mächtigkeit und auch die Beschreibung der Schichten recht gut mit jenen des Glärnisch übereinstimmt, kann eine Gleichstellung angenommen werden, obwohl ich an der scharfen Untergrenze nirgends Glaukonit, Fossilien oder brecciöse Lagen fand.

6. **Kieselkalk-Echinodermenbreccie:** Ohne scharfe Grenze folgt eine grobe, verkieselte Echinodermenbreccie mit glaukonitreichen Schlieren, welche im südlichen Faciesgebiet sehr viele Silex in Form von Knollen oder Bändern enthält. Wenig auffällig ist die Grenze zu den Altmannschichten des unteren Barrémien (sie wurde dort angenommen, wo die Silexbänder aussetzen und der Kalk feiner wird).

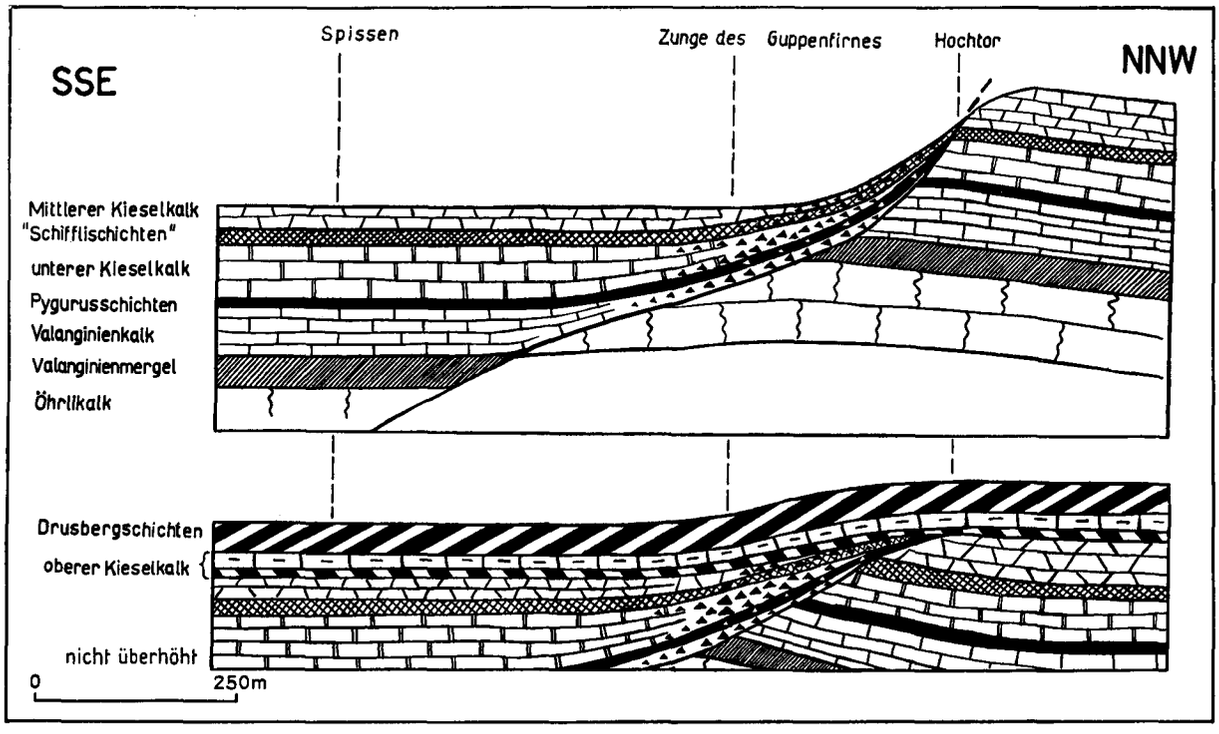


Fig. 5. Rekonstruktion des Hochtorbruches.

7. **Der persistente Hochtorbruch:** Die Deutung des Hochtorbruches als persistenten Bruch findet ihre schönste Bestätigung in der untern Kreide, weil in der Gegend des unteren Hochtores am Grat zwischen Vrenelisgärtli und Vorderglärnisch beide Flügel gut aufgeschlossen und leicht zu gliedern sind (siehe Fig. 5 und Photo 3). In der SE-Flanke des unteren Hochtores finden wir über dem Bruch wenig Valanginienmergel, dann einen Wechsel von ungestörtem mit brecciösem Valanginienkalk, welcher von ungestörten

Pygurusschichten in normaler Mächtigkeit überlagert wird. Die darüberliegende Serie macht einen ungestörten Eindruck (Photo 3), was durch die ruhige, flache Schichtung und das normale Profil der Drusbergschichten bestätigt wird. Statt 140–150 m Kieselkalk finden sich jedoch wenig über 30 m dieser Schichten, wobei der grösste Anteil auf den nur schwach reduzierten obersten Zyklus entfällt; die tieferen Zyklen dünnen nach NW aus und enthalten Breccien. Die Komponenten (Kieselkalk oder Lidernenschichten) wurden offenbar in noch weichem Zustande einsedimentiert, denn sie sind flachgedrückt und meist unscharf begrenzt. Oft erreichen sie Durchmesser von mehreren Zentimetern. Dies wie auch die Tatsache, dass ungestörte Horizonte durchgehend verfolgt werden können, phosphoritische, wellige Häutchen auftreten und die weichen Drusbergschichten vollkommen ungestört geblieben sind, schliesst die Möglichkeit aus, dass diese Erscheinungen alpinen Störungen zuzuschreiben wären.

Gestützt durch Aufnahmen unter der Zunge des Guppenfirns und in den Spissen kann kein Zweifel darüber bestehen, dass der Hochtorbruch während der beiden unteren Zyklen des Kieselkalks periodisch aktiv war, wogegen zur Zeit der Schüttung der obersten Zyklen des Kieselkalks, der Drusbergschichten oder auch des Öhrlikalkes keine bedeutenden Bruchbewegungen stattfanden. Die Ergebnisse der Detailaufnahmen sind auf Figur 5 dargestellt, wobei folgende Punkte besonders bemerkenswert sind:

A. Pygurusschichten wie auch der Schniden-Fossilhorizont laufen anscheinend ungestört durch. Trotzdem sind unmittelbar südlich des Bruches die Pygurusschichten knollig (S. 40) und an der Obergrenze auffällig tief verkarrt, was auf ein deutliches Relief hinweist.

B. Andere Horizonte können stark reduziert werden oder gar auskeilen, wobei unmittelbar südlich des Bruches Breccien aus unverfestigtem Material der eigenen Schichten auftreten.

C. Die Bewegungen des Bruches sind von der zyklischen Gliederung unabhängig.

D. Die blauen Alkalihornblenden sind – soweit bisher festgestellt – in der Nähe des Bruches konzentriert; deren Bildung könnte durch aufsteigende hydrothermale Lösungen verursacht sein.

E. Bei Rekonstruktion der Verhältnisse in der Unterkreide (siehe Figur 5) kommt man nicht umhin, statt der erwarteten gleichsinnigen Bewegung der Flügel ein Wechselspiel von Stauchung und Zerrung anzunehmen, wobei die aufschiebende Komponente überwog.

F. Die in Bewegungszeiten abgelagerten Schichten des S-Flügels weisen weniger Ähnlichkeit mit dem nahen N-Flügel auf als mit der weit südlicheren Schichtreihe am SE-Fuss des Vrenelisgärtlis (Bächistock-Decke).

8. **Faciesänderungen, Allgemeines:** Nach den Ausführungen von Oberholzer (1933) wie auch von R. Hantke (1949) soll in der südlichen Bächistock-Decke ein lokales Maximum der Mächtigkeit vorhanden sein, wenn auch Oberholzers Schätzung von 200 m Kieselkalk am Bächistock übersetzt ist (nach eigenen Aufnahmen ca. 150 m). In ähnlicher, reich gegliederter Facies finden sich die Schichten südlich des Hochtorbruchs (ca. 140 m) und, mit starker Verschiebung der Mächtigkeit der Unterabteilungen, auch unmittelbar nördlich davon. Nach einer breiten Zone geringer Umstellung findet aber auf schmalem Raum nördlich des Hochtorbruches (ähnlich wie in den Öhrlischichten und dem Valanginien) der Wechsel zur N-Facies statt. So sind denn bereits im Deyenstockgebiet (Mättlistock, vgl. auch Oberholzers Profile 1933 weiter westlich) Sentisianusschichten und Schniden-Fossilhorizont verschwunden. Die Mächtigkeit ist von den 150 m unter dem Hochtor auf 50–60 m zusammengeschmolzen. Hier sind – wenn auch in reduzierter Ausbildung – die Lidernenschichten wie auch der mergelige Teil des obern Kieselkalkes noch gut zu erkennen, doch schon im südlichen Teil der Mürtschen-Scholle wird die Aufteilung des Kieselkalkes schwierig, besonders weil die charakteristischen Silexhorizonte selten werden und der Glaukonit stark zurücktritt. Bei einer Gesamtmächtigkeit von ca. 60 m ist der oberste Zyklus nur noch durch glaukonitische Echinodermenbreccie vertreten (am S-Fuss des Deyenstockes nach Oberholzer über 12 m; im Aufstieg zur Auernalp 5,5 m). Nicht aufgefunden wurden bisher die Lidernenschichten in der Mürtschen-Decke.

Bei gleicher Entwicklung erwähnt Oberholzer (1933) 26 m Kieselkalk mit deutlich abgetrennter Echinodermenbreccie aus dem Britterwald in der nördlichen Mürtschen-Scholle, dagegen 31–38 m Kieselkalk am Hüttenkopf (W-Abhang des Schilts), was mit Profilaufnahmen von Elggis (ca. 35 m) und in der Nidfurner Serie unter Leuggelen (ca. 32 m) gut übereinstimmt. Eindeutig stratigraphisch bedingt sind die

auffallend geringen Mächtigkeiten am Fuss des Vorderglärnisch (6 m unter dem Schwänderstock, 12 m am Wildenberg), welche bereits den 9 m Kieselkalk der Vorab-Decke in der Alp Sagens (WYSSLING) vergleichbar sind. Durch Zurücktreten des Glaukonits verliert die oft Austern führende Echinodermenbreccie gegen die nordhelvetische Schwelle hin ihr Gesicht, sie kann aber mit Ausnahme der Stöckli-Serie überall mit Sicherheit festgestellt werden; bei wachsender Mächtigkeit und starkem Glaukonitgehalt ist sie nördlich der Schwelle anzutreffen (in OBERHOLZERS Profil der Hangetenruns [Wageten] wäre nach der hier verwendeten Abtrennung nur Schicht 4 als Altmannschichten zu betrachten).

Für die Festsetzung der Lage der Lidernenschichten in der N-Facies sind wir auf blosse Vermutungen angewiesen, da eingehende Detailuntersuchungen in der Art von BRÜCKNERS Arbeiten hier fehlen. Immerhin ist noch in der Elggis-Scholle wie auch in der Nidfurner Serie unter Leuggelen eine rostig-dunkel anwitternde Schicht mit Pyrit und wenig bleichem Glaukonit auszuscheiden. WYSSLINGS (1950) Quarzkörnerhorizont und R. TRÜMPYS (1944) Aufbereitungshorizont mit Pyrit, Austern und kiesligen Organismenresten in der Cavorgia-Schuppe können wegen ihrer Schichthöhe möglicherweise als Äquivalent der Lidernenschichten betrachtet werden. Wie ist aber die Zone der grössten Reduktion zu überbrücken? Nahe an der Untergrenze des Kieselkalkes fand WYSSLING (1950, S. 114 und 123, Vorab-Decke) im Profil des Flimsersteins eine Lage gröberer Komponenten, so verkieselte Fossilien und kleine Kieselkalkbrocken, welche aus der Nähe aufgearbeitet zu sein scheinen, weshalb er hier die gesuchte Grenze vermutete. Ganz analog liegt ein Horizont mit verkieselten Belemniten und kleinen, herauswitternden, verkieselten Körnern in dem sonst eintönigen Kieselkalk unter dem Schwänderstock (Stöckli-Serie).

Falls es sich wirklich um die Lidernenschichten handelt, so würden diese in der Reduktionszone bis nahe an die Untergrenze des Kieselkalkes sinken.

Nicht beobachtet wurden im Aufnahmegebiet die von OBERHOLZER (1933) aus der Nachbarschaft mehrfach erwähnten, basalen Glaukoniteinstreuungen des Kieselkalks (S-Fuss des Deyenstockes in der Mürtschen-Scholle, Plattenalp, Wageten).

Gut aufgegliedert ist das tektonisch etwas reduzierte Profil der Kammlistock-Decke, wie es BRÜCKNER 1946 vom Kammligrat beschrieben hat, fehlen dort doch weder die Lidernenschichten noch eine scharf abgesetzte, glaukonitreiche Echinodermenbreccie. Bei einer Gesamtmächtigkeit von 40–43 m ist ein Vergleich mit der südlichen Mürtschen-Scholle oder der nördlichsten Axen-Decke naheliegend.

c) Drusbergschichten und Schrattenkalk

Allgemein wird diese Schichtreihe folgendermassen gegliedert:

oben	5. Oberer Schrattenkalk	unteres Aptien,
	4. Orbitolinenschichten	
	3. Unterer Schrattenkalk	Barrémien.
	2. Drusbergschichten	
unten	1. Altmannschichten	

(Geschichtliches siehe OBERHOLZER 1933 und WYSSLING 1950.)

1. **Altmannschichten und unterste Drusbergschichten:** Die stark glaukonitisch-sandigen Schichten im Hangenden der Kieselkalk-Echinodermenbreccie sind von jenen durch stärkere Sandigkeit, kleineren Gehalt an Echinodermentrümmern und Abwesenheit grösserer Silex zu unterscheiden. Wie schon BALTZER 1873 erkannte, sind die Altmannschichten in den höheren Decken des Glärnisch beidseitig nur unscharf abgegrenzt und scheinen z. T. ganz zu fehlen, doch ist in einigen Fällen an der Grenze zum silexreichen Liegenden ein feiner, karriger Horizont mit einer phosphoritischen Haut erhalten (Profile am Guppenfirn und unter dem Hochtor, Axen-Decke). In nördlicher Facies dagegen findet man eine glaukonitreiche, verkieselte, dunkel anwitternde Bank mit verkieselten Austern, welche wegen ihrer stratigraphischen Stellung (OBERHOLZER 1933) wie auch aus zyklischen Überlegungen den Altmannschichten gleichzustellen ist. Hier ist der Kontakt zum Liegenden stets scharf abgesetzt, uneben und sehr auffällig. Gänzlich unscharf ist dagegen im gesamten Untersuchungsgebiet die Abgrenzung zum untersten Abschnitt der Drusberg-

schichten, deren Facies an der Basis des obersten Kieselkalks bereits einmal angenähert wurde. Gegen oben ist eine allmähliche Verarmung an Glaukonit, Quarzsand, eine abnehmende Verkieselung und allgemein ein hoher Gehalt an Pyritknollen zu beobachten, was zu den hellgrauen, ungegliederten Mergeln der unteren Drusbergschichten überleitet. BRÜCKNER (1937) fasste Altmannschichten und unterste Drusbergschichten zu einer Senkungsphase zusammen. Neben den häufigen, meist verkieselten Austern (z. B. *Exogyra aquila* DEFR.) findet man in der S-Facies Seeigel und lokale Anhäufungen von kleinen Brachiopoden. Eine ausführliche Liste der älteren Fossilfunde stellte ROTHPLETZ 1898 zusammen.

2. **Drusbergschichten:** Über den hellgrauen, ungegliederten Mergeln der Basis folgt mit deutlicher Grenze eine Serie gelbgrau anwitternder, im Bruch dunkelgrauer Mergelschiefer mit unscharf begrenzten Lagen und länglichen Linsen von feinspätigem, ziemlich mergeligem Kalk. Dieser führt vereinzelte Austern, ist schwach verkieselt und enthält häufig Pyritknollen, weshalb er rauh und löcherig anwittert. Über einer breiten, vorwiegend mergeligen Partie nehmen die knolligen, flasrigen Kalke mit verstreuten Austern überhand, ohne die Mergelschiefer ganz zu verdrängen.

Durch Verarmung an Ton in den Zwischenlagen wie auch im Kalk, Einschränkung des Pyritgehaltes und zunehmende Spätigkeit, entsteht ein hellgrau anwitternder, besser gebankter Kalk, welcher mit dem unteren Schrattenkalk durch eine breite Übergangszone verbunden ist. Im Bruch erscheint der meist noch schwach kieslige Kalk dunkelgrau bis grau, spätig und enthält Austernbänke, lokal auch Tongallen und Silex. Der gebräuchliche Name «Sinuatenschichten» ist ebenso wie die Bezeichnung «Drusbergkalk» und «Drusbergmergel» nur in faciellem Sinne zu verstehen.

W. BRÜCKNER spricht 1951 von einer zyklisch bedingten Grenze zum Schrattenkalk, da im Südhelvetikum lokal zwischen beiden Abteilungen eine Grünsandbank entwickelt ist, welche aber am Glärnisch fehlt. Bei der Kartierung wurde die «Grenze» gegen den Schrattenkalk an die Oberkante der Wechsellagerung Kalk-Mergelschiefer gelegt, d. h. relativ tief.

3. **Unterer Schrattenkalk:** Nach ARN. HEIM (1916, S. 380) ist unter der Bezeichnung Schrattenkalk oberes Barrémien und unteres Aptien zu verstehen, soweit die Schichten als organogene Kalke (Urgonfacies) ausgebildet sind. Der untere Schrattenkalk tritt im oberen Abschnitt als massiger bis dickbankiger, hellbläulichgrau anwitternder Kalk von sehr hellem, bräunlichem bis grauem, schuppigem Bruch auf. Er erinnert oft an den Troskalk, ist lagig aber spätig oder oolithisch und führt häufig Fossilien: Requienien, Austern, Korallen, Bryozoen, ferner eine Unmenge von Milioliden, Textularien usw. In den tieferen Lagen wird das Gestein bankiger und erinnert mit seinem dunkeln, spätigen Bruch entfernt an Öhrlikalk oder oberen Dogger.

4. **Orbitolinenschichten:** Von auffälligem Fossilreichtum sind die gegen unten scharf abgesetzten Orbitolinenschichten, deren zurückwitterndes Band zweigegliedert werden kann: der mächtigere, untere Teil besteht aus hellgrau bis bräunlichgrau anwitterndem, feinspätigem Kalk, welcher stark von flasrigen, dunkelgrauen Tonhäuten durchzogen ist und deshalb etwas knollig anwittert. Mergelige Lagen spalten den Kalk in regelmässige Bänke auf, können ihn aber auch weitgehend verdrängen. Diese mergeligen, knolligen, innen oft braunrot gefleckten Schichten enthalten hie und da gewaltige Mengen von Terebrateln, Rhynchonellen und Seeigeln neben Milioliden und Orbitolinen, so besonders in der Bächistock-Decke (z. B. Furggeli oder «Schnapslücke» BALTZERS zwischen Ruchen und grossem Feuerberg. Siehe auch Fossilliste von BALTZER 1873, S. 28).

Weniger häufig sind Funde in der Axen-Decke, doch können die gleichen Fossilien bis in Nidfurner und Stöckli-Serie gefunden werden (S. BLUMER erwähnt 1900 Rhynchonellen, Terebrateln und Orbitolinen vom Stöckli).

Sehr reich an Orbitolinen ist die obere Abteilung des Schichtverbandes, gelbbraun anwitternde Schichten, welche in Form verkieselter, kalkiger Mergelschiefer oder als bankiger Kieselkalk auftreten können.

5. **Oberer Schrattenkalk:** Äusserlich ist diese Gruppe dem unteren Schrattenkalk sehr ähnlich und bildet ebenfalls mächtige, hell anwitternde Wände, doch sie ist im Untersuchungsgebiet fast durchwegs als hellbraune Echinodermenbreccie ausgebildet. Es besteht eine schmale Übergangszone zu den Orbitolinenschichten.

6. Faciesänderungen, Allgemeines

Altmannschichten, Drusbergschichten: In Mächtigkeit und Ausbildung sind die Bächistock-Decke und die Axen-Decke südlich des Hochtorbruchs sehr nahe verwandt. Glaukonitreiche, kieslige Bänke von der Facies der Altmannschichten treten in verschiedenen, nach oben ausklingenden Gruppen bis hoch in die Basis der Drusbergschichten auf, wobei die Glaukonitführung gegen S zunimmt. Die Mächtigkeit von Altmannschichten (A) + Basis der Drusbergschichten (B) beträgt 29 m im SE-Grat des Vrenelisgärtlis (Bächistock-Decke), ca. 20 m unter dem Guppenfirn (Axen-Decke).

Allmähliche Vermergelung, schwächerer Gehalt an Austern und zunehmende Auflösung der Kalkbänke zu Knollen kennzeichnet die Entwicklung gegen S. Wie bereits bemerkt, ist der Hochtorbruch in bezug auf die Drusbergschichten passiv, doch ähnlich früheren Fällen tritt nördlich von ihm eine starke Umstellung der Facies auf: A + B schmelzen zusammen und verlieren sowohl im Deyenstockgebiet wie in der Glärnisch-N-Wand den Glaukonit in einigen Profilen vollständig, ebenso werden auch die höheren Abteilungen der Drusbergschichten stark reduziert: unter dem Guppenfirn ca. 20 m A + B / nördlich Hochtor 17 m A + B / nach Oberholzer (1933) westlich Sulzbach, nördlich Vorauen 1,6 m A, 5 m B / Mättlistock Ostflanke A fehlend, B 5–6 m. Die Drusbergschichten scheinen als Ganzes im Gegensatz zu anderen mergeligen Horizonten (Öhrlimergel, Valanginienmergel, Zementsteinschichten) wenig auf das Relief zu reagieren. Mit wenigen Ausnahmen sind von der Mürtschen-Scholle bis in die Stöckli-Serie Altmannschichten in Form von 1–2 m glaukonitischen, dunkel anwitternden Sandsteinen mit grossen Mengen verkieselter Austern anzutreffen, während die ungegliederten Mergel darüber in der Schilt-Scholle und Glärnischbasis verschwinden. (Wiggis SE-Fuss, Mürtschen-Scholle: 2 m A, 12,5 m B / unterhalb Mollis bei der Linthbrücke nach Oberholzer 1933 A fehlend ?, 10 m B / Britterwald gegen Linthebene nach Oberholzer 1933 A fehlend, 10–12 m B / Elggis 1,3 m A, 2 m B / Schilt-Scholle am Hüttenkopf nach Oberholzer 1933 beides fehlend, ebenso auf der Plattenalp / Nidfurner und Stöckli-Serie 1,5–2,5 m A, B fehlend).

«Drusbergmergel und -kalke» lassen sich im Gegensatz zur südlichen Facies hier recht gut trennen. Die Kalke enthalten reichlich Austern. Im Gegensatz zur zwar stark kalkigen, aber typischen Ausbildung der Drusbergschichten in der Schilt-Scholle fand Wyssling (1950) in der Vorab-Decke über dünnen Altmannschichten mehrere Meter feinsandigen Kalkes, ähnlich dem Kieselkalk, dann blaugrauen, etwas spätigen Kalk, worauf erst «Drusbergkalke» mit Austern folgen. Wenig mächtig, aber wieder von normaler Facies sind die Profile in der Wageten (nach H. Meyer 1922 A vorhanden, 8 m B, nach Oberholzer 1933 sehr viel A, wenig B) und der Cavorgia-Schuppe ausgebildet.

In der Kammlistock-Decke sind nach Brückner (1946) die Altmannschichten 5 m mächtig und die Drusbergschichten gut ausgebildet.

Schrattenkalk: Ebenso träge wie die Drusbergschichten reagieren die Orbitolinenschichten (O) im Untersuchungsgebiet. In der Axen- und Bächistock-Decke vermergeln auffälligerweise die grauen Kalkbänke und der Kieselkalk dieser Schichten gegen N und werden zunehmend aufgelöst. Die gleiche Tendenz stellte schon Oberholzer (1933, S. 356) bis in die Drusberg-Decke hinein fest.

Auch der untere Schrattenkalk (US) bleibt lithologisch fast unverändert, dagegen nimmt seine Mächtigkeit gegen nördlichere Faciesgebiete hin allmählich ab. Südlich des Hochtorbruches bleibt sie annähernd konstant. Ungelöst muss die Frage bleiben, ob dieser Bruch zur Zeit der Ablagerung des Schrattenkalks aktiv war, da diese Schichten allzu nahe an der Überschiebung der Bächistock-Decke liegen.

Der Schrattenkalk ist im gesamten Untersuchungsgebiet vom hangenden Gault durch eine Diskontinuität getrennt, welche die liegenden Schichten derart durchschneidet, dass die stratigraphische Lücke gegen die ursprünglichen Schwellengebiete wächst. Zweifellos wurde vorerst im ganzen Areal der obere Schrattenkalk (OS) abgelagert, doch fiel er grösstenteils der Erosion zum Opfer. Folgende Mächtigkeiten können festgestellt werden:

Bächistock-Decke: US 110–120 m, O 35–40 m, OS 50 m (Gebiet der Feuerberge nach Baltzer und eigenen Aufnahmen). *Axen-Decke:* Chalttäli (nördlich Ruchen) US 120–140 m, O 15–20 m, OS 70 m. Axenstirn im Mättlistockgebiet (Oberholzer 1933 und eigene Aufnahmen) US 50–60 m, O ca. 20 m, OS 20 bis 45 m. Am westlichen Ende der Deyengruppe bei Sulzbach nach Oberholzer 1933 US 50–60 m, O 18–22 m, OS ca. 25 m. *Mürtschen-Scholle:* Wiggis westlich Netstal nach Oberholzer (1933) US 55 m, O 19

bis 20 m, OS 15–16 m, während die Angaben für die Büttenenwand vermutlich zu gross sind. Neuenkammgebiet (östlich Mollis) nach OBERHOLZER (1933) US 50 m, O 15 m, OS ca. 6 m, dagegen bei Schneisigen ca. 20 m. *Elggis:* US 45 m (+ 19 m «Sinuatenschichten»), O 13 m, OS ca. 19 m. *Schilt-Scholle:* Heubodenalp am Schilt nach OBERHOLZER (1933) US 40–50 m, O 16–21 m, OS fehlend. Ennetbühls nach OBERHOLZER (1933) US ca. 30 m, O 15 m, OS (?) 2,5–3 m. *Nidfurner Serie:* bei Leuggelen (OBERHOLZER und eigene Aufnahmen) US 23,5 m (+ 12 m «Sinuatenschichten»), O 7–13,5 m, oben erodiert, lokal tritt zuoberst evtl. etwas oberer Schrattenkalk auf. *Stöckli-Serie:* Tschingel, E-Fuss des Vorderglärnischs US ca. 20 m (+ 9 bis 10 m «Sinuatenschichten»), O 6–8 m, oben erodiert. *Vorab-Decke:* nach WYSSLING (1950) nur wenig US (tektonisch gestört). *Wageten W:* nach OBERHOLZER (1933) US 15–25 m, O fehlend oder sehr wenig. *Cavorgia:* nach R. TRÜMPY US 27 m, O ca. 5 m in atypischer Ausbildung und nicht völlig gesichert. *Kammlistock-Decke:* nach P. VON SCHUMACHER (1928) US mindestens 50 m, O 20–25 m, OS 10–12 m, was am besten mit der südlichen Mürtschen-Scholle oder der nördlichen Axen-Decke übereinstimmt.

Folgende Punkte sind bemerkenswert:

1. Stabilität oder inverses Verhalten südlich des Hochtorbruches, nördlich dagegen starke, wenn auch kontinuierliche Reduktion bis zur Axenstirn, Stillstand bis zur südlichen Mürtschen-Scholle, dann Reduktion bis zur nordhelvetischen Schwelle.

2. Die Erosionsbeträge im Dach des Schrattenkalkes müssen gegen S nicht unbedingt stark abgenommen haben, da die Mächtigkeiten in jener Richtung allgemein zunahmen.

7. Der persistente vordere Rässeggbruch

Anlässlich einer Exkursion mit Prof. R. TRÜMPY konnten wir auch im E-Flügel des vorderen Rässeggbruches auf der Plattenalp (Schilt-Scholle, bei den Hütten von Platten, südöstlich des Frohnalpstockes) synsedimentäre Breccien feststellen, so dass dieser Bruch entsprechend GÜNZLER-SEIFFERTS Annahme (1941) als persistent bezeichnet werden muss. Ohne auf die komplexe Tektonik (vgl. OBERHOLZER 1933) einzugehen, kann für das Gebiet zwischen den beiden Rässeggbrüchen gesagt werden, dass sowohl auf der Plattenalp wie in der Rässegg am Schilt die Drusbergschichten in stark abweichender Facies ausgebildet sind, welche z. T. an WYSSLINGS (1949) Beschreibung aus der Vorab-Decke erinnert (vgl. S. 47): während im oberen Teil «Sinuatenschichten» und braun anwitternder, etwas verkieselter Drusbergkalk mit grossen Mengen von Austern gefunden werden, folgen darunter hell anwitternde, lagig auch dunkle Gesteine. Es sind zur Hauptsache körnige oder dichte Kalke mit welligen Tonhäuten (oft sehr ähnlich Seewerkalk, deshalb früher z. T. als solcher kartiert), «Kieselkalk» (lithologisch!) und – bei den Alphütten und westlich davon – auch synsedimentäre Breccien. Einerseits bestehen diese aus eigenem, weich einsedimentiertem Material, anderseits aus «Kieselkalk» (evtl. z. T. glaukonitisch); das Bindemittel ist oft stärker kieselig und tonig und enthält häufig Austernschalen. Die Sedimentation war sehr unruhig, was besonders an den Grenzflächen der feinschichtigen, braun anwitternden «Kieselkalk»-Lagen erkannt werden kann. Gegen SE gehen die mächtigen Breccien in einzelnen Lagen zu Mergelschiefer ähnlich den Drusbergmergeln über, in anderen zu flaserigem bis massigem «Kieselkalk» oder körnigem Kalk. Dies zeigt, dass auch die anscheinend so stabile Facies der Drusbergschichten auf die kretazische Bruchtektonik empfindlich reagiert (vgl. Photos 4 und 5).

Bei der überschlagsmässigen Begehung der Rässeggbrüche fand ich an der Rässegg (Schilt SW-Flanke) zudem im unteren Kieselkalk Breccien mit eigenem Material, während auch andere Schichten beeinflusst scheinen.

X. Mittlere und obere Kreide

a) Der «Gault»

Wie OBERHOLZER (1933) fasse ich unter diesem Namen die gesamte dunkel anwitternde Schichtstufe zwischen Schrattenkalk und Seewerkalk zusammen, wobei im Rahmen dieser Arbeit nicht auf die reiche Differenzierung der südlichen Facies eingegangen wird, weil diese in Nachbargebieten zur Zeit von R. HANTKE

bearbeitet wird. Im nördlichen Faciesgebiet genügt die Einteilung, welche W. Brückner (1937) auf Grund der Arbeiten von Fichter verwendete, während die feine Aufspaltung von Arn. Heim (1913) und E. Ganz (1912) hier schwer durchzuführen ist. Es seien unterschieden:

oben 5. Turrilitenschichten (Cenoman)
4. «Knollenschichten» (Facies der Aubrigschichten) } Albien,
3. Concentricusschichten } Albien,
2. Albien-Basis (= Durschlägischichten?) } Albien,
unten 1. Tiefste Relikte (Aptien).

1. **Tiefste Relikte:** Schmächtige Reste von Brisischichten finden sich in der Axen-Decke in der N-Wand des Glärnisch, so z. B. in den zwei exponierten Profilen des Chalttälis nördlich des Ruchen. Über glaukonitfreier, grauer Echinodermenbreccie des oberen Schrattenkalks folgt mit oft schlecht erkennbarer Grenze sandige, verkieselte Echinodermenbreccie mit Glaukonit, wobei das bräunlich-rauh anwitternde Gestein lagenweise in glaukonitisch-sandigen Kieselkalk übergehen kann. Eine unscharfe Grenze zum oberen Schrattenkalk stellten auch Oberholzer (1933) im Profil bei Richisau (westlich Klöntalersee) und Arn. Heim bei Gänsestad (1913, nördliche Mürtschen-Scholle) fest, trotzdem eine Transgressionsfläche erwartet werden müsste. – Statt der üblichen Auftrennung der Brisischichten in liegenden Sandstein und hangende Echinodermenbreccie sind beide Typen schlierig vermischt, wobei auch feinkörnige Partien mit Tonhäuten neben Lagen mit groben Sand-, Kalk- und Phosporitkörnern auftreten.

2. **Albien-Basis:** Über den Brisischichten findet sich in der Axen-Decke mit scharfer, unebener Grenze eine Bank mit grossen Fossiltrümmern sowie Körnern von Quarz, gelblichem Kalk und Phosphorit, welche bis 5 mm gross werden können. Die Grundmasse besteht vorerst aus Echinodermenbreccie, geht aber sehr schnell in dunkeln, feinkörnigen, zähen Kalk über, welcher mit Phosphorit und Kieselsäure getränkt ist.

Im mikroskopischen Bild sieht man ein sehr grobes Trümmerwerk aus gut gerollten Körnern von Phosphorit und Quarz (ähnlich dem Quarz der Pygurusschichten ist er oft durchklüftet, löscht unruhig aus, der Rand ist oft angegriffen und zeigt eine Reaktionszone), ferner Reste von Bryozoen, Echinodermen und Bivalven.

Quarzkörner und Phosphoritkörner von bis 4 mm Durchmesser beschreibt auch Brückner vom gleichen Horizont in der Griesstock-Decke (1937), ebenso H. J. Fichter mit Durchmessern bis 5 mm aus dem Bauen-Brisengebiet (1934).

Dieses Gestein einer Zyklengrenze scheint dem basalen Band der N-Facies zu entsprechen, welches als knolliger, phosphoritisch-glaukonitischer Horizont ebenfalls Terebrateln und Lamellibranchier führt, dagegen aber keine derart groben Quarzkörner. Lokal tritt zuunterst eine schmale Lage von glaukonitreichem, feinem Sandstein auf (Stöckli-Serie, Tschingel am E-Fuss des Vorderglärnischs). Im Gegensatz zum reichen Fossilgehalt der Bächistock-Decke (S. Blumers Sammlung aus dem Gebiet der Feuerberge wurde von J. Oberholzer 1933, S. 366, veröffentlicht), ist die N-Facies arm. Die Fauna weist Ähnlichkeiten mit Arn. Heims (1913) Durschlägischichten aus dem Churfirstengebiet auf. Auch die scharfe Obergrenze der Schicht weist in diese Richtung (Oberholzer 1933, S. 377). Der gleiche Autor erwog aber auch die Deutung als Basis der Fluhbrigschichten (unwahrscheinlich).

3. **Concentricusschichten:** Mit scharfer, oft unebener Grenze folgen dunkel anwitternde, feinkörnige, lagige Gesteine, bei denen in mergelig-kiesliger Grundmasse Quarz und – nach oben abnehmend – Glaukonit eingebettet ist. Die eher eintönige N-Facies weicht gegen S einer reich gegliederten Ausbildung, wobei immer häufiger Knollen von feinkörnigem, kiesligem, grauem Kalk auftreten, welche auf halber Schichthöhe bis kopfgross werden können. In der Axen-Decke sind die stark mergelig-glaukonitischen untersten Partien bereits reich an Fossilien und Phosphoritknollen [1]) (Fluhbrigschichten-Facies), während die gesamte Ausbildung einer Brückenstellung zwischen N und S entspricht. Die Detailaufnahme und das Sammeln von Fossilien in diesem Schichtstoss wäre eine Arbeit für sich.

4. «**Knollenschichten**» **(Aubrigschichten):** Mit unscharfer Grenze folgt ein massiger, kalkig-kiesliger Sandstein mit reichlich Glaukonit (ausnahmsweise treten auch Lagen von fast reinem Quarzit auf, so ob

[1]) Auffälligerweise treten am N-Flügel des Hochtorbruches, im Chalttäli (Glärnisch-N-Wand) auch kugelige Eisenrosen aus Hämatit auf, deren Durchmesser um 5 mm schwankt.

Nidfurn am Gelbberg). In der N-Facies enthält er nur wenig Kalkknollen und entspricht der Facies der Aubrigschichten von Ganz.

Erst in der Axen-Decke kann er mit mächtigen Kalkknollen von bis 50 cm Durchmesser für seinen Namen Ehre einlegen, wenn auch die Concentricusschichten die gleichen Bildungen enthalten.

5. **Turrilitenschichten:** Als oberstes, dunkel anwitterndes Glied des «Gaults» folgt ein zäher, feinkörniger, ziemlich hellgrauer Kalk mit reichlichem, nach oben abnehmendem Glaukonitgehalt. Fossillisten aus dem Glärnischgebiet wurden an folgenden Orten publiziert: Baltzer (1873, S. 29), Rothpletz (1897, 1898), S. Blumer (1900, aus der Glärnischbasis), Oberholzer (1933, Funde von S. Blumer aus der Bächistockdecke). Die fossilreiche Schicht wird dem Cenoman zugewiesen.

6. **Faciesänderungen, Allgemeines:** In der Axen-Decke findet sich noch im Chalttäli ein Anklang an die reich gegliederte S-Facies mit Aptien, wie sie in der Bächistock-Decke vertreten ist, während bereits am Twirren (E. Ganz 1912) und am Sulzberg (Oberholzer 1933) nördlich des Klöntales die fossilarme, reduzierte N-Facies anzutreffen ist. Nach Oberholzer (1933) ist das nördlichste Aptien südlich von Richisau anzutreffen. Von der Stirn der Axen-Decke über die nordhelvetische Schwelle bis in die Griesstock-Decke (W. Brückner 1937) und in die Wageten (H. Meyer 1922) bleiben Mächtigkeit und Ausbildung ähnlich, wobei allgemein der Gehalt an Kalkknollen gegen die Schwelle abnimmt. Der Gault der Griesstock-Decke scheint allerdings besser gegliedert zu sein.

b) Seewerschichten

1. **Ausbildung:** Als oberstes Glied der Kreide trifft man im Glärnischgebiet hell bläulichgrau bis gelblich anwitternde, flasrig-plattige Kalke von mittelgrauem bis bräunlichem, feinem, muscheligem Bruch an. Die zunehmende Häufigkeit von unebenen, tonigen Häuten gegen oben leitet zur Facies der dünnplattigen, mergeligen Seewerschiefer über, welche aber nicht scharf abgetrennt werden können. Im untersten Abgschitt (0,5–1 m) sind als Übergangszone zu den Turrilitenschichten noch grosse Glaukonitkörner einnestreut (Überturrilitenschichten).

2. **Faciesänderungen, Allgemeines:** In der Axen- und Bächistock-Decke ist der Kalk heller als in nördlicheren Faciesgebieten, zudem sind die Tonhäute häufiger und dunkler gefärbt. Abgesehen davon sind aber die Seewerschichten sehr eintönig ausgebildet. Aufschlussreich ist der Verlauf der voreocänen Erosionsfläche, welche die Seewerschichten oben abschneidet, wenn auch tektonische Einflüsse die Mächtigkeitsangaben leicht verfälschen können. Diskordanzen sind nur selten direkt zu beobachten, doch erwähnt Oberholzer (1933) sogar Basiskonglomerate des Tertiärs vom E-Ende der Deyen-Kette.

Unter dem Tertiär der Ruchen-N-Wand findet sich 90 (?) m Seewerkalk, am Westende der Deyen-Kette nach Oberholzer (1933) 45–50 m, wobei auffälligerweise stark schiefrige Varietäten fehlen. Um so mehr überrascht ihr Auftreten in einer Stirnschuppe der Mürtschen-Scholle bei Rhodannenberg (Klöntal), am Elggis wie auch in Profilen der nordwestlichen Mürtschen-Scholle (Oberholzer 1933, S. 383). Es ist hierbei eine auffällige Zunahme der Gesamtmächtigkeit nördlich der Axenstirn zu bemerken:

Axenstirn: 45–50 m, *Mürtschen-Scholle:* Rautispitz E-Wand nach Oberholzer (1933) 130 m, Büttenenwand nördlich dem Klöntal 95–100 m, Gebiet von Betlis und Filzbach 50–60 m, Rhodannenberg über 30 m mit Seewerschiefern. *Elggis:* ca. 37 m, davon 12 m relativ schiefrig. *Schilt-Scholle:* (Oberholzer 1933) Heubodenalp am Schilt ca. 30–35 m, Ennetbühls bei Glarus ca. 20 m. *Nidfurner Serie:* Leuggelen 15–20 m. *Stöckli-Serie:* in ungestörten Profilen 8–12 m. *Vorab-Decke:* ?. *Wageten:* (H. Meyer und Oberholzer) 22–35 m. *Kammlistock-Decke:* (P. von Schumacher 1928) 40–50 m kalkig, 10–15 m Schiefer.

Auffällig sind zwei Dinge: 1. Die Erosionsfläche ist jener vor der Ablagerung des Gaults analog. Sie gehorcht dem gleichen Schema wie die Mächtigkeitsentwicklung in der Kreide, so dass im Gegensatz zu den autochthonen helvetischen Gebieten kein zusätzliches postcenomanes Relief anzunehmen ist. 2. Die Erosionsfläche griff in der nördlichen Axen-Decke tiefer als in der südlichen Mürtschen-Scholle. Vielleicht ist darin die Auswirkung einer spätkretazischen oder frühtertiären Bewegung eines persistenten Bruches zu sehen. Als Vergleich sei erwähnt, dass Günzler-Seiffert (1922) aus dem Berner Oberland Bewegungen der persistenten Brüche in der Oberkreide und an der Kreide-Tertiär-Grenze annimmt.

XI. Eocän

Das Tertiär der helvetischen Elemente des Untersuchungsgebietes ist durchwegs der Mürtschenfacies von ARN. HEIM zuzuordnen, wo folgende Gliederung üblich ist (nur faciell zu verstehen):

oben 2. Globigerinenschiefer oder Stadschiefer,
1 *b*. «Pectinitenschiefer»,
unten 1 *a*. Assilinengrünsand.

1. **Assilinengrünsand und «Pectinitenschiefer»:** Mit unebener Grenze transgrediert über den Seewerschichten ein dunkel rostbraun anwitternder Sandstein mit reichlich Glaukonit, Schalentrümmern und etwas Quarz in kieselig-tonig-kalkigem Bindemittel. Die Fauna ist im gesamten Untersuchungsgebiet identisch und weist auf mittleres Lutétien, so dass in diesem engen Rahmen die Grünsandfacies im Gegensatz zu den grossen Zusammenhängen ungefähr gleichzeitig abgelagert wurde. (Vgl. ARN. HEIM, OBERHOLZER 1933, W. LEUPOLD 1942 u. a.)

In S-Facies treten Varianten mit stark toniger, gelbbraun anwitternder Grundmasse auf, welche ähnlich den Altmannschichten in unruhig begrenzten Flecken glaukonitfrei sein kann. (Z. B. nördliche Axen-Decke.) Anderseits sind auch glaukonitarme, bläulichgrau brechende, etwas schiefrige Lagen häufig (Axen-Decke bis Elggis-Scholle).

Meist liegt eine derartige, fossilärmere Schicht zuoberst und leitet in gelblich bis bräunlichgrau anwitternde, unebenflächige, etwas sandig anzufühlende Mergelschiefer über, welche Muskowitplättchen und ziemlich viel Glaukonit enthalten. Diese «Pectinitenschiefer» sind meist fossilarm und vermitteln den Übergang zu den glaukonitfreien Stadschiefern. *Pecten* und auch *Spondylus* werden meist im tiefer liegenden Assilinengrünsand gefunden (vgl. OBERHOLZER 1933).

2. **Globigerinenschiefer oder Stadschiefer:** Mächtiger Schichtstoss von gelblichgrau anwitternden, meist schwach sandigen, serizithaltigen Mergelschiefern, welche sehr häufig Globigerinen enthalten.

3. **Faciesänderungen, Allgemeines:** Nur die untersten Schichtglieder des Tertiärs blieben im Zusammenhang mit der Unterlage, sie sind aber stets stark gestört und verschuppt. Der Assilinengrünsand ist sehr oft etwas verschleppt oder bei geringen Verschiebungsbeträgen zwischen die Decken hineingeschuppt. Gerade diese kleinen und kleinsten Störungen machen die Mächtigkeitsbestimmungen unsicher, doch scheint mir – nach Ausschaltung der tektonischen Störungen – die Mächtigkeit der grünsandhaltigen Lagen für den Querschnitt Stöckli-Serie–Axen-Decke mit 6–11 m recht konstant gewesen zu sein. Gegen S wird der Assilinengrünsand allgemein mergeliger und glaukonitärmer, zudem treten in vermehrtem Masse Pecten auf, während gleichzeitig die untersten Partien der Globigerinenschiefer stark vermergeln und heller anwittern. Die grünsandreiche Mürtschenfacies wird von OBERHOLZER (1933) auch aus den Silbern-Decken beschrieben.

Aus der Wageten (OBERHOLZER) und der Cavorgia-Schuppe (OBERHOLZER, R. TRÜMPY, WYSSLING) wird die Überlagerung und der teilweise Ersatz des Assilinengrünsandes durch Nummulitenkalk beschrieben, was zur kalkigen Bürgenfacies des Autochthons überleitet. Die kretazische Symmetrie beider Flanken der «nordhelvetischen Schwelle» ist im Tertiär zerstört, zudem ist aber von ARN. HEIM, W. LEUPOLD u. a. beschrieben worden, dass die Isopen des Tertiärs schief zum Alpenstreichen und zu den Isopen der Kreide liegen. (Siehe dort und auch in OBERHOLZER 1933!) So scheint die kretazische Gliederung des Sedimentationsraumes zerstört worden zu sein. Unbekannt bleiben die Verhältnisse in der Vorab-Decke, wie denn überhaupt die Abscherung des grössten Teils des Tertiärs während der alpinen Orogenese beträchtliche Lücken und Unsicherheiten verschuldet hat.

XII. Zusammenfassung

a) Grossgliederung, facielle Zuordnung der tektonischen Elemente

Auf Grund der Mächtigkeit wie auch der Faciesentwicklung lässt sich für die Kreide (teilweise auch für den Jura) folgende Gliederung des Sedimentationsraumes durchführen (begründet in bisherigem Text, ferner in der Tafel VIII und Fig. 3 und 6):

1. Direkter Anschluss der Axen-Decke an die südlichste Mürtschen-Scholle im Sinne einer Axen-Mürtschen-Einheit (Nappe du Mürtschenstock von Boussac 1912; Arbenz 1913, R. Staub u. a.).
2. Facielle Einheit einer Mürtschen-Decke im Sinne von Oberholzer (Dohlen-Serie–Forrenstock-Serie–Wiggisfuss–Mürtschenstock).
3. Nidfurner Serie und Stöckli-Serie sind faciell zwischen Schilt-Scholle und Vorab-Decke einzuordnen, wobei zum Schilt keine grosse Lücke bestehen kann, während unbekannt ist, wie die Scheitelregion der nordhelvetischen Schwelle der Kreidezeit aussah und wo sie genau lag.
4. Verrucano und Trias der Gufelstock-Scholle unterlagerten ursprünglich das höhere Mesozoikum der Forrenstock-Serie bzw. der nördlichen Mürtschen-Scholle. Die Elggis-Scholle fällt faciell zwischen Mürtschen-Scholle und Schilt-Scholle, deren Anschluss auf beide Seiten sehr eng ist. (Entspricht Oberholzer 1933.)
5. Die Wageten lag ursprünglich nicht in der Nähe von Schilt-Scholle, Nidfurner Serie oder Stöckli-Serie, sondern schliesst nahe an die Tgietschen- und Cavorgia-Schuppe an. Sie ist nördlich der nordhelvetischen Schwelle der Kreidezeit oder in deren nördlichen Teilen zu beheimaten und steht wahrscheinlich der Griesstock-Decke nahe. (Untersucht wurde nur ein Profil aus der westlichen Wageten.)
6. Der *provisorische* Vergleich der Facies der Kammlistock-Decke auf Grund der Literatur ergibt die grösste Ähnlichkeit mit der nördlichsten Axen-Decke, etwas schlechter auch mit der südlichsten Mürtschen-Scholle (viel Echinodermenbreccie, mächtige Schiltschiefer, relativ wenig unterer Schiltkalk, kein typischer Troskalk [?] usw.). Grosse Differenzen bestehen dagegen zu nördlicheren Gebieten. Stark verschieden ist das Tertiär ausgebildet, was aber beim schiefen Verlauf der Isopen nicht verwundern kann. Ähnliche Auffassungen vertraten besonders Arbenz (1934), W. Brückner und J. Cadisch (1953).
7. Entsprechend den Kreide-Isopen und den persistenten Brüchen können die tektonischen Elemente am Glärnisch folgendermassen orientiert werden: Axen- und Bächistock-Decke WSW–ENE, d. h. parallel dem allgemeinen Streichen / Mürtschen-Scholle SW–NE, als Teil eines nach W zurückweichenden Bogens / Nidfurner und Stöckli-Serie SSW–NNE, d. h. etwa parallel dem hinteren Teil des Linthtales.

b) Persistente Brüche und deren Wirksamkeit (vgl. Fig. 6)

In dieser Arbeit wurde eine ganze Reihe von persistenten Brüchen beschrieben, welche den S-Abfall der nordhelvetischen Schwelle im Jura und in der Kreide gliederten: vorderer und hinterer Rässeggbruch im Schiltgebiet (Günzler-Seiffert 1941 vereinigt beide Brüche in der Tiefe und betrachtet sie bereits als persistent) / Dohlenbruch / Vorderglärnischbruch (entspricht vielleicht der liasischen Randstörung, frühalpin erneut durchgebrochen) / Hochtorbruch. Nach Günzler-Seiffert (1952) sollen zudem in den westlichen Glarner Alpen drei persistente Brüche südlich des Faciesraumes des betrachteten Querprofils auftreten, welche flach nach NNW anstiegen und zu Trennflächen zwischen den Teildecken der Kreide wurden. (Obere Zweigdecken der Axen-Decke / Wiggis-Decke / Räderten-Decke / Drusberg-Decke.)

Es soll – um Unsicherheiten möglichst auszuschalten – in der Folge nur der konkrete Abschnitt von der Schilt-Scholle bis zur mittleren Axen-Decke betrachtet werden, wobei die berücksichtigten Profile annähernd im gleichen Querschnitt der Glarner Alpen liegen. (Breite des Feldes im Streichen höchstens 10 km.) Schon der Vergleich mit den Mächtigkeiten im Mürtschenstockgebiet lässt eine deutliche Differen-

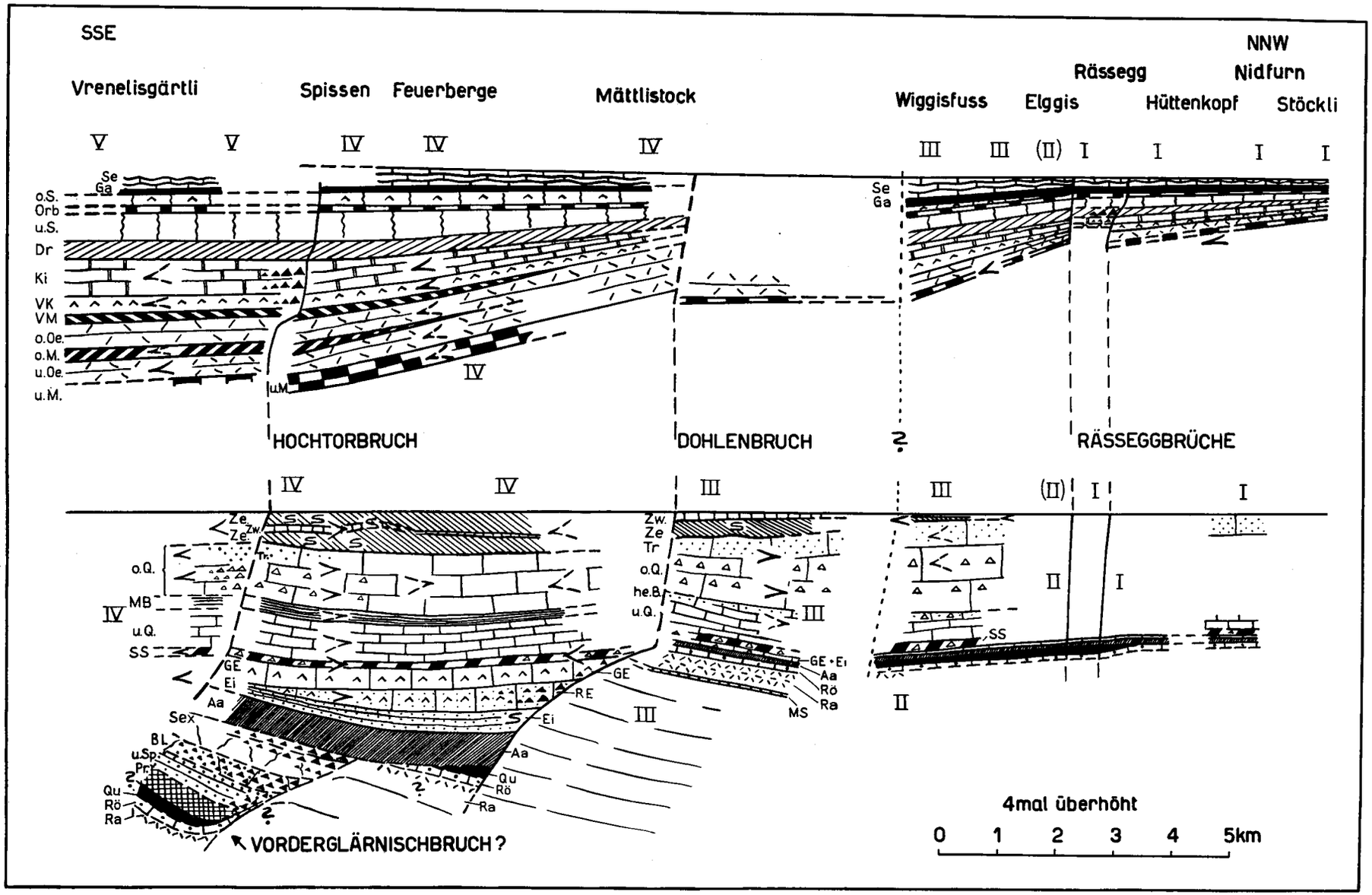


Fig. 6. Abwicklung des Mesozoikums.

Tektonik

I	Schilt-Scholle + Nidfurner-Stöckli-Serie
II	Gufelstock-Scholle
III	Mürtschen-Scholle + Forrenstock-Serie + Dohlen-Serie
IV	Axen-Decke
V	Bächistock-Decke
	Mesozoisch zeitweiser aktiver Bruch

Stratigraphie

Se	Seewerschichten
Ga	Gault
o. S.	Oberer Schrattenkalk
Orb	Orbitolinenschichten
u. S.	Unterer Schrattenkalk
Dr	Drusbergschichten
Ki	Kieselkalk
VK	Valanginienkalk
VM	Valanginienmergel
o. Oe.	Oberer Öhrlikalk
o. M.	Öhrlimergel
u. Oe.	Unterer Öhrlikalk
u. M.	Untere Öhrlimergel
Ze	Zementsteinschichten
GK	Gassenkalk
Tr	Troskalk (Facies)
o. Q.	Oberer Quintnerkalk (samt Malmbreccie, Facies)
MB	Mergelband (Facies)
u. Q.	Unterer Quintnerkalk
he. B.	Helles Band (Facies)
SS	Schiltschichten
GE	Graue Echinodermenbreccie
RE	Rote Echinodermenbreccie
Ei	Eisensandstein
Aa	Aalénienschiefer
Sex	Sexmorserie + obere Spitzmeilenserie
BL	Bunter Lias
u. Sp.	Untere Spitzmeilenserie
Pr	Prodkammserie
Qu	Quartenschiefer
Rö	Rötidolomit
Ra	Rauhwacke
MS	Melsersandstein
▲ ▲	Breccien an Trogkanten
△ △	Breccien vom Typ Malmbreccie und unterer Schiltkalk
> >>	Faciesentwicklung zu südlicheren Verhältnissen
S	Untermeerische Rutschungen, Sedimentationsstörungen

zierung auch im Streichen erkennen, doch sei hier auf diese Fragen nicht eingegangen. Eine zusammenfassende Darstellung von Faciesverschiebungen im Längsprofil dieser Gegend ist von R. Staub 1954 skizziert und zur Diskussion gestellt worden.

Zur eindeutigen Abklärung der Morphologie und der inneren Strukturen im Sedimentationsraum können Faciesentwicklung, Mächtigkeit, allfällige Sedimentationsstörungen und Diskordanzen berücksichtigt werden, wie dies zusammenfassend auf Figur 6 geschehen ist. Es lassen sich folgende typische Verhalten ausscheiden:

A. Verrucano mit zeitweise scharf ausgeprägtem, spätorogenem Relief (Sernifit) und querliegender Begrenzung des Troges gegen W, während hier nicht bestimmt werden kann, ob die persistenten Brüche auch schon damals wirksam waren und herzynisch angelegt wurden.

B. Trias, vermutlich mit geringem Relief (vgl. Brunnschweiler 1948).

C. Nach R. Trümpy (1949) trennte sich zu Beginn des *Lias* das «Flüssige vom Festen». Der Ablagerungsraum wurde durch antithetische Brüche gegliedert. Charakteristisch sind abrupte Faciessprünge an den Bruchflächen, Breccienschüttung mit z. T. sehr groben Komponenten (Lias von Bränd), untermeerischen Rutschungen (Eisensandstein der Dohlen-Serie am Leuggelbach) in der Randzone des abgesenkten S-Flügels, ferner Rückläufigkeit von Facies und oft auch Mächtigkeit in den Trögen. Die Trias ist nahe dem Abfall des nördlichen Flügels stärker erodiert (keine Quartenschiefer in der Dohlen- und Forrenstock-Serie am Glärnisch, siehe Tafel IV). Der Gehalt an Hämatit oder Chamosit nimmt in klastischen Sedimenten gegen S ab (bunter Lias, rote Echinodermenbreccie). Es müssen keineswegs alle Faktoren zugleich auftreten, doch kann darauf geschlossen werden, dass diese Konstellation die Sedimentation bis in den obersten Quintnerkalk beherrschte. Die Wirkungsweise der persistenten Störungen während der Oberjurazeit ist allerdings im einzelnen noch nicht abgeklärt. Obwohl die einzelnen Brüche – durchaus analog den grossen Bruchgebieten – keineswegs fortwährend aktiv waren, sondern Perioden von Ruhe von solchen mit einer Unzahl von ruckhaften Bewegungen meist kleinen Ausmasses abgelöst wurden (sehr viele kleine Breccienhorizonte mit Fremdkomponenten im Lias und Dogger), so bleibt trotzdem die grundsätzliche Anordnung dieselbe. Dies gilt in den grossen Zusammenhängen, obschon die liasischen Störungen z. T. schon im Aalénien eingedeckt und bis zur alpinen Orogenese nicht mehr bewegt wurden. Hätte man es mit einmaligen Vorgängen, etwa im Zusammenhang mit eigentlichen Orogenesen, zu tun (Günzler-Seiffert 1952), so wäre dies wie auch das fächerartige Auseinanderweichen von Schichten oder das Fehlen bedeutender Diskordanzen innerhalb der Schichtreihe kaum erklärlich. Statt dessen ist eine säkuläre, fast stetige Bewegung anzunehmen, welche am ehesten auf eine Zerrung der Erdrinde zurückzuführen ist, wie eine solche für eine Bildung der Geosynklinalräume seit langem angenommen wurde (Argand 1924, R. Staub 1928, R. Trümpy für den Lias-Rand 1949). Beim guterhaltenen Beispiel des Doggers am Dohlenbruch kann im Querprofil die Oberflächenvergrösserung gegenüber der Trias auf 1,5 km geschätzt werden (vgl. Fig. 3). Die kleinen Bewegungen an den Bruchflächen oder Flexuren wären deshalb als zeitlich mehr oder weniger zufällige Komponenten eines viel grösseren Geschehens aufzufassen. Die Neigung der Bruchfläche gegenüber dem N-Flügel kann stark variieren und entspricht keineswegs dem Einsatzwinkel der Sedimente im S-Flügel, vermutlich, weil mit der Bruchbewegung auch ein «Kippen» der einzelnen Schollen verbunden war. (Am Dohlenbruch unter dem Leuggelstock z. B. N-Flügel um ca. 20° diskordant zur Bruchfläche, S-Flügel an der Grenze graue-rote Echinodermenbreccie nur 8–9°, wobei allerdings die Flügel des Bruches auch nach dem Dogger gegeneinander verstellt wurden.)

D. Grenzschichten Malm-Kreide: Auffällig sind in den Zementsteinschichten häufige Facieswechsel und einzelne Anzeichen submariner Gleitungen. Das allgemeine Verhalten kann mit dem Malm noch recht gut verglichen werden, doch scheint sich hier bereits die Umstellung zur Konstellation der Kreide anzubahnen. Die bedeutende Veränderung des Reliefs spielt sich, grob gesagt, an der Wende Jura-Kreide ab. Über die Verhältnisse zur Zeit der Sedimentation der unteren Öhrlimergel lässt sich nichts Sicheres aussagen.

E. Trotz eindeutig nachweisbaren Bruchbewegungen in der *unteren Kreide* (Hochtorbruch, Rässeggbruch) ist in dieser Zeit dennoch der direkte Einfluss der Bruchfläche meist nur diffus und wenig bestimmend auf die Facies. Dagegen stellen sich nun ganz andere Gefällsverhältnisse als im Jura ein. Mächtigkeit

und Facies lassen eine deutliche Abtreppung des Sedimentationsraumes erkennen, wobei die Knickpunkte auffälligerweise in die Gegend der persistenten Brüche zu liegen kommen (Fig. 6). Als Beispiel sei der Hochtorbruch und die nördlich anschliessende Scholle beschrieben:

In der Jurazeit hatte der Bruch einen direkten Einfluss, wobei sich Facies und Mächtigkeit sprunghaft verändern konnten. Die nördlich anschliessende Scholle wies stark rückläufiges Verhalten auf, das sogar noch zur Zeit der Ablagerung des Gassenkalks zu erkennen ist. Ganz anders in den höheren Schichten, wo mit Ausnahme des Valanginienkalks und eines Teils des Kieselkalks ein sichtlicher Einfluss des Bruches auszustehen scheint, statt dessen aber nördlich von ihm starke, aber kontinuierliche Facies- und Mächtigkeitsänderungen einsetzen. Hier vollzieht sich der rasche Übergang von mittelhelvetischer zu nordhelvetischer Kreidefacies, während im gleichen Raume die südliche Facies des Jura gegen N im Gegenteil noch typischer wurde.

Auch in der Unterkreide weichen die Schichten in bestimmten Abschnitten fächerartig auseinander, was vom unteren Öhrlikalk bis zur Gault-Transgression Winkel von $2\frac{1}{2}$–4° ergeben kann. Dieser hohe Betrag wird aber unmerklich in sehr vielen kleinen Stufen erreicht, was sich auch dadurch ausdrückt, dass die Erosionsflächen vor der Ablagerung des Gaults genau den gleichen Prinzipien gehorchen. Die Verkippung musste säkulär sein und nicht kurzfristig; sprunghafte Bewegungen der alten Brüche in den Angelpunkten der Verkippung sind deshalb nur Episoden, in welchen lokale Spannungen ausgeglichen wurden. Die Aktivität des Hochtorbruchs in der unteren Kreide wurde eingehend besprochen, wobei gefolgert wurde, dass die Bewegung der Flügel gegeneinander ungleichsinnig war, wenn auch eine schwache Aufschiebung dominierte (s. Fig. 5). Betrachtet man aber das Gesamtbild der Abwicklung der Kreide, so ist ohne weiteres festzustellen, dass die Verkürzung nur ganz minime Beträge erreichen konnte, dass die Bewegung also oszillierend und langfristig war. Epirogenetische Bewegungen im Sinne von Haug und Stille haben das ganze Schollenspiel in der Kreide beherrscht[1]).

F. Allgemein ist bekannt, dass die Isopen des *Tertiärs* stark schief zu den früheren Strukturen laufen. Das bisherige, wenn auch schwache Relief scheint zu diesem Zeitpunkte völlig erstorben zu sein, doch hat damit die ältere Aufgliederung des Sedimentationsraumes nicht ausgespielt, sondern wird im Zusammenhang mit der Auftürmung des Glärnisch auch weiterhin eine wichtige Rolle spielen, welche im Kapitel der «tektonischen Synthese» besprochen wird.

Das erwähnte Verhalten der Schichtreihe lässt sich nur dadurch erklären, dass der *tektonischen Bewegung* auch schon während der Sedimentation eine eminente Rolle zufällt. Wo die treibenden Kräfte aussetzen, muss das Relief durch Erosion oder Sedimentation bald ausgeglichen werden. Das Verhalten der Mächtigkeit ist schwerer zu beurteilen als jenes der Faciesentwicklung und wird z. B. in der Senkungsphase eines Zyklus mit Überwiegen der Absenkung gegenüber der Sedimentation (Fichter, W. Brückner) nicht als Kriterium angewendet werden können. In unserem Querprofil mit Sedimenten eines Kontinentalschelfs mit meist reichlicher Materialzufuhr wird aber die Entwicklung der Mächtigkeit in den Hebungsphasen der Zyklen durch die Faciesentwicklung und den Verlauf der Transgressionsflächen sehr oft unterstrichen.

Man mag versucht sein, trotz dem Gesagten auch im Detail besondere *Aktivitäts- und Passivitätsphasen* auszuscheiden, was in extremen Fällen durchaus möglich ist (z. B. Hochtorbruch in der Unterkreide), allgemein aber sehr schwer fällt, weil Kriterien für passive Zeiten schwer zu finden sind. Breccienschüttungen bilden nur kurzfristige Extrema und können bei gewaltigen Mächtigkeitsveränderungen oft auch fast völlig fehlen (Prodkamm-Serie, Aalénienschiefer, Eisensandstein). Dieser Mangel lässt sich nicht etwa durch Erosion ursprünglich gleichmächtiger Ablagerungen in einem Flügel des Bruches erklären. Anderseits können auch «träge» Schichtreihen wie z. B. Drusbergschichten ihre Facies schlagartig verändern (Rässeggbruch). Vom Lias bis zur Erosionsfläche über dem Seewerkalk lässt sich keine Schicht finden, welche über das

---

[1]) Epirogenetisch bedeutet hier allerdings nicht Ruhe, sondern allgemeine, wenn auch sehr schwache Pressung, welche für die langfristige Verkippung der einzelnen Schollen verantwortlich ist. Im Jura und in der Kreide ist die Langfristigkeit und Gleichmässigkeit der Bewegungen bemerkenswert, welche in scharfem Gegensatz zu orogenen Zeiten steht und auch in den eigentlichen Geosynklinalräumen weit weniger ausgeprägt ist. – R. Trümpy betont in einer Publikation (1957) den Gegensatz neuer Erkenntnisse zur Theorie einer frühen alpinen Embryonaltektonik (Haug 1900 u. a.) und nimmt starke pressende Bewegungen erst am Ende der Geosynklinalperiode an (Senon, Eocän?).

ganze Areal mit Sicherheit von den Schollenverkippungen und damit auch von den alten Brüchen unberührt geblieben wäre.

Aus den besprochenen Verhältnissen im Glärnischgebiet möchte man annehmen, dass einerseits im *oberen Lias*, anderseits im *Hauterivien und unteren Barrémien die Kräfte am stärksten wirkten*, d. h. fast gleichzeitig wie in den Unruhezonen der zentralalpinen Räume, doch stimmen diese Zeitmarken interessanterweise mit den Aktivitätsphasen von GÜNZLER-SEIFFERT (1941, 1952) nicht überein. Als sicher ist jedenfalls anzunehmen, dass die Bewegungen an den Bruchflächen bei den verschiedenen persistenten Brüchen keineswegs gleichzeitig war, sondern einzelne spielten, während andere passiv waren (z. B. Drusbergschichten am vorderen Rässeggbruch bzw. am Hochtorbruch). Der Dohlenbruch durchsetzt die Schichtreihe mindestens bis tief in den Verrucano hinein; eine Verankerung all dieser persistenten Brüche im kristallinen Sockel ist nicht nachweisbar, aber höchst wahrscheinlich.

Hatten die besprochenen Strukturen und Kräfte dem Sedimentationsraum das *Relief* weitgehend aufgeprägt, so spiegelt sich andrerseits die zyklische Gliederung der Schichtreihe in der bunten *Vielfalt der Sedimente;* zwischen den beiden Einflüssen liess sich keine Abhängigkeit feststellen.

H. GÜNZLER-SEIFFERT beschrieb schon seit langem (1941, 1946, 1952) persistente Brüche mit plötzlichen Mächtigkeitsschwankungen aus dem Helvetikum des Berner Oberlandes, R. TRÜMPY verfolgte Strukturen vom Juratyp im helvetischen Lias der gesamten Schweizer Alpen (1949, 1952). Auch aus der penninischen und ostalpinen Zone der Alpen sind gestufte Sedimentationsräume schon seit langem bekannt (R. STAUB u. a.). Die Strukturen des Glärnischgebietes sind deshalb besonders interessant, weil hier einerseits der Zusammenhang der gesamten mesozoischen Schichtreihe weitgehend erhalten blieb und anderseits eine ganze Schar derartiger Erscheinungen vorzüglich aufgeschlossen ist. Auch ausserhalb des Alpenkörpers sind derartige Strukturen anzutreffen, so z. B. im norddeutschen Emsland (I. WOLBURG 1953). Diese Arbeit ist besonders interessant, da einerseits eine fossilreiche Serie von Portland bis zum Tertiär durch Bohrungen gründlich untersucht wurde, anderseits die meisten der hier beschriebenen Erscheinungen ebenfalls auftreten, besonders jene aus der Unterkreide des Glärnisch. Bei deren Besprechung schreibt WOLBURG (S. 58): «Es ist aber nicht zu übersehen, dass die Erscheinungsweise der Vertikalschwankungen der Schwellen weniger einen orogenen, als vielmehr einen typisch epirogenen Charakter offenbart und dass sich diese Schwankungen an den einzelnen Schwellen zeitlich verschieden stark äussern.» Und auf S. 65: «Die zeitlich verschieden auftretenden und an bestimmte Stellen gebundenen Bruchbildungen aber dürfen als synepirogen aufgefasst werden...» Dies stimmt mit den für die Unterkreide des Glärnisch gemachten Überlegungen vollkommen überein.

Nachtrag während des Druckes: L. BANKS und E. DRIVER (Geologic History of Santa Ana Structure, Anaco structural trend, Anzoategut, Venezuela. Bull. American Ass. Petroleum Geologists, Vol. 41, No. 2, 1957) beschreiben einen über 50 km langen, ca. 45° nach NW einfallenden, persistenten Bruch, dessen Einfluss auf eine mindestens 3000 m mächtige Schichtreihe eindeutig durch Bohrungen und Seimik belegt wurde. Liess sich noch bis ins Mitteloligozän hinauf eine Absenkung des NW-Flügels feststellen, so ist im Miozän und vermutlich bis ins Pleistozän umgekehrt dieser Flügel mancherorts aufgeschoben worden. Alle Bewegungen waren keineswegs einmalig, sondern langfristig und gleichmässig, wie dies aus dem Einfluss auf die Schichtreihe zu erkennen ist. Einige Gebiete erlitten keine Aufschiebung, an den andern war der Einsatz der Bewegung nicht gleichzeitig, so dass die Sprunghöhe des Bruches heute sowohl im Längsprofil variiert als auch im Querprofil je nach dem betrachteten stratigraphischen Niveau verschieden ist! Der NW-Flügel bildet entlang dem Bruch einige flache Dome mit wenig geneigtem NW-Hang, aber weit steilerem nach SE. Auch diese (an den Bruch gebundenen) Strukturen waren langfristig wirksam und haben die Sedimentmächtigkeit mindestens seit dem unteren Oligozän beeinflusst. Erstaunlicherweise hatten sie noch vor dem Einsatz der Aufschiebungen bereits die halbe heutige Gewölbehöhe erreicht.

Schon in diesem tektonisch ruhigen Gebiete haben persistente Brüche also eine komplexe Wirkung. Der in verschiedene Schollen aufgespaltene Glärnisch-Sedimentationsraum war sicherlich noch weit labiler als die betrachtete Struktur. Die Aufwölbung des ursprünglich abgesenkten Bruchflügels weist auf die Möglichkeit hin, dass zum Beispiel das Bösfaulengewölbe (S-Flügel des Hochtorbruches) schon während der Flyschsedimentation hätte angelegt sein können – gefolgt von stärkerer Betonung in der frühhelvetischen Phase (S. 116) und einer Übersteigerung in der späthelvetischen Phase (S. 117).

Lokale Tektonik

I. Der Flysch an der Glärnisch-Basis

In der scharfen Kerbe des unteren Luchsingertobels und in kleinen Aufschlüssen im NE bis ob Steinigen treffen wir in den untersten Aufschlüssen dunkle, recht ebenflächige Mergelschiefer im Wechsel mit harten Bänken oder Linsen eines zähen, kieseligen Standsteins. Der flachgelagerten, aber keineswegs ungestörten Hauptmasse ist ein verfältelter, linsig aufgelöster Komplex von Flysch aufgesetzt. Es scheint sich grösstenteils um verschleppte Altdorfersandsteine und Dachschiefer zu handeln, Detailuntersuchungen stehen aber noch aus. Hatten ältere Autoren diesen Flysch noch als Autochthon mit dem tieferen, im mittleren Linthtal nicht sichtbaren Schichtstoss direkt darunter verbunden, so wird nach neueren Arbeiten ein südlicheres Herkunftsgebiet wahrscheinlich (vgl. G. Stygers Arbeit, welche in nächster Zeit erscheinen wird). Es ist in diesem Zusammenhange darauf hinzuweisen, dass am Glärnisch dem gesamten Deckenpaket der Flysch bis auf kleine, basale Reste fehlt.

Nördlich des Steinigerwaldes (im SW von Leuggelbach) tritt der Flysch nirgends mehr auf, doch bis in die Gegend von Thon ist er vermutlich nur unter Gehängeschutt und Moräne verborgen. Es ist zu vermuten, dass seine Mächtigkeit gegen NW stark zusammenschrumpft, wobei R. Staub (S. 60) durch seine zwar nur bedingte Zuordnung des Grundkopfes zum Autochthon sogar ein vollständiges Auskeilen im Gebiet von Netstal-Glarus postuliert.

II. Basale Elemente

Sind im Gelände auch einzig im Luchsingertobel lückenlose Profile zwischen Flysch und Dohlen-Serie aufzufinden, so wird doch an zahlreichen Einzelaufschlüssen die Auffassung der Glarnerkarte 1942 bestätigt, welche die Nidfurner Serie beidseitig mit Lochseitenkalk einrahmt.

1. «Unterer» Lochseitenkalk (an der Basis der Nidfurner Serie)

Zwischen Flysch und Nidfurner Serie schiebt sich ein scharf und glatt abgesetztes Band von Malmkalk, welches im NE bis zum Wege nahe südlich des Steinigerbaches in geringer Mächtigkeit obere Aalénienschiefer und Fetzen von Rötidolomit unterlagert. Zweigen wir nun aber auf 750 m Höhe in die nächst südlichere, waldigere und steile Rinne ab (zwischen R und i von Ringgenwald auf Karte 1:10 000), so steigt plötzlich die bisher flachliegende Grenze zur Nidfurner Serie parallel dem Hang auf, so dass einerseits der Lochseitenkalk anschwillt, andrerseits die darüberliegende Serie sehr schnell reduziert wird; zuoberst in der Rinne liegt z. B. unterer Quintnerkalk, welcher durch eine Scherfläche abgeschnitten und von Schrattenkalk überlagert wird. (Siehe Tafel II.) Der Lochseitenkalk besteht bei einer Mächtigkeit von 60–80 m aus festen Partien von Quintnerkalk, troskalkähnlichem Gestein und feinen Breccien (tektonische Kakirite oder stratigraphisch eingelagerte Malmbreccie?) zwischen stark gestörtem, z. T. splittrigem, meist aber plattigem «Lochseitenkalk». Diese Gesteine können unmöglich dem plattigen untersten Quintnerkalk zugeordnet werden, wie dies für die Nidfurner Serie erwartet werden müsste, sondern gehören eindeutig zum unteren Lochseitenkalk. Die 1942 erschienene Karte von Oberholzer verzeichnet denselben Kalk bei Bränd als Lochseitenkalk, weiter südlich dagegen als Quintnerkalk.

Von Bränd an südwärts nimmt die Mächtigkeit des basalen Lochseitenkalkes allmählich ab, wobei der plattige, lokal gefältelte Kalk auf beiden Flanken des Luchsingertobels derart gestört ist, dass er oft zu feinem Grus zerfällt. Betrachten wir den plötzlichen Einsatz dieses Malms, dem eine intensive Zerquetschung der Reste der Nidfurner Serie parallel geht, so werden wir hier eindrücklich an die Entstehungsart des Lochseitenkalks gemahnt: nicht ein unendlich reduzierter Mittelschenkel von plastischem Verhalten liegt hier vor, sondern zerquetschte Scherben und Schollen einer überfahrenen Einheit. Eine Beheimatung dieser Einheit nach faciellen Gründen zu finden ist unmöglich. (Tektonisch begründete Ableitung siehe später.)

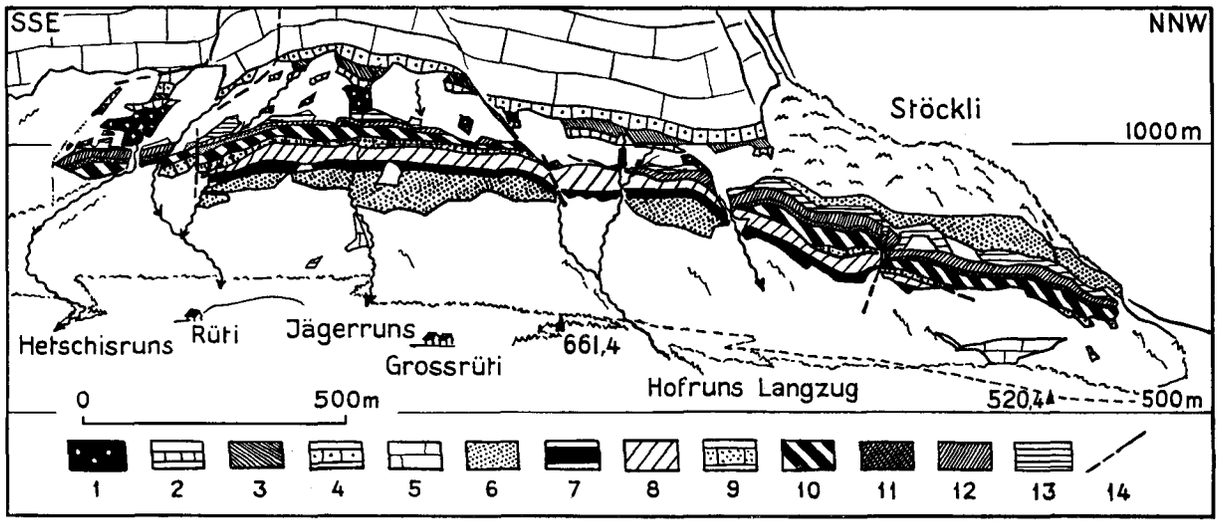


Fig. 7. Aufriss der Basis des Vorderglärnisch, gesehen von ENE her. 1 = Rauhwacke, 2 = Rötidolomit, 3 = Dogger, 4 = Schiltschichten, 5 = Quintnerkalk und Malmbreccie, 6 = Troskalk, 7 = Untere Öhrlimergel, 8 = Öhrlikalk, 9 = Kieselkalk und Drusbergschichten, 10 = Schrattenkalk, 11 = Gault, 12 = Seewerkalk, 13 = Tertiär, 14 = Brüche, Scherflächen.

2. Nidfurner Serie und Stöckli-Serie

Entlang dem ganzen SE-Fuss des Glärnisch zieht sich ein recht abschüssiges, bewaldetes Felssims dahin, dessen wechselvolle Schichtreihe lediglich durch den Bergsturz von Guppen auf längere Strecke verdeckt wird. Hatte Baltzer darin seinerzeit nur «Flysch, Nummulitenkalk und Malm» gesehen (am Stöckli nur Malm), so fand Rothpletz vorerst zwischen Schwanden und Leuggelen Kreide und Trias, am Stöckli südwestlich Glarus dagegen nur Malm und Eocän, was erst durch S. Blumer (1900) dahin berichtigt wurde, dass auch dort die gesamte Kreide vertreten sei. Darstellung in Zeichnung und Profilen fanden die Verhältnisse in Tafel IV der «Prähistorischen Bergstürze in den Glarneralpen» (1900), wobei allerdings allzu grosse Vereinfachungen in Schichtreihe und Lagerung mancher Korrektur bedürfen. Zudem wurde die Erforschungsgeschichte dieser Serie dargestellt, an welcher auch Alb. Heim, J. Oberholzer, Sekundarlehrer Blumer von Thon bei Schwanden und C. Hoesli beteiligt waren. Letztgenannter hatte bereits 1897 Kreide am Vorderglärnisch gefunden, während Blumers weit genauere Aufnahmen aus den Jahren 1898–1899 stammen.

Erstaunlicherweise überschreitet die Gesamtmächtigkeit der Nidfurner Serie (ohne Eocän) im Profil auch bei Nidfurn nicht 300 m, bleibt aber meist bei ca. 200 m, was keineswegs nur durch eine schmächtige Schwellenfacies erklärt werden kann. (Ursprüngliche Mächtigkeit der Schichtreihe bei Nidfurn ca. 200 m Kreide, 400–600? m Malm, über 50 m Dogger und Trias, d. h. sicher mehr als 650 m im ganzen.) Hatte Oberholzer (1933) auf allgemeine *Verquetschung* geschlossen, so ist dies nur für die Gebiete südlich des Fadens (westlich Haslen) gültig, während am Vorderglärnischfuss und ob Nidfurn mühelos wenig gestörte Schichtstösse gefunden werden. Dagegen können zwischen diesen guterhaltenen Paketen *flachliegende Scherflächen* festgestellt werden, welche tektonische «Schichtlücken» bewirken. So folgen denn im Bett des Nidfurnerbaches Schiltschichten unter den unteren Öhrlimergeln, während bei Leuggelen unterster Quintnerkalk unter Öhrlikalk liegt. (Lücke mindestens 400 m.) Kleinere Versetzungen gleicher Art treten in manchen Profilen auf, so z. B. in der Kreide der nördlichen Stöckli-Serie (siehe Fig. 7). In diesem NNW-SSE-laufenden Aufschluss sinkt die Scherfläche nordwärts, während im NNE-SSW-streichenden Bord ob

Nidfurn eine ähnliche Störung grosse Strecken in angenähert gleichem Schichtniveau anhält. Deshalb müssen die später gestörten Scherflächen nach NW bis WNW sinken (was in einzelnen scharfen Terraineinschnitten zu beobachten ist), wobei der NW-Flügel vorgeschleppt wurde und damit beträchtliche tektonisch bedingte Schichtlücken entstanden. Deshalb kennen wir z. B. nur untersten Malm der Nidfurner Serie. Diese *passive Auflösung in Schuppen* und deren Verschleppung muss den vorrückenden, höheren Decken zugeschrieben werden, während die tiefere Einheit gezerrt und längs Bruchlinien auseinander gerissen wurde.

Südlich des Fadens (westlich Haslen) setzt neben der bisherigen Verschuppung eine zusätzliche Verschieferung und Ausquetschung ein, welche auf beiden Seiten des Luchsingertobels eindrücklich sichtbar wird: über unterem Lochseitenkalk folgen wenige Meter von plattigem, zerquetschtem Kalk und Glaukonitsandstein (vermutlich Schrattenkalk, Gault und Seewerkalk) unter zerdrückten Globigerinenschiefern und Fetzen von Assilinengrünsand. Aus den hintersten Profilen des gleichen Tobels erwähnt Oberholzer auch Kieselkalk und Valanginienkalk, während im S (Hellruns südwestlich Luchsingen) und im NE (N-Flanke des Luchsingertobels, Bränd) Schrattenkalk zuunterst liegt, so dass auch hier eine Absenkung der Scherfläche gegen WNW festzustellen ist. (Vgl. Oberholzer 1933, S. 62 und Tafel 19.)

Auch im nordöstlichsten Teil des Glärnisch, unter dem Stöckli, wird die Kreide zunehmend gestört und von Scherflächen durchsetzt; anderseits können am NE-Fuss des Stöcklis, in den dunkeln Malmkalken des Wildenberges, intensive Auswalzungen und Horizonte von Lochseitenkalk erkannt werden, so besonders gut am Strässchen durch Pkt. 635. (Vgl. Figur 7 und Oberholzer 1933, S. 63.) Dieser Quintnerkalk liegt derart nahe unter der Unterkreide der Stöckli-Serie, dass Malmbreccie und Troskalk wegen einer Scherfläche weitgehend fehlen müssen, es sei denn, wir würden diesen Kalk dem unteren Lochseitenkalk gleichstellen.

Nach den besprochenen Erscheinungen einer Reduktion der Stöckli-Serie am Stöckli kann es nicht verwundern, dass am Wiggis-SE-Fuss keine Spur dieser tektonischen Einheit mehr aufzufinden ist.

Die Stöckli-Serie weist schwellennahe Facies auf und kann z. B. mit der nordwestlichen Vorab-Decke verglichen werden, während in der Nidfurner Serie eine südlichere Facies auftritt, welche grosse Ähnlichkeit mit der Serie am Nussbühl westlich Linthtal und mit dem westlichen Fuss des Schilt aufweist. Trotzdem sind Nidfurner und Stöckli-Serie nahe verwandt, und die Lücke zwischen beiden wird unter dem Bergsturzmaterial des Guppensturzes überbrückt, wie Trümmer aus Eocän und Oberkreide im Kalkofen bei Schwanden (Oberholzer 1900) beweisen. Sie sind unter sich und mit der Schiltscholle zu verbinden, wobei bei Berücksichtigung des Streichens parallel dem hinteren Teil des Linthtales die Stöckli-Serie die frontalste Stellung einnimmt, was auch den Faciesverhältnissen entspricht.

3. «Oberer» Lochseitenkalk (im Dach der Nidfurner und Stöckli-Serie)

Nur an wenigen Stellen liegt der Kontakt zwischen der Dohlen- bzw. Forrenstock-Serie mit tieferen Elementen frei; wo dies aber der Fall ist, kann überall ein schmales Band von zerwalztem Kalk beobachtet werden, dessen Abgrenzung auf beide Seiten meist scharf und glatt ist. Interessanterweise kommen in der E-Flanke des Forrenstocks (Rundkopf und Umgebung) intensive Durchknetungen von Kalk mit Material der hangenden Rauhwacke vor, so dass dort Kalk und Dolomit zu einem gelblichen Lochseitenkalk verwachsen – ein Hinweis darauf, dass die Rauhwacke zur Zeit der Überschiebung nicht als solche vorlag, sondern wohl als Dolomit-Anhydrit-Gestein (W. Brückner 1941). Erst im nördlichsten Gebiete wächst auch dieser Lochseitenkalk zu beträchtlicher Mächtigkeit an; am Stöckli finden wir ihn in Form von mehr als 60 m typischem Troskalk neben basalen Partien mit dunkelm Quintnerkalk und feiner Breccie (stratigraphisch?). Genaue Mächtigkeiten können nicht angegeben werden, da die Obergrenze vom Stöckli-Bergsturz verhüllt ist. Ähnlich wie beim «unteren» Lochseitenkalk sind auch hier recht abrupte, stufenartige Mächtigkeitsveränderungen festzustellen (siehe Fig. 7). Brüche, Klüfte und Scherflächen erschweren die Übersicht, doch ist eine aufrechte Lagerung in einigen Fällen sehr wahrscheinlich (Basis mit Malmbreccie oder Quintnerkalk, darüber Troskalk).

Somit ist eine Deutung als Verkehrtschenkel (Oberholzer) oder eine direkte Verbindung mit der verkehrtliegenden Elggis-Scholle unwahrscheinlich; da der Troskalk an der Unterfläche der Mürtschen-Scholle

erst weit nördlich von Netstal erreicht wird, bleibt als wahrscheinlichste Deutung die Herkunft aus der Gufelstock-Scholle. Der «obere Lochseitenkalk» würde somit eine ähnliche Stellung einnehmen wie der Malm des Schilt-Gipfelplateaus.

4. Grundkopf und Elggis-Scholle

Am Grundkopf ob Riedern, bei Stalden und in der schattigen Löntschschlucht treten Komplexe von Troskalk und oberem Quintnerkalk auf, deren Stellung seit je umstritten war (vgl. S. 5). Sie liegen direkt unter eindeutiger Mürtschen-Scholle (Kontaktverhältnisse siehe S. 12). Die Faciesgliederung des Malms kann uns insofern einen Fingerzeig geben, als hier unter prachtvollem Troskalk direkt oberer Quintnerkalk folgt, während eine ausgeprägte Malmbreccie fehlt. Dies schliesst die Zuordnung zur Schilt-Scholle aus (falls die Abfolge wirklich stratigraphisch bedingt ist), während der Malm der Gufelstock-Scholle, der Wageten oder des Autochthons noch zu schlecht bekannt ist, um einen sicheren Schluss zu erlauben.

Die Verkehrtserie des Elggis mit facieller Stellung zwischen Schilt-Scholle und Mürtschen-Scholle mag der abgelösten, mesozoischen Haube der nördlichsten Gufelstock-Scholle entsprechen und ist als tektonische Einheit wenig ausgedehnt.

5. Junge Bruchtektonik der Basiselemente

Hatten wir zu Oberholzers Bild einer einfachen, flachliegenden Struktur der Glärnischbasis vorerst nur Scherungsflächen und Verschuppung hinzugefügt, so zeigt ein Blick auf die Detailkartierung oder die Profile sofort, dass hier noch weit mehr Komplikationen auftreten. Lokal finden wir – entgegen dem flachen allgemeinen Fallen hangeinwärts – auch entgegengesetzte Schichtstellung, steilgestellte Partien, Gewölbe und parallel dazu Klüftungs- und Bruchzonen. Recht schwer wird es aber in diesem unwegsamen, steilen Gelände mit seinen feuchten, wenig genutzten Wäldern, irgendwelche grössere Linien zu erkennen, so dass erst die konstruktive Auswertung grössere Klarheit schafft. So will es denn die Ironie des Schicksals, dass Rothpletz neben einigen schönen Anhaltspunkten für Bruchtektonik im Bereich des Linthtales vorbeiging und sich statt dessen Aufschlüssen verschrieb, welche keinen stichhaltigen Beweis für seine Theorien liefern konnten.

Betrachten wir vorerst den nördlichen Teil der *Nidfurner Serie*, indem wir von E nach W fortschreiten (vgl. Tafel II): in der Trias des Blumerwaldes ob Nidfurn sind zwei von Schutt umgrenzte Gewölbe mit einem sehr auffälligen SSE-NNW-Streichen feststellbar. Noch besser zu beobachten sind Störungen im Quintnerkalk auf 720–740 m Höhe, ca. 100 m im NE der Franzosenloch-Runse (NW von Nidfurn unter Leuggelen), wobei intensive Klüftung und Zerbrechung parallel den NS-laufenden Gewölbe-Achsen die plastische Verformung bereits weitgehend überprägen. Auch aus den Störungen im Gault und den Orbitolinenschichten unterhalb des Strässchens von Schwändi nach Leuggelen und jenen im Seewerkalk wenig darüber (Würz) ergibt sich eine Absenkung gegen das Tal – entgegen dem allgemeinen Fallen der Schichten bergeinwärts.

Umgekehrt resultiert aus der westlichsten Störungszone (Faden-Dohlenberg, gut zu beobachten am Weg Alprufi-Dohlenberg, der das tektonisch begründete Band ausnützt) eine Absenkung des Westflügels, wobei plastische Verformung zugunsten von Klüftung und Zerbrechung fast vollständig zurücktritt. Immerhin sind bei der oberen Station der Seilbahn Nidfurn–Dohlenberg steilgestellte Seewerschichten festzustellen. Entsprechend einer allgemeinen Tendenz zur Abdrehung der Störungsrichtungen von NNW-SSE im E gegen NNE-SSW im W (bei flachem Achsenfallen gegen S) streicht das flache Gewölbe im Schlattwald ob Leuggelbach als westlichster schwacher Ausläufer hangparallel. Neben den beschriebenen Störungen tragen unbedeutende Versetzungen an glatten, steilen Kluftsystemen quer zum Linthtal zur weiteren Komplikation bei.

Aus Profilen und Kartierung folgt: die flachliegende, leicht hangeinwärts fallende, verschuppte Nidfurner Serie wird *schief* zum konstruierten Streichen der Facieszonen durch eine Staffel von Störungssystemen durchzogen, welche sich je nach Verbiegungsfähigkeit des Gesteins als Bruchstücke von Falten oder als steile, meist gegen das Tal fallende Kluft- und Bruchflächen ausbilden können. Im Querschnitt ob Nidfurn ergibt sich mit Ausnahme der westlichsten Störung eine *treppenförmige Absenkung* bei Umkippen

der Schichtstellung im untersten Teil, so dass die Trias des Blumerwaldes um 100–150 m tiefer liegen mag, als die Lagerung bei Leuggelen es erwarten liesse.

Worum handelt es sich hier? Eine Deutung als Deckenstirnstruktur – etwa der Schilt-Scholle – ist von vornherein kaum haltbar: 1. liegen die Störungen schief zum konstruierten Streichen der Facieszonen und zur Orientierung aller Decken und Schollen der Umgebung; 2. sind die Scherflächen ebenfalls verbogen und versetzt, was hier allerdings schlecht zu beobachten ist (besser im Stöckli-Gebiet). Da die Zerrung unserer Basiselemente längs diesen der Bewegung höherer Decken zugeschrieben werden muss, welche unseren Schichtstoss überfuhren und verschleppten, ist ein erneutes aktives Verhalten der Basiselemente sehr unwahrscheinlich; 3. mutet eine stufenweise Absenkung gegen das Hinterland im Stirngebiet einer Decke höchst merkwürdig an. Daraus muss geschlossen werden, dass die bereits verschuppte *Nidfurner Serie nachträglich* durch schief verlaufende Störungen *verstellt* wurde.

Aufschlüsse von ebenso östlicher Lage wie die beschriebenen treffen wir nur noch am *Vorderglärnischfuss* (Fig. 7). Die Stöckli-Serie wird dort durch eine NNW-SSE-streichende Störungszone zerschnitten, welche nördlich des Langzuges (südwestlich Glarus) ebenfalls Bruchstücke von Gewölben bildet, z. H. aber von intensiver Klüftung und Zerbrechung begleitet ist. Fallen westlich einer Achse, welche zwischen Jägerruns und Stöckli weitgehend dem unteren Schuttrand folgt, die Schichten regelmässig um 20–30° nach W, so sind in den spärlichen Aufschlüssen östlich davon im zerklüfteten Quintnerkalk und Zementstein nur unzuverlässige Messungen zu machen, wobei ein Fallen nach E überwiegt, aber auch Schichtpakete von anderer Orientierung auftreten; verbogene ältere Scherflächen, absonderliches Streichen und Klüftung parallel den Gewölbe-Achsen entsprechen den Beobachtungen bei Nidfurn.

Auch quer zu dieser Richtung treten bedeutende Komplikationen auf (vgl. Fig. 7): Oberholzer erwähnt 1933 zwei Störungen, eine steile Bruchfläche im Langzug (südwestlich Glarus) und eine zweite 400 m weiter nördlich «eine kleine, knieförmige Falte mit leicht überkipptem, gequältem Mittelschenkel, abermals mit nördlichem Absinken der Kreide um etwa 100 m» (S. 63). Mühsame Begehungen ergaben, dass es sich dort, wie auch in der Hofruns[1]) und zwischen den beiden Armen der Rütiruns um SW-NE-streichende, steile Brüche mit Absenkung des NW-Flügels um höchstens 40 m handelt, welche aber meist mit Stauchungen aus dem SE verbunden sind (Hofruns, Langzug). Die Absenkungsbeträge wurden von Oberholzer stark überschätzt, die knieförmige Falte muss als Bruchbündel gedeutet werden. Gerade an jenem Beispiel zeigt es sich aber, wie komplex die Geschichte des Nordostpfeilers des Glärnisch sein muss:

1. Die frühere tektonische Einheit, welcher Stöckli-Serie und Nidfurner Serie angehörten, wurde durch höhere Decken verschuppt.

2. Später wurden diese Schuppen verbogen und zerbrochen. Einerseits wirkte in der Stöckli-Serie eine starke, NNW-SSE-laufende Störungszone, andrerseits dazu querlaufende Brüche.

3. Trotzdem diese Brüche jung sein müssen (siehe S. 110), greift doch z. B. der Bruch nördlich des Langzugs (Fig. 7) nicht einmal in den «oberen Lochseitenkalk» hinauf, sondern seine gegen 40 m Sprunghöhe werden durch Globigerinenschiefer der Stöckli-Serie verstrichen. Andere, in den Hang hineinlaufende Brüche lassen sich in der Forrenstock-Serie ebenfalls nicht mehr auffinden. Dies fordert eine *späte Neubelebung der Überschiebungsflächen.* Vermutlich fällt auch die seitliche Stauchung der Stöckli-Serie in diese Zeit.

Doch nun zu den *südlichsten Gebieten,* in welchen der erbitterte Kampf um die Grabenbrüche von Rothpletz (1898, Tafel II und III, Oberholzer 1900, Tafel IV) tobte. Ein Bruch parallel dem Linthtal sollte nach Rothpletz beim Steinigerbach (am Hang zwischen Luchsingen und Leuggelbach) hinaufziehen, bei der Schwefelquelle das Luchsingertobel durchqueren und durch den Lias die moränenbedeckten Flanken unter Braunwald erreichen. Wie bereits beschrieben, ist der «Bruch» des Steinigerbaches einem Anschwellen des Lochseitenkalkes zuzuschreiben und hat nichts mit jungen Störungen zu tun. Anderseits ist am linken Ufer der Luchsingerrunse unzweifelhaft eine Versetzung zu beobachten, wobei entlang einer WSW-ENE-laufenden Fläche der SE-Flügel um gegen 20 m gehoben ist. Wie bereits von Oberholzer 1900 dargestellt, verschwindet dadurch im Norden plötzlich die bunte, zerquetschte Serie unter dem Lias bis auf einen kleinen, von ihm unbeachteten Aufschluss am Schuttrand. Keineswegs kann es sich hier aber um

[1]) Felssims unter den «Panduren».

einen Bruch parallel dem Linthtal handeln, da seine Fortsetzung im WE-laufenden Störungssystem des hinteren Luchsingertobels oder höchstens im WSW in der Kerbe der Geissgass zu suchen ist. Die gleiche Störungszone scheint auch jene merkwürdige Verdoppelung der zerquetschten Nidfurner Serie wenig oberhalb der Schwefelquellen auf der S-Flanke des Tobels zu bewirken, welche OBERHOLZER 1933 einer lokal ausgebildeten Querfalte zuschreibt (S. 62/63, Tafel 19, Fig. 6). Die schlechten Aufschlussverhältnisse bei der Gabelung des Weges durch das Luchsingertobel mit jenem nach Schlatt erlauben keine eindeutige Aussage, doch kann die E-W-laufende «Querfalte» am besten als Fortsetzung der gleichlaufenden Brüche des Tobels gegen W, in der Art einer Flexur mit Absenkung des N-Flügels, verstanden werden. Diese Verdoppelung bewog vermutlich ROTHPLETZ (1898), je drei Bänke von «Malmkalk» und Tertiär zwischen Hauptüberschiebung und Lias einzuzeichnen, während in Wirklichkeit nur mächtiger «unterer» Lochseitenkalk, Nidfurner Serie und «oberer» Lochseitenkalk vorliegen, welche über einer noch zu besprechenden Schuppenzone durch Lias überlagert werden.

Wir kommen also in die paradoxe Lage, mit ALB. HEIM und OBERHOLZER die Beweise für Brüche parallel dem Linthtal abzulehnen, zugleich aber im benachbarten Gebiet Störungen zu entdecken, welche ROTHPLETZ wohl ohne Zögern zu den gesuchten Grabenbrüchen erklärt hätte.

III. Dohlen-Serie und Forrenstock-Serie

Wir begegnen dem mächtigen, mesozoischen Schichtstoss der Forrenstock-Serie vom Klöntalersee über das mittlere Stockwerk des Vorderglärnischs bis zur Guppenruns, während anschliessend südlich die Dohlen-Serie mit einer Hauptmasse aus Verrucano in den Hängen bis über Luchsingen vertreten ist. Beide zusammen bilden Teile der Mürtschen-Decke von OBERHOLZER und werden hier vereint besprochen.

1. Gebiet nördlich der Guppenruns (Forrenstock-Serie)

Mit Ausnahme des südlichsten Abschnittes bildet Rauhwacke die basale Abgrenzung der Forrenstock-Serie, wobei ihre Mächtigkeit nach N von gegen 100 m in der Schüssigruns (linksseitiger Zufluss der Guppenruns; B: Sienenschlucht) auf ca. 30 m unter dem Forrenstock und weniger als 1 m am Wiggisfuss reduziert wird. Am Zusammenfluss Guppenruns-Schüssigruns taucht erstmals Melsersandstein auf, darunter könnte im Schutt bereits Verrucano versteckt sein.

Weit unruhiger ist der Verlauf der oberen Deckengrenze. Beim Übergang des Weges von Guppen Mittelstafel nach Sienen liegen in der Guppenruns auf 1300 m Aufschlüsse von Rötidolomit, wenig höher wurden aber nördlich der Runse Aalénienschiefer der Axen-Decke ausgegraben, als Quellfassungen für die Gemeinde Mitlödi erstellt wurden. Hier liegt also Trias in unmittelbarer Nähe der Scherfläche, doch 1 km weiter nordöstlich erreicht diese Deckengrenze in der Forrenstock-Serie den Zementstein (Hansliruns bei Baumgarten auf 1410 m). Hierbei wurden die steilgestellten bis überkippten Schichten des S-Schenkels einer Synklinale scharf diskordant geschnitten, während wir nun nördlich der Hansliruns in den Bereich des flachgelagerten N-Schenkels gelangen (siehe Taf. II). Da die obere Schollengrenze sich um die Schichtstellung nicht zu kümmern scheint, sondern auffällig regelmässig und glatt gegen NE allmählich aufsteigt, bleibt diese bis zur Glärnisch-N-Wand im Stockwerk des Öhrlikalkes. Auch hier treten aber Unregelmässigkeiten auf, indem in der NE-Flanke des Vorderglärnisch zwei S-förmige Falten mit Absenkung des NW-Schenkels auftreten, deren Strukturen durch die Schollengrenze schief zerschnitten werden (Fig. 8). Wenig südlich der disharmonischen Falte der Bruchegg westlich des Forrenstocks treten z. B. nur 15 m Öhrlikalk auf, wenig nördlich dagegen bis 200 m. Bemerkenswert ist aber auch das Verhalten im Streichen: den 200 m Öhrlikalk der Bruchegg entsprechen bei allmählicher Abnahme nur noch ca. 70 m in der frontaler gelegenen Schlucht des Gleiterbaches (südlich Hinter Sackberg), so dass die Scherfläche gegen SW immer tiefer zu sinken scheint. Zwischen Kälenhöhe und Hochwald (Sackberggebiet) treffen wir grössere Komplexe von zerrüttetem Valanginienkalk, welche ein weiteres Aufsteigen der Scherfläche im Schichtverband erfordern, sofern wir diese Schichten als anstehend oder leicht versackt ansehen (S. 90).

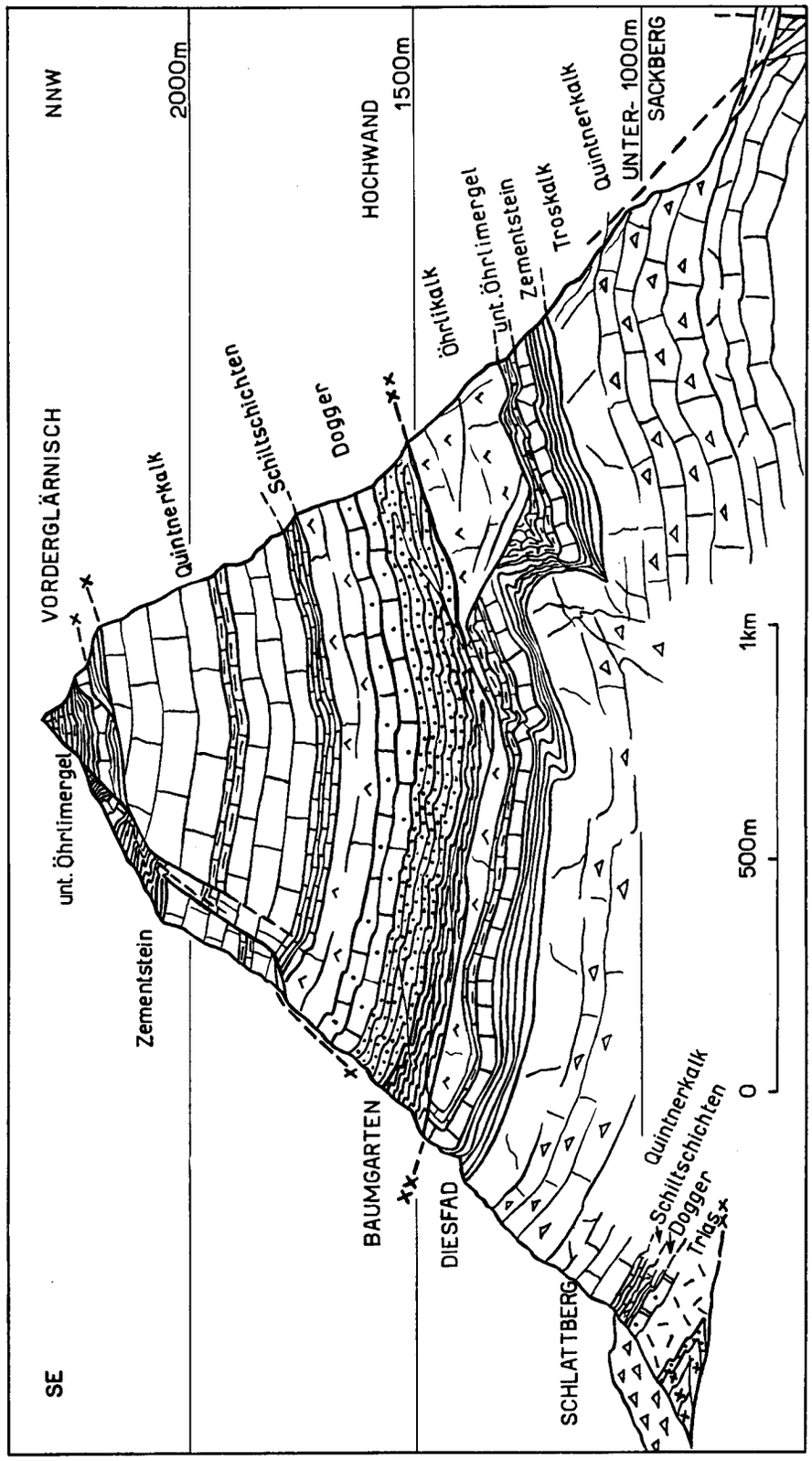


Fig. 8. Profil durch den Vorderglärnisch.

Betrachtet man die älteren, teilweise zerschnittenen Innenstrukturen der Forrenstock-Serie, so tritt als auffälligste die bereits erwähnte Synklinale hervor, welche in der Folge *Guppen-Synklinale* benannt sein soll. Von Arn. Escher in einem Profil bereits angedeutet, bietet sie uns einen wertvollen Schlüssel für die tektonische Gesamtdeutung. Gut sichtbar, wenn auch nahe der Überschiebungsfläche der Axen-Decke, treffen wir sie ob Schwändi unter der Kante der Wildheuplanggen von Baumgarten und in der Hansliruns. In mächtigen Platten wölbt sich der Gassenkalk über den dunklen Zementstein empor, überkippt dann und wird zuoberst von Troskalk überlagert, während der Zementstein dort ausgequetscht ist. Diese Synklinalstruktur kann von Baumgarten oder von Schwändi aus beobachtet werden, wobei besonders auf der S-Flanke der Hansliruns sichtbar wird, wie messerscharf und rücksichtslos die älteren Falten durch die obere Deckengrenze durchschnitten werden. Oberholzer sah von Schwändi aus hier Lagerungsstörungen, brachte sie aber mit Brüchen in Verbindung (Tagebücher, XVI, 52/115).

Wenn in den südlich anschliessenden Gebieten die Guppensynklinale vorerst nur schwer zu erkennen ist, so ist dafür neben ungünstigen Aufschlussverhältnissen vor allem das ausserordentlich *hohe Achsengefälle* verantwortlich zu machen, ergeben doch alle Messungen am Vorderglärnisch nahezu 30° Neigung nach SW. Allerdings folgt aus Beobachtung wie aus Konstruktion, dass dieser hohe Wert gegen W rasch abnimmt, so dass auf der Höhe des hinteren Sackberges das normale Achsengefälle von ca. 13° erreicht wird. Linien gleicher Achsenneigung verlaufen ungefähr in N-S-Richtung.

In weit grösserem Masse als der Zementstein wird die Trias nahe Guppen Mittelstafel von der Synklinalumbiegung ergriffen, wobei disharmonische Faltung und sekundäre Gewölbe häufig sind (Schlucht nördlich Guppen Mittelstafel, ähnlich aber auch im untern Quintnerkalk westlich der Schüssigruns). Dagegen bildet der massige, starre, höhere Quintnerkalk und Troskalk steilstehende Platten, welche von Querbrüchen zerhackt sind, wobei die meist unbedeutenden Verschiebungen auch die Gewölbeform beeinflussen können (im Cheller, Schüssigruns...).

Dem ruhig gelagerten N-Schenkel der Synklinale folgen im N die bereits erwähnten zwei *Falten in der NE-Flanke* des Vorderglärnisch, wobei das disharmonische Verhalten zwischen massigem, z. T. auch zerbrochenem Troskalk und Öhrlikalk einerseits und den mergeligen Schichten mit dem eingebetteten Gassenkalk anderseits oft augenfällig sind. So stossen an der Bruchegg der flachliegende Gassenkalk und die unteren Öhrlimergel unmittelbar an den steil abgegrenzten Öhrlikalk, worauf sie sich in steilen Falten nach unten winden. An der südlichen Falte, beim Forrenstock, ist der NW-Flügel um ca. 50 m abgesenkt, an der nördlichen Bruchegg-Falte sogar um ca. 150 m.

Disharmonische Faltung und Verschuppung finden sich ebenfalls in den Grenzschichten Malm-Kreide auf beiden Seiten des Gleiterbaches und im steilen Wald südöstlich Hinter Sackberg (Käsgadenwald), wo der Gassenkalk oft verdoppelt ist. Ein eindeutiges Profil lässt sich bei den schlechten Aufschlussverhältnissen nicht konstruieren, doch scheint als Hauptursache das nahe Auskeilen des schützenden Deckels von starrem Öhrlikalk unter der Überschiebungsfläche der Axen-Decke verantwortlich zu sein (vgl. Profile). – Ganz im Gegensatz zum üblichen SW-NE-Streichen der Faltenachsen treffen wir in der Nordflanke der Kälenruns und östlich wie nördlich des Tschingels (Sackberggebiet) Strukturen, welche nahezu E-W zu laufen scheinen. Diese Erscheinungen werden in einem späteren Kapitel besprochen (S. 86).

2. Gebiet von Guppen Mittelstafel

Brunnschweiler (1948) liess die Guppenruns zu einer tektonischen Grenze werden, welche die bisher unumstrittene Einheit der Oberholzerschen Mürtschen-Decke zweiteilen sollte. Wenn Brunnschweiler zur Begründung seiner Auftrennung Faciesverschiedenheiten der Trias anführt, so ist ein Gegenbeweis möglich: Verfolgen wir vorerst die gut erkennbaren Horizonte von Melsersandstein und Dunkelzugschichten: nördlich der Guppenruns im Schüssigrunsprofil aufgeschlossen, überqueren sie bei gleicher Stellung den Bach und ziehen – durch unbedeutende Längsbrüche gestört – in normaler Mächtigkeit bis zum Alpweg nach Guppen Mittelstafel. Vergeblich wird man die Fortsetzung der mächtigen Platten des Melsersandsteines suchen, sie brechen unmittelbar am Wege ab. Dagegen stösst bereits etwas unterhalb dieser Stelle an der Südseite des Weges schiefriger Verrucano mit scharfer, steiler Grenzfläche an Melsersandstein, welch letzterer so stark zerrüttet ist, dass er als Feinkies für den Wegunterhalt verwendet werden kann. Scheint

er gegen NE auszukeilen, so ist anderseits gegen SW hin, zwischen Verrucano und tiefgelber Rauhwacke, eine schmale, steilstehende Zone von tektonisiertem Melsersandstein (südlich) und zerquetschten Dunkelzugschichten (nördlich) in unmittelbarer Nähe des Weges bis hinauf zur Abzweigung gegen die Sienen zu verfolgen. In ähnlicher, weniger gequetschter Ausbildung sind die gleichen Schichten in verkehrter Lagerung wieder aufzufinden, wenn wir nördlich Guppen Mittelstafel dem obern Rand der Schlucht der Guppenruns bis zum Westrand des Anstehenden entlang wandern, wo ein kleiner Zickzackpfad zum Bach hinuntersteigt. Stark gestört und gefaltet erscheinen dort von unten nach oben g lbe Rauhwacke, Dunkelzugschichten, Melsersandstein und sandiger, weinroter Verrucano mit hellen Flecken [1]).

Dieser Abschnitt der Guppenruns liegt also in der engen, scharfen Umbiegung der Guppensynklinale, wobei die Triasfacies beider Flanken der Schlucht sich genau entspricht (vgl. auch S. 11). Wenn die Südflanke ausschliesslich aus der stratigraphisch tieferen gelben Rauhwacke besteht und die graue Rauhwacke der Nordflanke zu fehlen scheint, so liegt das ganz einfach am zufälligen Schnitt, den die Guppenruns gelegt hat. Gelbe Rauhwacke und typische Dunkelzugschichten in «Übergangsfacies» (welche nach Brunnschweiler nur in einem schmalen Streifen vorkommen soll) lassen sich auf beiden Seiten des Baches finden. Von Quartenschiefern fehlt bei Guppen Mittelstafel jede Spur.

Wie bereits erwähnt, findet sich ein Aufschluss von Rötidolomit isoliert in der Guppenruns auf 1300 m, welcher in unmittelbarer Nähe der Axen-Deckenüberschiebung liegt. Oberholzer gibt 1933 (S. 82) eine Beschreibung dieser Stelle nebst Zeichnung des Südhanges, wobei er auf der rechten Seite des Baches erwähnt: «5 m z. T. stark kalzitisierter Rötidolomit, etwa 0,4 m Opalinusschiefer und 2–3 m stark kalzitisierter Malmkalk» (ferner auf der Zeichnung etwas Rauhwacke über dem Rötidolomit). Diese heute nicht mehr auffindbaren oberen Schichten sind vermutlich als kleine Schuppen und nicht als zerquetschte, normale Serie anzusprechen.

Erst bei der Profilkonstruktion enthüllt sich die *Bedeutung der Guppensynklinale* ganz (Achsengefälle!), wird doch z. B. der Rötidolomit der Forrenstock-Serie um gut 500 m bis nahe an die Überschiebungsfläche der Axen-Decke gehoben, wodurch fast der gesamte Malm für die südlich anschliessende Dohlen-Serie endgültig verlorengeht. Hatte Oberholzer am Glärnisch, im Gegensatz zum Mürtschenstockgebiet, keine Muldenstrukturen angenommen und nur kleine, nordwärts gewendete Stauungsfalten in der Nähe der Überschiebungsfläche gesehen, so gilt dies nur für die Dohlen-Serie, während wir in der Guppensynklinale eine Struktur haben, welche der Mürtschenstocksynklinale durchaus vergleichbar ist. Kleine tektonische Verdoppelungen, Fältelungen und Scherflächen sind auch an der untern Deckengrenze oft zu beobachten, so z. B. im Rötidolomit der Hansliruns oder am Südostfuss des Wiggis, wo der Dogger stellenweise verdoppelt ist.

Auch aus den grösseren Zusammenhängen heraus ist Brunnschweilers Hypothese unannehmbar, stellt er doch die Dohlen-Serie als «Frohnalpstock-Scholle» faciell nördlich der Forrenstock-Serie («Gufelstock-Scholle»). Viel mehr Wahrscheinlichkeit hat R. Staubs (1954) Hypothese für sich, welche umgekehrt die Forrenstock-Serie mit der Gufelstock-Scholle vergleicht und die Dohlen-Serie als Mürtschen-Scholle faciell südlicher einreiht. Er trennt zwar beide Teile der alten Mürtschen-Decke von Oberholzer durch eine Störungszone, glaubt aber trotzdem an eine nahe Beziehung (S. 67). Ist aber eine Zweiteilung der alten Einheit notwendig? Gibt es eine tiefergehende *Grenze zwischen Forrenstock- und Dohlen-Serie?* Der Verrucano steht in der S-Flanke der Guppenruns in normalem Verband mit dem Melsersandstein, wird aber anschliessend südlich bis zum Guppenloch (Runse, welche auf die Hütten von Guppen Mittelstafel zielt) bei gleichbleibender Facies intensiv gestört und derart in Linsen aufgelöst, dass keine Schichtung mehr messbar ist. Erst südlich des Guppenloches tritt ruhigere, flache Lagerung auf, wobei die Facies der Grischschichten plötzlich typischem Sernifit gewichen ist. Zweifellos handelt es sich um eine bedeutende Störung, welche als Nebenerscheinung der scharfen Umbiegung der Guppensynklinale im kompetenten Verrucano oder aber als Deckengrenze betrachtet werden kann.

---

[1]) Oberholzer (1942) kartierte Quartenschiefer an dieser Stelle. In seinen Tagebüchern spricht er vorerst von «Opalinustonen und Echinodermenbreccie» (52/115), dann aber von Quartenschiefern (56/54). Brunnschweiler fasste 1948 dieses Profil als aufrechte, wenn auch gestörte Serie auf und scheint die obersten Lagen nicht aufgenommen zu haben. Erstmals erwähnte Baltzer (1899) Quartenschiefer, welche er aber im Gegensatz dazu in den Grischschichten der Guppenruns suchte.

Ähnliche steile Störungen mit bedeutenden Versetzungen finden sich anschliessend südlich bis zum Isentritt, ohne dass der Verband des Sernifits dabei verlassen würde. Eine Darstellung der Komplikationen findet sich in den Profilen.

Als dünne, etwas zerquetschte und verschuppte mesozoische Haut treten am Isenberg (südlich des Alpweges von Guppen Mittelstafel nach Oberstafel) *oberer Dogger und Schiltschichten* über konglomeratischem Verrucano aus dem Schutt aus. Erst in den Rappenköpfen, jenseits des Grates, der vom Geisser nach NNE hinunterzieht, lässt sich ein vollständiges Profil aufnehmen (Tafeln IV und II). Unter der scharfen Überschiebungsfläche des Lias der Geisser-Schuppe folgen vorerst Schiltschichten, Blegioolith und graue bis schwach rötliche Echinodermenbreccie über konglomeratischem Verrucano. Unterhalb der Grenzfläche fallen im Verrucano helle, massige Quarzitbänke auf, deren Grenzflächen z. T. diskordant liegen und von Zerstörungszonen begleitet sind. Der Verdacht auf eingeschuppten Melsersandstein wird dadurch eindeutig bestätigt, dass die oberste Quarzitbank von Dunkelzugschichten überlagert wird; wie bereits im stratigraphischen Teil besprochen, sind an dieser Linie, dem *Dohlenbruch*, solche tektonische Scherben recht häufig zu beobachten. Es ist bereits dargelegt worden (S. 22), wie alle Beobachtungen am Dohlenbruch für einen persistenten Bruch sprechen, während Ausquetschung der Trias und des unteren Doggers oder einfache Transgression als Deutung ausfallen. Die Doggerfacies im südlichen Teil der Dohlen-Serie schliesst mühelos an den Dogger der nördlichsten Axen-Decke in der Glärnisch N-Wand an, wobei die nahe Verwandtschaft durch Breccien transportempfindlichen Materials an beiden Orten unterstrichen wird (Dolomit, Eisensandstein, schiefrige Gesteine). Könnte der Dogger der Dohlen-Serie deshalb nicht als fremder, *tektonischer Span der Axen-Decke* gedeutet werden? Vorerst ist zu bedenken, dass über dem Dohlenbruch eindeutig eine stratigraphisch bedingte Reduktion des Doggers festgestellt werden konnte (S. 21), so dass auf jeden Fall hier Sedimente eines Beckenrandes vorliegen müssen. Dieser Rand leitet eindeutig zur kümmerlichen N-Facies des Doggers über, wie dieser in der Forrenstock-Serie angetroffen wird.

Die eingelagerten Breccien fordern einen Beckenrand mit freiliegender Trias, wie er bei Guppen Mittelstafel vorlag, falls wir den Dohlenbruch als persistenten Bruch deuten. Wäre der Dohlenbruch dagegen *rein alpin*, so ist kaum zu begreifen, wieso keine Spur von seinem S-Flügel mit mindestens 800 m Verrucano zu finden ist, obwohl er der Orientierung der Bruchfläche entsprechend hätte vorfahren müssen. Zudem hätten wir sonstwo einen Rand des Doggerbeckens zu suchen. Die Schuppen an der Störungsfläche müssten aus weit rückwärtiger gelegenen Gebieten hergeschleppt worden sein, ebenso der Dogger, wogegen der kaum gestörte Zustand der Schichten spricht. Zudem finden sich in einer solchen Schuppe in den Rappenköpfen Dunkelzugschichten in einer Facies, wie sie in der Guppenruns (Forrenstock-Serie) gefunden wird – nach Brunnschweiler soll aber diese Facies nur auf schmalem Raum vorkommen.

Aus alledem folgt, dass der *Dohlenbruch* im Dogger als *palaeotektonischer* Bruch zu betrachten ist, wobei selbstverständlich spätere mesozoische und alpine Bewegungen keineswegs ausgeschlossen seien. Der Dogger der Dohlen-Serie vermittelt den Übergang zur Forrenstock-Serie einerseits, zur Axen-Decke andrerseits. Es kann keine scharfe Trennungslinie zwischen Dohlen-Serie und Forrenstock-Serie gefunden werden, im Gegenteil weisen das tektonische Profil (Tafel II) und das Auftreten von Dunkelzugschichten in beiden Serien auf nahen Anschluss. Somit besteht kein zwingender Grund, eine Trennlinie durchzuziehen, wie dies schon Rothpletz und die meisten späteren Bearbeiter ebenfalls annahmen (im Grunde genommen auch R. Staub).

3. Südliche Dohlen-Serie

Während die Bruchfläche des Dohlenbruches gleichmässig steil durch den mächtigen Verrucano gegen SE hinuntersteigt, ist die Untergrenze der Dohlen-Serie weit flacher und treppenförmig. Beide Flächen vereinigen sich im NW von Luchsingen (nahe Bränd) und lassen die Dohlen-Serie bis auf kleine Schuppen weiter südlich verschwinden.

Im N lässt die Guppensynklinale die Rauhwacke sehr schnell bis zur untern Deckengrenze niedersteigen, so dass derVerrucano wohl schon unter der Hansliruns ganz aussetzt. Beinahe hangparallel verläuft ob Leuggelen und südwestlich Dohlenberg das Streichen des Dohlenbruches, so dass Veränderungen sich nur zögernd einstellen, während im Querprofil der Dohlen wie auch bei Guppen Mittelstafel die Entwicklung am besten sichtbar ist. Südlich des Leuggelenbaches verschwinden rote und graue Echinodermen-

breccie recht abrupt, an ihre Stelle treten unter der Überschiebung Eisensandstein, südlicher auch obere Aalénienschiefer auf, welche in spitzen Falten ineinander verzahnt sind (gut zu beobachten im Wald ob Rütenen, westlich Leuggelbach). Ruhig liegende unterste Schichten wie auch die Verfältelung und Verschleppung stratigraphisch tieferer Horizonte nach NW weisen auf den Vormarsch der höheren Decke. Die Scherfläche zerschneidet die schützenden, starren Pakete der Echinodermenbreccie wenig südlich der Ijenruns, ohne dass hier Falten oder Verkehrtschenkel zu beobachten wären, worauf die plastischen tieferen Schichten ohne ihren Schutz im Süden mitgerissen wurden und die höheren sogar etwas überdecken. Wenn wir das Streichen des Dohlenbruches flach zum Hang berücksichtigen, wird dadurch auch das unvermittelte *Absinken* der Schichten und der Überschiebungsfläche des Lias *am Steinigerbach* ob Zetterris verständlich, das an keinerlei Bruch- oder Flexursystem angeknüpft werden kann (vgl. auch Profile!). Der Einsatz der oberen Aalénienschiefer erfolgt nahe über dem Verrucano erst westlich Rütenen, während die unteren Aalénienschiefer im moränenbedeckten Gebiet von Zetterris (B: Zetenries) zu erwarten wären. Letztere finden sich in schöner Ausbildung westlich Grappli am Alpweg Nidfurn–Oberblegi zwischen 1150 bis 1160 m und sind ebenso wie die oberen Aalénienschiefer sehr wahrscheinlich zur Dohlen-Serie zu stellen. Dagegen wäre ein Zusammenhang mit dem darüberliegenden verkehrten Lias unwahrscheinlich, da dieser im Niveau der oberen Spitzmeilen-Serie abgeschnitten wird und der Kontakt nach unten eindeutig tektonisch ist. Die räumliche Anordnung des Absinkens am Steinigerbach ergibt, dass die *südliche Abscherungsgrenze des Doggers* der Dohlen-Serie gegenüber dem allgemeinen Streichen *nach E-W-Richtung abgedreht* ist, dass der Dogger der Dohlen-Serie gegen W auskeilt und der Axen-Decke zufällt.

Steigt man von Zetterris gegen Bränd hinunter, so trifft man zwischen 840 und 875 m unterhalb des Pfades schwach gestörte Quarzporphyre im Nordschenkel des Dohlenbruchs, welche einerseits entlang dem Weg von zerdrücktem Verrucano gegen oben abgegrenzt werden, anderseits auf 840 m auch gegen unten flach abgeschnitten werden. So muss der Quarzporphyr sehr nahe im S auskeilen. Es kann sich deshalb bei allen südlicheren Aufschlüssen ähnlicher tektonischer Lage nur noch um *Schuppen* handeln, so auch bei jenen südlich des Weges Zetterris–Bränd, deren sonderbare Schichtreihe im steilen Brändwald ansteht. Bei flacher Lagerung treffen wir zuunterst Schichten von karbonähnlicher Facies, darüber vorerst anscheinend normalen Rötidolomit, welcher von der Breccie von Bränd überlagert wird (vgl. S. 14). Der Kontakt vom Rötidolomit zum «Karbon» ist tektonisch und fällt steil bergeinwärts ein, so dass eine Deutung als letzter Ausläufer des Dohlenbruches nicht in Frage kommt, da jener ja im Gegenteil nach SE geneigt sein müsste. Handelt es sich beim «*Karbon*» – wie auch bei einzelnen Teilen der südlich anschliessenden Schuppenzone – eindeutig um Dohlen-Serie, so muss die *Breccie von Bränd* wie auch der Dolomit darunter als frontale Lias-Schuppe der Axen-Decke betrachtet werden.

Im Luchsingertobel sind nur wenige schmale Scherben und zerdrückte Pakete von der ganzen Dohlen-Serie zu finden, wobei die Erosion in den zu Grus zerfallenden Abhängen die Aufschlussverhältnisse rasch verändert. Nördlich des Tobels, im Gleit, tritt unterhalb der Schwefelquelle schlecht zugänglicher Quarzporphyr auf, zudem zeichnet Rothpletz (1898) nordwestlich der Brücke bei der Schwefelquelle einen Aufschluss mit Verrucano und «Tertiär» unter dem Lias, auf den wir noch näher eingehen werden (S. 108). Besser sind die Aufschlüsse am Alpweg auf der rechten Tobelseite oberhalb der Brücke:

Oberholzer beschreibt 1933 (S. 83, ferner in Tafel 19, Fig. 6, welche allerdings sehr schematisch ist) über dem oberen Lochseitenkalk «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 Linsen und unbeständigen Lagen von metamorphem, grünem oder rötlichem Verrucano mit zerdrückten, schwarzen Schiefern und rostigen Sandsteinlagen, die wahrscheinlich zum unteren Dogger gehören». Bei den heutigen Aufschlussverhältnissen ist in der Mulde der «Querfalte» und südlich davon ein wirres Haufwerk von Schuppen anzutreffen, welches bei intensiver Vermengung und Zertrümmerung folgende Komponenten enthält: schwarze, glatte, weiche, kalkfreie Schiefer (Aalénien?) / Sandkalke des Lias / roter, sandiger Verrucano / Quarzporphyr / Verrucanoschiefer / Kristallin wie in der Hellruns / orangeanwitternde, kalkig-quarzitische Bänke / violettrote, weiche Schiefer / blassgrüne, weiche Tongesteine ohne Karbonat, verhalten sich ähnlich den tonigen Einlagen im Verrucano am Leuggelbach (vgl. S. 7) / feinkörniger, rostig anwitternder Quarzit / Dolomit usw. Zerdrückter Verrucano, hellgrüne Phyllite mit Pyrit und Rötidolomit können ebenfalls in der Hellruns südwestlich Luchsingen gefunden werden.

Die Trias kann nicht als Verkehrtschenkel gedeutet werden, sondern es liegt hier eine wirre Mischzone mit Komponenten aus der südlichsten Dohlen-Serie und den nördlichen Lias-Schuppen der Axen-Decke vor. Wie bereits erwähnt, fand sich auch *Kristallin* ähnlich jenem der Hellruns, welches R. Trümpy

1947 entdeckte und als Kristallinbasis der Mürtschen-Decke bezeichnete. Das Gestein unterscheidet sich deutlich vom Quarzporphyr des Verrucano, trotzdem sich beide Gesteine aus ähnlichen Mineralien aufbauen, Muskowit ist jedoch auf den Gneis beschränkt.

Es mag nicht verwundern, in diesen rückwärtigsten Elementen der Dohlen-Serie die tiefsten Glieder der Schichtreihe zu finden (karbonartige Facies, Phyllite, Kristallin), da ja normalerweise die Deckengrenzen gegen das Hinterland in tiefere Schichten sinken.

Andrerseits scheinen einige der beschriebenen Scherben den *Quartenschiefern* anzugehören, welche ursprünglich vermutlich südlich an den Dohlenbruch anschlossen, dagegen nördlich des Liaseinsatzes gelegen haben mussten.

VI. Frontale Lias-Schollen der Axen-Decke

Erst war der Lias des Glärnischs in einfacher, nordwestlich der Linie Guppen–Oberblegi steil frontal absinkender Lagerung dargestellt worden. Oberholzer postulierte 1933 zur Erklärung einiger Komplikationen die Braunwaldner Zwischendecken, doch erst R. Trümpys (1949) Untersuchungen vermochten viele Widersprüche zu lösen und ein einigermassen befriedigendes tektonisches Schema zu geben.

Eine frontale Schuppe im Norden – die *Geisserschuppe* – keilt nach S aus und wird von der mächtigen, von Scheitelbrüchen zerrissenen *Oberblegi-Falte* überlagert, welche mit Streichen parallel dem Linthtal südwärts das Bösbächital überschreitet. Mit ähnlicher, landnaher Facies, aber nunmehr normalem WSW-ENE-Streichen tritt im Kern der Bös-Faulen-Falte die *Kneugrat-Falte* auf, welche R. Trümpy südlich an die Oberblegi-Falte anknüpft (1949, S. 27, Fig. 5). Nur wenig ausgedehnt, vom paleogeographischen Standpunkt aus aber sehr interessant, ist die *Schuppe von Bränd*, welche neu gefunden wurde (siehe S. 14).

1. Geisser-Schuppe (Geisser bei Guppen Oberstafel)

Zwischen Guppen Mittel- und Oberstafel ist vom Alpweg aus die *Stirnumbiegung* der Geisser-Schuppe prachtvoll zu beobachten. In düstern, unebenen Platten senken sich die gebankten, obersten Schichten unter dem Geissergrat bis zu einer kleinen Terrasse (obere Stelli), wo sie überkippen. Bis zu den schattigen Halden des mit Alpenerlen und meterhohen Krautstauden bestandenen Isenberges ist das verkehrtliegende Band der unteren Sexmor-Serie zu verfolgen, während anschliessend südlich die basale Scherfläche schief durch die zerbrochene und meist etwas verschuppte Schichtreihe hinaufgreift, so dass nur ein unbedeutender Verkehrtschenkel zu finden ist.

In den Hängen ob Leuggelen wird die *Basis* der Geisser-Schuppe von bunter Spitzmeilen-Serie gebildet, während in den südlichsten Aufschlüssen dieser tektonischen Einheit (Ijenruns = trockener, oberer Teil des Leuggelbachtälchens) bereits obere Prodkamm-Serie zu finden ist. In einer kleinen Rinne südlich Guppen Oberstafel (Mittelzug) liegt an der Basis, wenig oberhalb des Wegleins, eine Schuppe von unterem Aalénien. Selten ist eine Stirnumbiegung innerhalb der Spitzmeilen-Serie zu beobachten, denn meistens ist dieses starre Schichtpaket von intensiver Zerbrechung und Verscherung durchsetzt, welche die Schichtung überprägt. Schief nach NW aufsteigende *Störungsflächen* durchziehen den flachgelagerten Normalschenkel; im Kern der Falte liegt eine Zone intensiver Störung, welche flachere, schuttbedeckte Hänge bildet (Rappenköpfe auf 1540 m, Holztritt-Weg südöstlich Guppen Oberstafel auf ca. 1560 m, Mittagsloch-Weg ob Dohlen auf ca. 1340 m).

War auch schon bisher der Normalschenkel durch flache, ruhige Lagerung vom verscherten, hangparallel- bis senkrechtfallenden Verkehrtschenkel zu unterscheiden, so kann doch erst die jähe, mauerartige *Wand des Leuggelstockes* (westlich Dohlen) ein klares Bild aufweisen: mit scharfem Knick überschlägt sich auf ca. 1340 m Höhe die flache Normalserie und biegt in ca. 30° SE-Fallen um, wobei die Detailaufnahme am Schuttrand eine starke Verschuppung des Verkehrtschenkels erkennen lässt.

Aus dem beschriebenen Verlauf der Zerstörungszone im Kern wie auch aus dem Gefälle des Rückens der Falte ist zu schliessen, dass im SW ein *Axialgefälle* von ca. 15° herrscht, welchem im Gebiet des Geissers

eine Kulminationszone folgt. Abgesehen von kleinen Scherungen handelt es sich im Normalschenkel durchwegs um eine Normalserie, deren oberste Glieder nach rückwärts zunehmend abgeschnitten werden, wobei wenig südlich der Ijenruns die basale Fläche erreicht wird und die Schuppe nach SE *auskeilt*.

Kehren wir nun zur Stirn im schattigen, üppig bewachsenen Hang oberhalb des Isenberges zurück: in einer scharfen Kerbe zieht die tonig-sandige untere Sexmor-Serie hinauf, überlagert von einem Wändchen von oberer Sexmor-Serie, deren Rücken eine Platte bildet. Folgen wir dem Rand dieser Platte, so gelangen wir zu einer wasserführenden, kleinen Kerbe mit unteren Aalénienschiefern (auf der Höhe der Spitze der grossen Wegschleife des Alpweges und tiefer), welche ihrerseits wieder von Sexmor-Serie überlagert werden. (Gut sichtbar vom Weg aus, kurz unterhalb des Bodens der unteren Stelli.) Ähnliche Verschuppungen innerhalb der Sexmor-Serie mit kleinen Schichtwiederholungen sind auch anderswo zu beobachten, scheinen aber nur geringe Bedeutung zu erlangen. (Hang 300 m NE Pässchen des Weges nach Guppen Oberstafel, auf ca. 1570 m; nordwestlich des Mastes des Drahtseiles für den Holztransport von Guppen Oberstafel usw.) In den meisten Fällen handelt es sich um Ausläufer der Scheitelbrüche, beim ersten Vorkommen dagegen vermutlich um ein von der Stirn abgespaltenes Paket. Weiter im S ist Detailarbeit dadurch sehr erschwert, dass in den begrasten Hängen Sexmor-Serie und Spitzmeilen-Serie kaum zu trennen sind.

Auf der Weidfläche von Guppen Oberstafel können zwischen den Aufschlüssen von sicherer Sexmor-Serie oft scheinbar anstehende untere Aalénienschiefer beobachtet werden, doch handelt es sich in allen untersuchten Fällen um Schichtpakete, welche vom Gletscher verschleppt wurden. Dem nirgends messbaren, aber aus der allgemeinen Situation und den weitgeschwungenen Schichtplatten zu folgernden Streichen ungefähr parallel dem Linthtal wird am Ostufer des Guppensees unvermittelt ein Ende gesetzt: nach kurzem Übergang *drehen die Schichten* fast bis in die *Nord-Süd-Richtung ab*, was als erstes Anzeichen des seitlichen Auskeilens der Geisser-Schuppe nach SW gewertet werden muss.

2. Gebiet Leuggelstock–Chilchli (Profil auf Tafel II)

Recht abrupt tritt südlich des Guppenseelis die *Oberblegi-Falte* in Form einer normalen Schichtfolge mit oberer Spitzmeilen-Serie und Sexmor-Serie auf. Soweit verfolgbar, liegen die Schichten flach und sind nur wenig durch unbedeutende Scherflächen gestört, biegen nach W allmählich etwas steiler ab und erreichen am Weg nach Oberblegi senkrechte Lagerung, wobei gute Aufschlüsse von unterer Sexmor-Serie fehlen und deshalb eine Auftrennung nicht durchgeführt werden kann.

Doch dieses einfache Bild, das sich von Guppen Oberstafel her vorzüglich beobachten lässt, erfährt unzählige Komplikationen, sobald wir uns zwischen Erlen und meterhohen Krautstauden, versteckten oder offen daliegenden Felsblöcken umzusehen beginnen. Betrachten wir vorerst den exponierten Aufschluss über der glatt abgegrenzten Wand von oberer Spitzmeilen-Serie der Geisser-Schuppe im Guppenfad nördlich des Leuggelstockes. (Gut sichtbar von der Kante der Guppen-Terrasse aus, für sichere Berggänger auch auf 1530 oder 1620 m zugänglich.) Schwarze Schiefer vom Typus der unteren Aalénienschiefer sind in ein komplexes System von Falten und Scherben eingeklemmt, welche sowohl direkt unter der massigen Wand des Leuggelenstockes wie auch in einer abgetrennten Felsstufe im westlichen Teil des Aufschlusses auftreten. Die Facies der Sandkalke in den Schuppen entspricht oberer Spitzmeilen-Serie oder Sexmor-Serie, über und unter der abgetrennten Stufe finden sich dunkle, sandige Schiefer mit etwas hellgrauem, kiesligem Gestein (untere Sexmor-Serie, Breccienschiefer?). Welches auch die genaue stratigraphische Stellung dieser Schichten sein mag, so handelt es sich doch eindeutig um obere Anteile des Lias, welche als Scherben und Schuppen des Stirngebietes des Normalschenkels der Oberblegi-Falte zurückblieben und überfahren wurden. Die Fältelungsachsen laufen SW–NE und entsprechen somit etwa dem normalen Streichen von Geisser-Schuppe und Oberblegi-Falte.

Stark zertrümmerte und wohl auch etwas gesackte Massen von Sandkalk finden sich südwestlich des Guppensees unter und vor der Stirnpartie der massigen Oberblegi-Falte, so dass auch hier ein vorgeschürftes Trümmerwerk von Schollen angenommen werden muss. Neben einem Vorkommen von unteren Aalénienschiefern am Weg von Guppen nach Oberblegi auf 1580 m fallen besonders flach westwärts einsinkende Liaskalke auf, welche westlich der steil niedertauchenden Stirn der Oberblegi-Falte liegen. Die Trennlinie folgt einem kleinen, wenig eingefressenen Bach, kann aber nicht einfach als Bruch gedeutet werden, da die Stirnbilder viel zu deutlich sind. Gerade an jener Stelle aber, wo der Weg von unten her in den kleinen Bachlauf einmündet, kann ferner festgestellt werden, dass die Stirne des Normalschenkels der Oberblegi-Falte hier gegenüber dem allgemeinen Streichen stark in *WE-Richtung abgedreht* ist, was vereint mit dem be-

schriebenen Zurückweichen der Geisser-Schuppe am Guppenseeli auf seitliche Ablösung und Ersatz zwischen beiden tektonischen Einheiten hindeutet.

Auffällig ist die *tektonische Diskordanz zwischen Lias und Dogger*, was darauf hindeutet, dass der Zusammenhang mit dem Dogger-Malm-Kreide-Stockwerk der Axen-Decke keineswegs einfach ist. Ist bei Guppen Oberstafel eine Verschuppung im Aalénien wohl wahrscheinlich, bei geringer Aufschlussbreite und Vertretung aller Faciestypen aber nicht sicher nachweisbar, so fehlen im Leuggelstock-Gebiet die unteren Aalénienschiefer über dem Lias fast überall. Als einzige Ausnahme findet sich in der Roterd südwestlich des Leuggelstockes ein isoliertes Vorkommen, welches aber z. T. von den sandigen Schiefern des oberen Aalénien unterlagert wird. «Opalinuston» und Eisensandstein sind ineinander verschuppt und stossen in steilen Fältelungen diskordant auf den flacher liegenden Lias (siehe Karte und Tafel II).

Somit ist eine scharfe, tektonische Abtrennung der frontalen Liaskomplexe von den höheren Stockwerken der eigentlichen Axen-Decke anzunehmen, wie dies in weit grösserem Masse HELBLING aus den Churfirsten beschrieben hat.

Auffälligerweise bedeckt Dogger den grössten Teil des Hanges vom Grat Leuggelstock-Chilchli gegen Oberblegi, obwohl er bei sehr flacher Lagerung erst auf dem Grat eingesetzt hatte. Lias-Aufschlüsse in einer kleinen Rinne südwestlich des Leuggelstockes gegen den Rietboden zeigen, dass die Schichten mit 30–40° gegen SSW sinken. Ein plötzlich einsetzendes, *hohes Axialgefälle* hat also die ganze Schichtplatte südwestlich des Grates Chilchli-Ijenstock ergriffen, was vermutlich mit dem Zurückweichen der Front der Geisser-Schuppe im Untergrunde zusammenhängt (siehe S. 71).

3. Gebiet Oberblegi Oberstafel–Laui–Ijenruns (oberer, wasserloser Teil der Runse des Leuggelbaches)

Als einziger der landschaftlich auffälligen Querbrüche hat der Bruch der Ijenruns bedeutende Versetzungen zur Folge. Allgemein resultiert aus ihm für den SW-Flügel im untern Teil des Lias eine Senkung von ca. 30 m, während im Kern der Oberblegi-Falte zudem eine eindeutige Vorschiebung dieser Seite festzustellen ist. Diese Tatsache sowie eingehende Begehungen und die Kartierung der Nachbarschaft mögen zu einer Umdeutung des Ijenruns-Profiles gegenüber R. TRÜMPY (1949, S. 24) berechtigen.

Über grauer Dogger-Echinodermenbreccie folgt auf der südlichen Seite:

1210–1250 m: untere Spitzmeilen-Serie, zuunterst in obere Prodkamm-Serie übergehend. Darüber folgt ein schmales Band mit schwarzen, glatten Tonschiefern des unteren Aalénien, welches am Einstiegsweg von der Gängmad her gut zu beobachten ist. (Grenze Geisser-Schuppe–Oberblegi-Falte.)

1250–1300 m: Sandkalke vom Typus obere Spitzmeilen-Serie oder obere Sexmor-Serie, zuoberst feinkörnig.

1300–1355 m: bunter Lias, besonders oben stark farbig. Schichtlage im unteren Teil bergeinwärtsfallend, gegen oben horizontal werdend.

1355–1365 m: Breccienschiefer.

1365 bis ca. 1390 m: bunter Lias, mit Übergang zu unterer Spitzmeilen-Serie, hangauswärtsfallend.

Ca. 1390–1510 m: untere Spitzmeilen-Serie, fast hangparallelfallend, oben durch eine flachliegende Scherfläche abgeschnitten.

1510 bis ca. 1590 m: bunter Lias, stark farbig und typisch ausgebildet; durch intensive, fast hangparallele Klüftung wird die Schichtung überprägt, doch liegen die Schichten in der Runse eindeutig flach.

Ca. 1590–1600 m: breccienschieferähnliche Bänke in flacher Lagerung.

1600–1630 m: Sandkalke vom Typus der oberen Spitzmeilen-Serie oder der oberen Sexmor-Serie.

Zwischen Geisser-Schuppe und normaler Serie der Oberblegi-Falte hat sich eine *Verkehrtserie* eingeschaltet, welche schon beträchtliche Mächtigkeit erreicht. Der Normalschenkel der durch Scheitelbrüche zerrissenen Oberblegi-Falte ist in diesem Profil um ca. 600 m vorgefahren (vgl. Tafel I). Verfolgen wir sie auf die NE-Seite der Runse, so liegen unter der schlecht sichtbaren Überschiebungsfläche nahezu hangparallelfallende Platten von buntem Lias und Breccienschiefern, welche gegen oben, d. h. die Scherfläche hin, zunehmend steil werden. Wie auf der anderen Runsenseite stellt sich zuunterst hangeinwärtsfallende obere Prodkamm-Serie über der Grenzfläche zur Geisser-Schuppe ein, wobei der NE-Flügel hier um 30 m gehoben ist.

Da der SW-Flügel ältere Schichten im Kern der Falte enthält (unter gleicher Lage), muss diese Seite des Ijenbruches vorgefahren sein.

Der Normalschenkel der Oberblegi-Falte ist – wie gesagt – in diesem Profil um ca. 600 m über den Verkehrtschenkel vorgefahren, so dass logischerweise eine Vorschleppung der obersten Teile des letzteren zu

erwarten wäre. Ganz im Gegenteil sind aber beidseits der Runse (besonders schön südlich der Ijenruns auf 1500 bis 1520 m, im SE-Grat der obersten Kuppe der Wyssgand, B = Weissgand) die obersten Schichten des Verkehrtschenkels zurückgelegt, so dass eine Störung in der Art einer *Untervorschiebung* vorliegen muss. Auch für die beschriebenen Schuppen im Gebiet nördlich des Leuggelstockes (S. 69) ist eine solche Deutung sehr naheliegend.

Bis zum Steinigerbach (im NW von Luchsingen) lässt sich eine mächtige Entfaltung des Verkehrtschenkels verfolgen, welcher in seinem gestörten Kern allmählich auch obere Prodkamm-Serie aufnimmt; die Geisser-Schuppe im Liegenden wird gänzlich verdrängt.

Doch damit stehen wir keineswegs am Ende der Komplikationen, denn der Normalschenkel der Oberblegi-Falte ist zwischen Ijenruns und Oberblegisee eher einem wirren Scherbenhaufen als einer Platte zu vergleichen; zudem sind die vertretenen Schichtglieder lithologisch schwer zu unterscheiden. Ohne auf Einzelheiten einzugehen, kann gesagt werden: eine *Zone intensiver Zerbrechung* zieht von der Wyssgand her entlang einer auffälligen Terrainkante zum Oberblegisee, bildet dort ca. 200 m weit das Seeufer und zieht dann unter den schuttbedeckten E-Fuss des First. Die nordwestlich dieser Zone liegenden Liasplatten sind mit jenen des Leuggelstockes zu vergleichen, werden jedoch von Ablegern der Hauptstörung schief zerschnitten und entlang schmalen Zonen steilgestellt. Wenn man die Gesamtheit der Erscheinungen betrachtet, ist der Bewegungssinn derart, dass stets der nördliche oder nordwestliche Flügel abgesenkt wird.

Wir finden z. B. von SE nach NW in einem Querprofil der Wyssgand 1 km nordöstlich des Oberblegisees: hangparallelfallende Platten von oberer Spitzmeilen-Serie und buntem Lias südlich des Grates (a), auf dem Scheitel des Grates eine wirre Störungszone mit verschiedensten Schichtstellungen (b), im Steilhang gegen Oberblegi aber senkrechtstehende bis steile, nach NW geneigte Platten (c). Die steile Randzone (c) keilt gegen NE in einer Kakiritzone aus, wogegen die zerbrochene Scheitelzone (b) in die massige Platte des Ijenstocks (südlich Leuggelstock) übergeht. Die steil südwärtsgeneigten Platten (a) weichen gegen SW im Gebiet von Rietlen flachgelagertem buntem Lias und unterer Spitzmeilen-Serie, so dass die abnorme Lagerung von (a) lokal begrenzt scheint. Wie schon R. Trümpy (1949) erkannte, sind die nordwestlich der Wyssgand gelegenen Schichtplatten um bedeutende Beträge abgesenkt (50 bis ca. 150 m und mehr), wobei die totale Verschiebung gegen den First zu eher zunimmt. Damals deutete er dies als eine Verwerfung, doch nach mündlicher Mitteilung möchte er nach neueren Untersuchungen – zumindest in unmittelbarer Nähe des Sees – eine Faltenflexur annehmen. Wie ein Blick auf die Profiltafel zeigt, ist schwer zu entscheiden, ob diese Erscheinungen als Flexur oder Bruchzone zu bezeichnen seien. Da die untere Sexmor-Serie nur stellenweise aufgeschlossen ist, sind Sexmor-Serie und Spitzmeilen-Serie in diesem Gebiete schwer zu unterscheiden; es scheint aber aus dem räumlichen Verhalten wahrscheinlich, dass grösstenteils die obere Spitzmeilen-Serie die Oberfläche bildet, wenn wir vom Rietboden (im SW des Leuggelstockes) absehen, wo sogar noch eine beträchtliche Fläche von unteren Aalénienschiefern die Schichten krönt.

Obwohl noch ein deutliches, nach SW gerichtetes Achsengefälle der Oberblegi-Falte feststellbar ist, so liegt es doch viel flacher als das beschriebene flexurartige Abtauchen nahe südlich des Grates Leuggelstock–Chilchli (S. 70). Auch in der östlichen Fortsetzung der NW-SE-streichenden, flexurartigen Linie, am Ijenstock südlich des Leuggelstockes, finden wir keine Spur mehr von ihr. Auffälligerweise hat aber auch die Störungszone Oberblegisee-Wyssgand keine nördliche Fortsetzung im Gebiet des Ijenstockes. Da die beiden Störungszonen gerade dort verschwinden, wo sie sich kreuzen, besteht der begründete Verdacht, sie seien miteinander verkoppelt, wobei die nordwestlich bzw. südwestlich liegende Stirnplatte der Oberblegi-Falte abgesunken wäre. Auch die Profilkonstruktion bestätigt diese Vermutung.

Worauf geht aber dieser merkwürdig *abgewinkelte Verlauf einer Störungszone* zurück? Weiter oben hatten wir festgestellt, dass der Verkehrtschenkel der Oberblegi-Falte, vermutlich auch die Geisser-Schuppe, in einer letzten, späten Phase gegenüber dem Hangenden vorgeschoben worden war. Nun muss einerseits die Stirn des Verkehrtschenkels der Oberblegi-Falte jener des Normalschenkels ungefähr parallel laufen (d. h. SW–NE, parallel der Störungszone der Wyssgand). Andrerseits aber stellten wir ein Umschwenken der Stirn der Geisser-Schuppe am Guppenseeli fest und wissen, dass dieses tektonische Element bereits wenig südlich der Ijenruns auskeilt. Die Front der Geisser-Schuppe kann also mühelos jene Richtung annehmen, welche der Flexur südlich des Chilchlis entspricht.

Aus diesen Gründen nehme ich einen *gemeinsamen, späten Vorstoss der Geisser-Schuppe und des Verkehrtschenkels der Oberblegi-Falte* an, welche das Relief ihrer gemeinsamen Front dem nächst höheren tektonischen Element aufzwangen, dem Normalschenkel der Oberblegi-Falte. Diese Untervorschiebung hob und zerbrach die rückwärtigen Liasplatten dieser Einheit.

4. Südlichster Abschnitt

Wesentlich ruhiger sind hier die Verhältnisse, denn die Geisser-Schuppe ist ausgekeilt, und der Normalschenkel der Oberblegi-Falte fiel grösstenteils der Erosion zum Opfer. Bei den schlechten Aufschlussverhältnissen kann die Abgrenzung gegenüber dem Normalschenkel nur annähernd festgestellt werden und muss unterhalb oder innerhalb der unteren Spitzmeilen-Serie liegen. Das Hauptgewicht fällt auf den wenig gestörten, mächtigen Verkehrtschenkel, der bei angenähert hangparalleler Lagerung grosse Flächen einnimmt, wobei ihm auch die Reduktion der Dohlen-Serie im Gebiete des Steinigerbaches ob Zetterris zugute kommt. Die jüngsten Schichten sind abgeschert, dagegen sind im lichten Walde von Tschingel ob Bösbächi Unterstafel als Kern auch geringe Mächtigkeiten von schiefriger, mittlerer Prodkamm-Serie aufgeschlossen. Hier, besonders aber in den verstreuten, höheren Aufschlüssen südlich des Oberblegisees im Hang gegen Bösbächi Unterstafel sind spitze, verscherte Synklinalen häufig zu beobachten, während Antiklinalen seltener auftreten (schöne Beispiele unter der Wand des Gmeihölzli und in den Rietlenchöpf, B: Rietlen).

Südlich der Terraingrenze fand R. Trümpy (1949) den Normalschenkel der Oberblegi-Falte in der rückwärtiger gelegenen Bunigel-Herberigwand, wobei die Schichtreihe nun auch unteren Lias und sogar Trias umfasst. Während der Verkehrtschenkel der Oberblegi-Falte im Ohrenwald ob Diesbach verschwindet, ist der Normalschenkel bis in den Erlenberg nordwestlich Rüti in mächtiger Ausbildung zu verfolgen. Dort kann schon vom Tal aus eine Synklinalbiegung beobachtet werden, so dass die Breite dieses Elementes um 2½ km betragen mag, vorausgesetzt allerdings, dass das axiale Streichen konstant bleibt. Verkehrtliegende Trias überlagert die Synklinale; nördlich eines grossen Sackungsgebietes folgen am Kneugrat ebenfalls verkehrtliegender Mittel- und Unterlias. Hier ist bereits das Stirngewölbe der nächsten Falte in den tieferen Schichten zu beobachten, welche R. Trümpy als *Kneugrat-Falte* bezeichnete. In prachtvollem Schwung tritt diese uns im Hintergrunde des Bösbächitales in den geneigten, verbogenen Platten des Fluhberges entgegen, wobei auch hier das scheinbar einfache Bild durch zwei Scheitelbrüche kompliziert wird. Im Gegensatz zu den bisher besprochenen Elementen liegen die Verhältnisse hier und auch südlicher im Lias recht einfach und entsprechen den höherliegenden Strukturen des Doggers und Malms der Axen-Decke, so dass R. Trümpy einen direkten Zusammenhang mit der Axen-Decke annahm. Streicht die Fluhberg-Kneugrat-Falte beinahe WE und entspricht sowohl nach Oberholzer (1933, S. 97) wie auch nach R. Trümpy (1949, S. 26) dem Bösfaulen-Gewölbe, so ziehen sich die schief NW-SE-streichenden Strukturen der Oberblegi-Falte bereits wenig westlich der Alphütten von Bösbächi Mittelstafel über das Bösbächital zurück, wobei wir eine durchaus selbständige und *zur Axen-Decke diskordante Tektonik* besprochen haben.

Als weitere Komplikation treffen wir bei Bränd (im SW von Luchsingen) eine eigenartige Serie mit groben Breccien an, deren unterer Teil Rötidolomit enthält. Sie wurde bereits ausführlich besprochen (S. 14). Der verkehrte Lias der Oberblegi-Falte stösst mit bunter bis oberer Spitzmeilen-Serie an die Überschiebungsfläche und fällt allgemein flach gegen das Tal. Im untersten Teil des Brändwaldes wie auch am Weg Bränd–Bösbächialp auf 840 m Höhe fallen diese Schichten aber plötzlich steil bergeinwärts, was an schmalen Schieferlagen und Konglomeratbänken von der intensiven Klüftung unterschieden werden kann. Das faciell nördlichste Paket des Lias setzt hier also mit unbekannter Ausdehnung gegen SE ein und ist von den südlicheren Elementen überfahren worden.

Obschon Oberblegi-Falte und Kneugrat-Falte durch eine Synklinalumbiegung miteinander verbunden sind, sind trotzdem die Lias-Schuppen nördlich der Kneugrat-Falte von der Hauptmasse der Axen-Decke zu trennen, da sie ausgeprägte Eigentektonik haben. *Entsprechend ihrer schiefen Orientierung* parallel dem hintern Linthtal *muss die Diskrepanz zwischen Axen-Decke und frontalen Lias-Schollen gegen W schnell zunehmen, gegen E sich aber weitgehend aufheben.*

V. Basis der nördlichen Axen-Decke, Bruchegg-Schuppen

(Bruchegg in der N-Wand des Vorderglärnischs)

Im nordöstlichen Teil des Glärnisch liegt zwischen Forrenstock-Serie und Axen-Decke an manchen Stellen ein bisher nicht beachteter, gelb bis weinrot anwitternder «Lochseitenkalk», dessen Ober- und Untergrenze meist scharf abgesetzt und glatt sind. Dieses Element, welches ich in meiner Diplomarbeit (1953) «Hochwand-Schuppe» nannte, tritt von der E-Flanke des Vorderglärnisch an südlich nur lokal auf, ist dort meist mit Kalk durchknetet und höchstens 20 cm mächtig. Weiter im N sind über dem Forrenstock und in der Vorderglärnisch-N-Wand verknetete Bänke von bis 1½ m Mächtigkeit aus typischen Triasgesteinen aufzufinden. Leider sind die Aufschlüsse nur sehr schwer zugänglich, doch können Trümmer dieser Schichten im Schutt darunter gefunden werden. Oberholzer erwähnt in den Tagebüchern (52/37, 52/43, 53/12 und 54/127) Trümmer von «echtem Rötidolomit» im untern Teil der Kälenruns, wie auch beim Brunnenstübli (nordöstlich Unter Sack), für welche er eine Herkunft aus der Vorderglärnisch-N-Wand vermutete.

Ohne grosse Mächtigkeiten zu erreichen, erscheint die Bruchegg-Schuppe recht verbreitet in Form typischer, oft wenig zerdrückter Vertreter der Quarten- und Dolomitgruppe + wenig Dogger. Im sicheren Anstehenden fand ich grauen, gelben, auch blasslilafarbenen und grüngefleckten Dolomit mit staubiger Anwitterung, Fetzen und Lagen dunkelroter Tonschiefer, seltener grüne Tonhäute, daneben auch normalen Rötidolomit und Verknetungen von Dolomit und Kalk.

Verknetete und in sich verscherte obere Aalénienschiefer bilden bis zur Bruchegg nördlich des Vorderglärnischgipfels die Basis der Axen-Decke, keilen dort aus und werden vom Eisensandstein gefolgt, welcher seinerseits mit einem kleinen Stirngewölbe wenig östlich des Gleiterhorns (südöstlich Hinter Sackberg) aussetzt. Eine grössere, zurückgebliebene Linse von Eisensandstein überlagert die Trias der Bruchegg-Schuppe unter den «Schwestern» im Vorderglärnisch-E-Grat. Im Kessel des Gleiters und südwestlich von Hinter Sackberg suchen wir vergebens nach dolomitischen Keilen; über zerwalztem Öhrlikalk der Dohlen-Serie folgt unmittelbar rote Echinodermenbreccie der Axen-Decke, welche in den «Platten» östlich der vorderen Schlattalp aus ruhiger Lagerung bis an die Schubfläche niedersteigt.

Am westlichsten Aufschluss des Kontaktes mit der Forrenstock-Serie findet man zu beiden Seiten des Tobels westlich der Vordern Schlattalp (Tscholboden) von unten nach oben: stark gestörten, z. T. marmorisierten Öhrlikalk mit scharfer, glatter Oberfläche / 1–3 m Schuppenzone mit flach nach SE (schief zur Überschiebungsfläche absinkenden Paketen von Eisensandstein, dunkeln Schiefern ähnlich oberen Aalénienschiefern, zerdrücktem Dolomit und Kalk / Eisensandstein, zuunterst noch etwas verschert.

Wie später ausgeführt wird (S. 95), kann aus dem *Gebiet von Hochwald-Hinter Sackberg* abgeleitet werden, dass nördlich der Vorderglärnisch-N-Wand die Abscherungsfläche sehr bald bis nahe an den Eisenoolith aufsteigt und längere Zeit in diesem Niveau verbleibt. An der Terrainkante Hochwald-Stotzigen findet sich zwischen 1040 und 1110 m ein lückenhafter Aufschluss, wo über hell anwitterndem Kieselkalk mit dunkeln, grossen Silex (Valanginienkalk, Forrenstock-Serie) höchstens 10 m einer Schuppenzone folgen. Diese besteht aus wenig oberen Aalénienschiefern an der Basis, dann aus roten, z. T. hellgefleckten Quartenschiefern, welche mit einer Kappe aus zerdrücktem Rötidolomit verknetet sind. Sind diese Gesteine wirklich als zerrüttet und nicht als Bergsturz zu deuten, so sind diese Schuppen zweifellos der Bruchegg-Schuppe zuzuordnen, ebenso die verschleppten Triasgesteine in den Moränen von Hinter Sackberg. Die tektonische Stellung wie auch die Zusammensetzung aus Rötidolomit, Quartenschiefer, wenig Aalénienschiefer und Eisensandstein stimmt vollkommen überein, dagegen scheinen die Triasvorkommen des Sackberggebietes eher mächtiger und weniger zerdrückt. Die Grenzlinie der kräftigeren Ausbildung der Bruchegg-Schuppe muss ebenso wie die Abscherung und die Stirnbilder im Dogger vom allgemeinen Streichen gegen EW-Richtung abgedreht sein (siehe später!).

Nördlich einer scharfen, steilen Kerbe im E der *vorderen Schlattalp* legt sich auch die bisher flachliegende, graue Echinodermenbreccie diskordant zur roten Echinodermenbreccie in zwei *spitze*, in sich *verscherte Falten*, während beide Schichtstösse sich nahe der Überschiebungsfläche wieder flach legen (vgl.

Tafel II). Auf diese Weise wird am Aufstieg zur vorderen Schlattalp eine gewaltige Mächtigkeit von grauer Echinodermenbreccie über ca. 80 m roter Echinodermenbreccie vorgetäuscht, während die Verscherungen und verschiedene Schichtstellungen erst bei detaillierter Beobachtung auffallen, so z. B. oberhalb des Weges unter Pkt. 1462,5.

Schon BALTZER zeichnete 1873 die *verscherten Falten im Gleiter* (S. 41, Fig. 12). Ebenso stellte sie OBERHOLZER 1933 dar (S. 102, Fig. 24). Während in der letzteren Darstellung die Schichtlagen nördlich der Kerbe gut wiedergegeben sind, sind die einzelnen Unterabteilungen des Doggers falsch abgegrenzt. Westlich des Tschingels tritt auf 1100 m, am Pfade, der horizontal in der untersten grossen Wegschleife des Alpweges nach Schlattalp abzweigt, etwas Eisensandstein auf, welcher im Kessel des Schlattalpelibaches beträchtliche Mächtigkeit annimmt und erst westlich der Darliruns nach einem prächtigen Aufschluss endgültig im Schutt versinkt. Stirnbildungen ähnlich wie im Gleiter sind nur noch im steilen Wald östlich der Darliruns (1,5 km vom E-Ende des Klöntalersees) erhalten, während allgemein die Schichten bei wenig gestörter Lagerung im W allmählich zum Klöntalersee absinken.

Der Eisensandstein keilt an der Basis der Axen-Decke also einerseits in der Vorderglärnisch-N-Wand aus, erscheint im Hintergrund des Kessels des Gleiters, dann aber auch wieder gegen die Darliruns, so dass sowohl Stirnstrukturen wie der Einsatz der Schichten fast genau W–E laufen (sichtbar auch an kleinen, treppenförmigen Störungen im Kessel des Gleiters). Sind zuverlässige Messungen an Detailstrukturen auch unmöglich, so geben die grossen Zusammenhänge doch ein *Abweichen von bis 15°* gegen die normalen Faltenachsen der Axen-Decke, offenbar bedingt durch schiefe, im W vorrückende Abscherung der Decke an der Basis.

Die Basis der Axen-Decke folgt nördlich Guppen lange Zeit den oberen Aalénienschiefern, steigt dann zögernd und abgestuft bis zur Basis der roten Echinodermenbreccie, welche sie samt dem grössten Teil der grauen Echinodermenbreccie nahe anschliessend an die Nordwand plötzlich steil durchschneidet und erst nahe dem Eisenoolith wieder abflacht (siehe S. 95). Genau das gleiche Bild ergibt die Abscherungsfläche aber auch aus der Dohlen-Serie, wo wir ebenfalls eine Abdrehung der Grenzflächen gegen EW-Richtung festgestellt hatten. Für einen solchen *direkten Zusammenhang Axen-Decke–Dohlen-Serie* sprechen aber auch die polygenen Breccien mit sehr transportempfindlichen Komponenten, welche man in beiden tektonischen Einheiten finden kann. Nun lag – wie beschrieben – der Dogger der Dohlen-Serie am Beckenrand der Südfacies und wurde nordwärts durch den Dohlenbruch gegen die N-Facies abgegrenzt (S. 22). Wie wir abgeleitet haben, läuft die basale Scherfläche der Axen-Decke schief und ergreift gegen W tiefere Stockwerke. Nahe westlich des Bärentritts am Klöntalersee muss sie deshalb den Dohlenbruch erreichen, womit ein gewaltiger Faciessprung zwischen dem Dogger der OBERHOLZERschen Mürtschen- und Axen-Decke zu liegen kommt.

Ist somit ein direkter Kontakt zwischen Axen-Decke und Dohlen-Serie im Dogger hergestellt, dann muss die *Trias der Bruchegg-Schuppe* entweder der Basis der nördlichsten Axen-Decke bzw. dem Rücken der südlichsten Dohlen-Serie entstammen, oder aber sie kam von Guppen Mittelstafel, wo die Trias in der Dohlen- und Forrenstock-Serie bis zur Überschiebungsfläche der Axen-Decke empordrängt. Weder am letzteren Ort noch im Dohlenbruch war aber etwas von Quartenschiefern zu bemerken, so dass jenes Gebiet höchstens Dolomit liefern konnte. (Guppen Mittelstafel und das Hochwaldgebiet liegen im gleichen Querprofil.) Somit muss die *Heimat der Bruchegg-Schuppe* in der *südlichsten Dohlen-Serie* bzw. in der *Basis der nördlichsten Axen-Decke* gesucht werden, wobei zudem die Quartenschiefer aus irgendeinem tektonischen Grunde relativ zu der Axen-Decke noch etwas vorbewegt wurden. (Ausweichbewegungen der plastischen Schichten oder Bewegungen in einer frühen alpinen Phase?) Es ist deshalb wahrscheinlich, dass im ehemaligen *SE-Flügel des Dohlenbruches Quartenschiefer* sehr scharf und in bedeutender Mächtigkeit einsetzten. Auffälligerweise fehlt in der Bruchegg-Schuppe jede Spur von Lias, was neben anderen Gründen dafür spricht, dass der *Lias* ursprünglich *südlicher als der Dohlenbruch einsetzte.*

VI. Lagerung der Axen-Decke und der Bächistock-Decke

Als Axen-Decke bezeichnen wir die mächtige, scheinbar wenig gestörte Schichtfolge, welche rings um das Glärnischmassiv zu verfolgen ist und nur in der Gipfelregion von der südlich des Hochtorbruchs abgescherten und vorgefahrenen Kreidemasse der Bächistock-Decke überlagert wird. In der gewaltigen, unvermittelt aus dem stillen Klöntalersee aufsteigenden Glärnisch-N-Wand erkennt man mühelos das *Axialgefälle gegen W* (ca. 13° WSW). Es ist ebenso vom Silberngebiet aus in der geneigten Glärnischgletschermulde gut sichtbar, während im Bösfaulen-Gewölbe und im südlichsten Glärnischgebiet erst Detailuntersuchungen zum genau gleichen Ergebnis führen. Fügen wir hinzu, dass diese altbekannten Elemente gleiches axiales Streichen wie das Deyenstock-Gewölbe im N oder die aufgerichteten Schichten des Kratzern-Gassenstock-Gebietes im WSW aufweisen, so scheint hier ein einfacher, an die Schwyzer Alpen anzuschliessender Abschnitt der Glarner Berge vorzuliegen. Von Bösbächi Mittelstafel oder auch vom Firstgebiet aus lässt sich das *Bösfaulen-Gewölbe* verfolgen, welches in einem prachtvollen Querprofil im zirkusförmigen Abschluss des Bösbächitales aufgeschlossen ist. Der Südschenkel steigt mit Malm und Dogger von den Eggstöcken bis unter den NE-Pfeiler des Bösen Faulen auf, wobei kleinere Störungen gut erkennbar sind, welche das ruhige Gesamtbild aber kaum stören. (Schief aufsteigende Scherung im Malm, Differentialbewegung der höheren Schichten mit Fältelung, besonders im Gleithorizont der mergeligen Schiltschichten.) Der weit geschwungenen Umbiegung am hinteren Gassenstock nördlich des Bösen Faulen folgen steil südwärts überkippte Schichtstösse in den gewaltigen Platten des Rüchigrates, in der jähen E-Wand des Bösbächistockes (B: Bächikopf) und im Zeinental (Tafel II).

Unter einer später zu besprechenden Störungszone treffen wir im Schwieboden (B: Schweinboden), wo der Weg von Bösbächi Mittelstafel zum Bächifirn den Grat erreicht, den tiefsten *Muldenboden*. Der flach aufsteigende N-Schenkel ist etwas zerbrochen (Versetzungen der Grenzfläche Quintnerkalk-Zementstein im Gebiet des Hinterkamms westlich des Oberblegisees). Schon ca. 600 m weiter im Norden wird ein neuer Gewölbescheitel im Hinterkamm erreicht, der z. B. ob der Stollenplangge nördlich des Oberblegisees zu beobachten ist, worauf ein gleichmässiges NNW-Fallen von 25–30° einsetzt, das weiter auch die Bächistock-Decke erfasst. Die *Antiklinale des Hinterkamms* ist nur auf die tieferen Stockwerke beschränkt und erfasst nicht den oberen Öhrlikalk (siehe Tafel II). Im Zeinenfurggel-Radstock-Gebiet machen alle Grenzflächen zwischen tektonischen Einheiten die Aufrichtung und Verbiegung zur Bösfaulen-Falte mit, so dass hier zweifellos *jüngere Bewegungen einen älteren Deckenverband verbogen* haben.

Axen-Decke, Bächistock-Decke und ein dazwischenliegendes, später zu beschreibendes Schuppenpaket bilden weiter nördlich die flache *Mulde des Glärnischgletschers*, deren tiefste Einsenkung nahe dem N-Rand des Firnes verläuft und weiter östlich die schiefe Platte des Vrenelisgärtlis im S-Schenkel lässt (Profiltafeln). Unschärfer und weiter geschwungen als in der Bächistock-Decke findet sie sich im Mittelbau des Glärnisch wieder. Im Raum des Glärnischgletschers schaffen Zonen grösseren Gefälles beidseitig der breiten Mulde eine trogartige Umrahmung. So treten z. B. südlich des Hauptgletschers unter dem Bächihorn im W bis zum Schwandergrat im E Neigungen von 60° und mehr auf, lokal auch Überkippungen. (Nördlich Bächihorn, über dem Ende des auffälligen Moränenwalles; steile Falte in der Bächistock-W-Flanke usw.). Die Steilstellungen am N-Rand des Gletscherbeckens sind schwächer und mehr lokal (z. B. im S-Abfall des grossen Feuerberges). Allgemein ist der N-Schenkel der Glärnischgletscher-Mulde flacher und erreicht gegen N hin sogar (besonders in den tieferen Teilen der Glärnisch-N-Wand, siehe S. 86) horizontale bis flach nordfallende Lage. Wie aus der Kartierung und aus den Profilen zu sehen ist, kann ein *Auskeilen, Verschmälern oder Abdrehen der Glärnischgletscher-Mulde nach E hin nicht* festgestellt werden und wird lediglich durch die Geländeverhältnisse vorgetäuscht.

Entlang dem gestuften SE-Abfall des Glärnisch treten dagegen *vom Vorderglärnisch bis ins Firstgebiet Steilstellungen, Fältelungen und Scherungen auf, deren Richtung mit wechselnder Intensität von WSW–ENE nach SW–NE und sogar NS abgedreht wird.*

Oberholzer schrieb (1933, S. 101) «der aus ziemlich flacher Lage steil gegen NW herabbiegende Lias am Oberblegisee, am Leuggelstock und am Geisser kann nicht als Kern des Faulen-Gewölbes 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 Faulen-Falte im Südschenkel der grossen Glärnischmulde folgt». Diese flache Aufwölbung entspricht der WSW-ENE-streichenden Antiklinale des Hinterkamms, welche aber unter ca. 25° von den Liasstrukturen geschnitten wird, deren tektonische *Disharmonie zur Axen-Decke* eine direkte Parallelisation ohnehin unmöglich macht.

Schon am SE-Fuss des Firsts ist eine erste kleine Abdrehung des Streichens festzustellen, aber erst am N-Rand des Beckens von *Oberblegi* setzen *intensive Aufrichtungen* im oberen Dogger und Malm ein, welche bis in die Heuberge und westlich der *Guppenalp* mit Winkeln von 60, 80, ja 90° gewaltige Schichtstösse erfassen. Fältelungen in plastischen Horizonten sind häufig, so z. B. im Eisensandstein westlich des Guppenseelis, im Gassenkalk auf dem Mittelstogg-Grat (Aufstieg Guppen-Vrenelisgärtli) usw. Es handelt sich aber stets nur um sekundäre Erscheinungen mit treppenförmigen, wenig überkippten Falten in der mächtigen, knickartig einsetzenden Aufrichtungszone. Weit auffälliger sind angenähert parallel dazu verlaufende, schief nach NW aufsteigende Scherflächen, welche meist mit abrupten Änderungen im Fallen verkoppelt sind und deren Wirksamkeit in augenfälliger Weise mit steigender Schichtreihe abnimmt. Es handelt sich hierbei um mehrere Störungen, deren bedeutendste auch in der Glarner Karte 1942 aufgeführt sind, während die andern auf den Profilen und meiner Karte 1:25 000 aufzufinden sind. Allgemein verbreitet ist die Erscheinung, dass der Versetzungsbetrag durch verschiedene Schichtstellungen gegen oben fast vollständig ausklingt, wobei die bedeutendsten Störungen in flachliegende Scherungen in der Basis des plastischen Zementsteins einmünden. Bei scheinbar ungestörter Grenze vom Zementstein zum Quintnerkalk äussert sich dies nur in plötzlicher Reduktion der Schichtreihe oder in kleinen Überschiebungen. Eine Abflachung des Verlaufes der Bruchflächen ist auch in den plastischen Schiltschichten zu beobachten, wobei dieser Horizont auch kleine Schollenbewegungen der angrenzenden, starren Massen leiten kann (z. B. vom Alpweg nach Guppen her in der Hertwand zu sehen). Wie beim Versetzungsbetrag der Brüche, so ist auch in der Abknickung der Schichtstellung ein *Ausgleich der Differenzen gegen oben* zu beobachten, so dass eine gemeinsame (schräg von unten her angreifende) Ursache angenommen werden muss.

Bei Mettlen (nordwestlich des Pässchens zwischen Guppenalp und Oberblegi) kippen die Schichten in flachere Stellung zurück und scheinen sich *über die Stirn der Lias-Schollen* der Axen-Decke *legen* zu wollen (siehe Tafel II). Die beschriebene Aufwölbung bewirkt eine Hebung des SE-Flügels um mindestens 300 m und sollte sich in ihrer Fortsetzung gegen SW im Firstgebiet wieder finden lassen. Dort trifft man aber nur die flache, ganz anders streichende Antiklinale des Hinterkamms, so dass eine solche Verbindung grosse Schwierigkeiten ergäbe. Zudem ist im Chluserbruch westlich des Oberblegisees einer der beschriebenen, mit der Aufrichtungszone von Guppen zusammenhängenden Brüche zu finden, welcher keinerlei Abdrehung erkennen lässt. Ist unsere mächtige Aufrichtungszone denn spurlos verschwunden?

Bei Mettlen war ein Zusammenhang zwischen Aufrichtungszone und Stirne des Lias wahrscheinlich gemacht worden. Wie bereits besprochen, hat eine Untervorschiebung eine *im Grundriss gebrochene Front der Lias-Schollen* entstehen lassen, welche vom Pass zwischen Oberblegi und Guppen über die querliegende Flexur südwestlich des Leuggelstockes bis in die Gegend der Wyssgand zurückwich. Abgesehen von einem schmalen, frontalen Paket des Normalschenkels der Oberblegi-Falte kam sie deshalb um gegen 500 m weiter rückwärts zu liegen. Es scheint damit die Verknüpfung dieser gebrochenen Liasfront mit der Aufrichtung gegeben, welche ebenfalls gegen SE zurückweicht.

Gut sichtbar ist der Widerstreit der WSW–ENE-laufenden Strukturen der Axen-Decke mit diesen schiefen, SW–NE-gerichteten Störungen im östlichsten Glärnischgebiet: unbeirrbar und prächtig ausgerichtet zieht eine ganze Schar von Fältelungsachsen von W her bis ins Gebiet des Schwiebodens am Aufstiegsweg von Bösbächi Mittelstafel zum Bächifirn. Keine Spur von Abdrehung ist zu bemerken, ja, es scheint oft sogar ganz im Gegenteil eine WE-Richtung anzuklingen; wenig westlich des Weges können aber am Grat zum First bereits schiefe, offenbar interferierende kleine Fältelungen festgestellt werden, während im Gelbberg am Bächifirn die schiefe Achsenrichtung parallel dem hinteren Linthtal gänzlich offenbar wird. Vielleicht ist auch eine querstehende, NNE–SSW-streichende Falte im Valanginienkalk der Radstock-Schuppen (siehe S. 85) über der gewaltigen Steilstufe des Hochtors in diesen Zusammenhang zu stellen.

Doch suchen wir nun die *nördliche Fortsetzung der Aufrichtungszone* von Guppen! Bei der streichenden Verlängerung wäre am Vorderglärnisch jenseits der breiten Nische des Guppenbergsturzes keine Fort-

setzung mehr zu erwarten. Statt dessen aber sind unverkennbar im Dogger seiner E-Flanke zwischen Hansliruns und den Schwestern schon von weitem sichtbar Ansätze zu einer auffallend querliegenden Aufrichtung zu bemerken, welche von intensiver Zerbrechung begleitet sind (vgl. S. 96). Nach einer schmalen Übergangszone wechselt hier das ruhige, um 20° gegen SSW schwankende Fallen gegen E hin in zunehmend steiles W-Fallen, welches ob Baumgarten z. B. bereits gegen 45° beträgt, was von der S-Flanke der tief eingeschnittenen Hansliruns her gut beobachtet werden kann (am besten auf 1500 m und darüber). Die dadurch besonders zerhackten und gestörten Schichten fielen naturgemäss der Erosion leicht zum Opfer und stürzten zu einem grossen Teil als Bergstürze nieder; doch lassen auch die übriggebliebenen Reste dieser Aufrichtungszone zusammen mit den später zu besprechenden Brüchen ein *Abdrehen der Störung* von SW–NE (Mettlen-Guppen) nach S–N (Baumgarten) und sogar bis zu SSE–NNW (Schwestern) erkennen. War vorerst nur eine schieflaufende Störung im Zusammenhang mit der Liastektonik erkennbar, so wird hier dieser enge Rahmen gesprengt und sowohl die *Untervorschiebung* von Teilen des Lias *wie auch die Aufrichtung und Zerbrechung* am Vorderglärnisch zwangsläufig *in einen grösseren Zusammenhang gestellt* (siehe S. 114). Zweifellos wird die ältere, weit geschwungene Glärnischgletscher-Mulde hier durch jüngere, anders gerichtete Strukturen zerschnitten.

VII. Vorderglärnisch- und Hochtorbruch

(Hochtor am Grat Vrenelisgärtli-Vorderglärnisch)

Unerwartete und höchst interessante Komplikationen ergeben sich durch das Auftreten von zwei alten, auf die Axen-Decke beschränkten Bruchsystemen, welche ich nach ihren schönsten Auftreten Vorderglärnisch- und Hochtorbruch benannte und letzteren im stratigraphischen Teil als persistenten Bruch bereits mehrfach erwähnte (S. 43).

Es fehlt keineswegs an früheren, lokal begrenzten Erkenntnissen dieser eigentlichen Schlüsselstrukturen für die gesamte Glärnisch-Nordwand, doch herrscht hier ein derartiger Reichtum an Erscheinungsformen bei schlecht begehbarem und schwer zu übersehendem Gelände, dass erst eine genaue und ausgedehnte Kartierung die wirkliche Bedeutung und die grossen Zusammenhänge zu enthüllen vermochte. Bereits Rothpletz hatte nördlich des Hochtors Brüche und Scherflächen innerhalb des Verbandes einer Schubmasse gezeichnet (1898, Tafel 1, Fig. 93). Oberholzer (1933) erwähnt die Störungen vom Hochtor und in den «Chrumme Würm» samt vielen «Verquetschungen, Verwerfungen, Verdoppelungen und liegenden Falten» in der rätselhaften Nordwand. Ebenso zeichnet er in den Profilen (10–12) Störungen innerhalb der Kreide der Axen-Decke, ohne sie allerdings richtig zu deuten. Grosse Fortschritte weist die unveröffentlichte Karte von Helbling auf (im Zusammenhang mit den 1938 publizierten Aufrissen), doch fehlten trotz vieler richtiger Details auch hier noch die genauen Zusammenhänge. Eine gute Übersicht gibt der Aufriss der Glärnisch-N-Wand.

1. Gebiet östlich des oberen Hochtors und der Sporenegg (Hochtor-N-Grat)

Im stratigraphischen Teil (S. 44) wurde der Einfluss des *Hochtorbruches* auf die untere Kreide beschrieben, ohne aber auf die heutigen Lagerungsverhältnisse einzugehen. Vom unteren Teil des Hochtorgrates her kann die nordwärts im Öhrlikalk ansteigende Bruchfläche im steilen Kessel unterhalb des Guppenfirns in herrlicher Klarheit erblickt werden, wobei durch die *Absenkung des S-Flügels* um gegen 400 m die oberen Öhrlimergel z. T. verschleppt wurden. Über einer kleinen Sackungszone verläuft sie vorerst horizontal (mit eingeklemmten Resten von Valanginienmergeln) zwischen Valanginienkalk und oberem Öhrlikalk und erreicht dann im steilen Aufstieg entlang dem Lauf des Guppenfirn-Baches den Schuttrand und die Oberkante des oberen Öhrlikalkes. Im N eines Schuttbandes folgt das eigentliche Hochtorprofil mit dem prachtvollen Aufschluss des Bruches und einer kleinen Klippe des S-Flügels bei Pkt. 2266 (unteres Hochtor, Photo 3). Jenseits des Grates, bereits in der Glärnisch-Nordwand, verläuft die weithin sichtbare Bruchfläche des Hochtores unter einer hellen Schrattenkalkwand, welche, ebenso wie die Unterlage, schief gegen W in der Schichtreihe aufsteigend zerschnitten wird (Photo 6). Der Absenkungsbetrag hat sich auf ca. 200 m reduziert, wobei neben der Differenz in der Ablagerungsmächtigkeit auch komplexe Vorgänge, wie Überkippung der Schichten, sowie Übertragung von Bewegungskomponenten an plastische Verbände

eine Rolle spielten (z. B. Horizontalbewegungen in den oberen Öhrlimergeln unter dem Guppenfirn). Noch viel augenfälliger wird aber die Möglichkeit von *Komplikationen durch jüngere Bewegungen* durch die vorderen «Chrumme Würm» demonstriert. (In der Hochtor-N-Flanke. Auf der Karte 1:10 000 und jener von Blumer [1900] sind die hinteren «Chrumme Würm» am Aufstieg Chalttäli-Vrenelisgärtli angeschrieben.) Ein Paket von Orbitolinenschichten windet sich als «Wurm» zwischen zwei Wänden von unterem Schrattenkalk hinunter, wobei der Zwischenraum zwischen beiden Klötzen im obersten Teil durch horizontale Orbitolinenschichten überbrückt wird, welche einer abgeschürften Sonder-Schuppe entsprechen (stammt vom Rücken des Hochtorklotzes am Guppenfirn). Bei den steil sich hinunterwindenden Kalkbändern lässt sich dagegen ein normaler Schichtverband mit dem S-Flügel des Hochtorbruches feststellen, dessen unterer Schrattenkalk im westlichsten Teil des Hochtorklotzes ebenfalls in treppenförmig absteigende Falten gelegt ist. In einem zerquetschten Spitz mit oberstem unterem Schrattenkalk und etwas Orbitolinenschichten geraten die «Würme» zuunterst wenig unter den westlich gelegenen Schrattenkalkklotz (Photo 6, Tafel II). Dessen Verband mit dem liegenden N-Flügel des Hochtorbruches ist vollkommen normal, so dass dort in Fortsetzung der bis an die Basis der Orbitolinenschichten verfolgten Bruchfläche keine Störung zu entdecken ist. Der Hochtorbruch muss sich unter spitzem Winkel überschlagen und dann steil dem anormalen Kontakt der «Chrumme Würm» mit dem westlich gelegenen Klotz von unterem Schrattenkalk folgen, wobei vielleicht ein kleiner Anteil von Schrattenkalk in der gestörten Kontaktzone als oberster Schrattenkalk des S-Flügels zu betrachten ist. Wenig nördlicher enthält der N-Flügel bereits flachgelagerte Orbitolinenschichten und oberen Schrattenkalk. Dieses absonderliche Verhalten kann nur dadurch erklärt werden, dass die letzten synsedimentären Bruchbewegungen des Hochtorbruches *in einer frühen alpinen Bewegungsphase*, noch im Verband mit der ursprünglichen Unterlage (frühhelvetische Phase, S. 116) von einer *kräftigen Absenkung des S-Flügels* gefolgt wurden, welche vermutlich bereits im Zusammenhang mit dem Anrücken der südlicheren, zentralalpinen Decken steht. Diese Absenkung wurde *von einer Stauchbewegung gefolgt, woraus eine eigenartige Verkeilung des S-Flügels* des Hochtorbruchs im Niveau des Schrattenkalks resultierte, weswegen sich – entgegen allen günstigen Voraussetzungen – die Bruchfläche nicht als Schubfläche ausbilden konnte.

Neben einzelnen tektonischen Linsen findet man lokal, entlang der Bruchfläche, bis über 30 cm mächtige, eigenartige tektonische Breccien, welche besonders bei zähem, kalkig-kiesligem Gestein auftreten. Die ausserordentlich *geringe Zerstörung* entlang der Bruchfläche trotz Versetzungen von mehreren 100 m ist schon erstaunlich genug, denn wenige Meter Versetzung können z. B. im Lias unter Guppen infolge tektonischer Zertrümmerung Anlass zur Bildung von Kaminen und breiten Schuttrinnen geben. Noch erstaunlicher ist aber die Beschaffenheit dieser tektonischen Breccie, welche aus den Gesteinen beider Flügel des Bruches aufgebaut ist und auch typische Verschleppung von Komponenten durch Senkung des S-Flügels zeigt: mit Ausnahme weniger sekundärer, junger Flächen mit Kalzit-Rutschharnischen haben wir es mit einem vollkommen verkitteten Gestein zu tun, dessen Füllmasse dem Ursprungsgestein ähnlich ist.

Betrachten wir z. B. eine solche Breccie nördlich unter dem Hochtor, wenig über den Lidernenschichten: neben vollkommen eckigen Silexscherben finden sich eckige bis «angerundete» Brocken von Kieselkalk und Schrattenkalk, wobei die Grundmasse wie Kieselkalk anwittert und im Bruch feinkörnig dunkel erscheint und einzelne Kalzitspäte enthält. Der Bruch ist rauh und berücksichtigt nicht die ursprüngliche Breccienstruktur. Im Mikroskop erkennt man neben grossen Gesteinstrümmern mit zerbrochenen Feinstrukturen (Ooide, Mikrofossilien, Feinschichtung) in der Füllmasse eine Unzahl feinerer Trümmer in einer sehr feinkörnigen, dunkeln Grundmasse. Häufig sind an den korrodierten, oft rundlichen Umrissen der Trümmer Tonhäute zu erkennen, ein Anzeichen dafür, dass die Füllmasse durch Auflösung der Komponenten entstand, was zugleich auch eine scheinbare Rundung der kalkigen Anteile hervorbrachte (vgl. Fig. 9).

Wir werden in der Folge solche Erscheinungen «*regenerierte tektonische Breccien*» nennen. Über ihr Alter lässt sich vorerst aussagen, dass sie mindestens so jung wie die jüngste, bedeutende Bewegung des Hochtorbruches sein müssen, d. h. sicher alpin. Ältere derartige Bildungen wurden damals zerbrochen. Fundorte von regenerierter tektonischer Breccie finden sich z. B. zwischen Hochtor und «Chrumme Würm», unter der Guppenfirnzunge, im Kessel des Chalttälis und im Aufstieg der Ruchen-Nordwand.

Auch der *Vorderglärnischbruch* ist auf die Axen-Decke beschränkt, durchschneidet aber die Schichtreihe viel steiler als der Hochtorbruch und hat keine Spuren in der Sedimentation hinterlassen, so dass er erst alpin durchbrach (frühhelvetische Phase, siehe S. 116). In der E-Flanke des Vorderglärnischs treffen wir

ihn stark gestört und in Interferenz mit anderen Störungslinien, weshalb er dort stets von junger, starker Zerbrechung begleitet wird, während wir in der N-Wand des Glärnischs bei ruhigeren Verhältnissen auch regenerierte tektonische Breccien antreffen werden. Bei gleichem Streichen wie der Hochtorbruch, d. h. zirka parallel der Glärnischgletscher-Mulde, ist auch am Vorderglärnischbruch der Südflügel kräftig abgesenkt (200 m und mehr), so dass bei gleicher Facies beider Flügel keine Rede von Überschiebung oder Deckentrennung sein kann und die *Einheit der Axen-Decke unangetastet* bleibt.

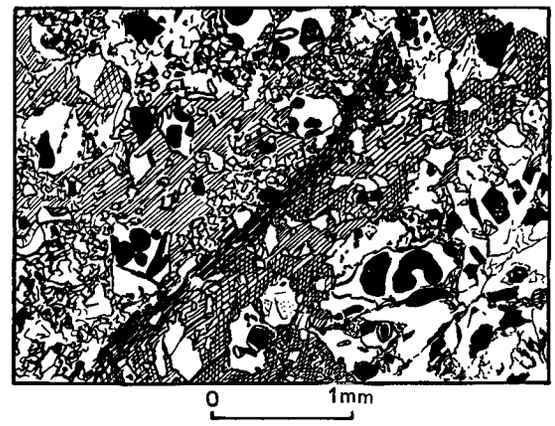


Fig. 9. Regenerierte tektonische Breccie von der Grenze zwischen Axen-Decke und Radstock-Schuppe (gefunden südlich des Radstockes) Trümmer aus oberem Öhrlikalk in schwach kiesliger Grundmasse, welche bräunlicher anwittert als die Komponenten. Ränder meist korrodiert und mit dunklen Tonhäuten. Vergr. 20mal.

In der *SE-Flanke des Vorderglärnischs* (vgl. Fig. 8) setzt er in der Hansliruns auf der Höhe von Baumgarten im Dogger der Axen-Decke an, wobei die mächtigen Schichtstösse des Eisensandsteins und der oberen Aalénienschiefer im S-Flügel, über der Deckengrenze zur Forrenstock-Serie, drastisch reduziert werden. Der Bruch ist auf die Axen-Decke beschränkt und versetzt nicht die glatte Schubfläche im Liegenden. Zufälligerweise ist auch in der Forrenstock-Serie wenig südlich der Hansliruns ein Bruch zu finden, doch ist jener anders orientiert und steht in keinerlei näherem Zusammenhang mit dem in der Nähe ansetzenden Vorderglärnischbruch. Dessen Hauptzweig überquert in der Gegend des «Hohlens» die Hansliruns nach N und bewirkt dort auf weite Strecken ein Aussetzen der Schiltschichten. Mehrere kleine Störungsflächen und Klüfte begleiten ihn, deren bedeutendste der Kerbe der Hansliruns weiterhin folgt und erst an der Grenze Quintnerkalk-Zementstein flach nach N abbiegt.

In der S-Flanke des Vorderglärnisch (im Hohlen auf ca. 1800 m) enthält die Bruchzone mehrere *tektonische Linsen* von oberster Echinodermenbreccie und Eisenoolith, eingebettet in zerquetschten Schiltschichten, wobei entgegen der zu erwartenden Schleppung nach unten das oberste Paket mit Eisenoolith höher als die gleiche Schicht im Nordflügel gestiegen ist. Zur Deutung eines solchen Verhaltens, das auch im Dohlenbruch und Hochtorbruch vereinzelt zu beobachten ist, stehen zwei Möglichkeiten offen: entweder ist eine rückläufige, späte Bewegung des Bruches erfolgt oder wir haben es mit *Klemmpaketen* in alten Bruchsystemen zu tun, welche durch mehrfache Bewegung und Pressung als selbständige Linsen entlang der Bruchfläche gewandert sind, wie dies Günzler-Seiffert 1941 und 1952 als charakteristische Erscheinung für persistente Brüche beschreibt. Die gegenseitige Lage der Schollen wie auch die grossen Zusammenhänge sprechen für die zweite Möglichkeit, obwohl der Vorderglärnischbruch erst frühhelvetisch durchbrach.

Der steil aufsteigende, nach oben langsam abflachende Hauptast des Bruches kann im Quintnerkalk der Axen-Decke bis nahe an die Grenze zum Zementstein mit einer Versetzung von über 100 m verfolgt werden, worauf er scheinbar spurlos verschwindet, denn die Grenzfläche zu den mergeligen Schichten geht in beiden Bruchflügeln auf gleicher Höhe durch (gute Übersicht vom Aufstieg auf den Vorderglärnisch über die Schwestern oder etwas südlicher auf der Höhe des Mergelbandes). Nähere Beobachtung ergibt allerdings, dass der nördliche Quintnerkalk flach abgeschert wurde, wobei im Bereich zwischen dem Haupt- und einem Parallelbruch eine eigenartig gezackte Grenze entstand. Der ganze untere Zementstein wird gegen N unter intensiven Störungen, Scherungen und Fältelungen stark reduziert, doch erschwert ein zusätzlicher Bruch mit Absenkung des S-Flügels in der Vorderglärnisch-E-Flanke das Verständnis. Von Beobachtungspunkten im W (Sporenegg, Twirren in der Deyenstock-Gruppe) wird dagegen der flach im obersten Quintnerkalk nordwärts aufsteigende Bruch unter der Gipfelkappe des Vorderglärnisch eindeutig sichtbar. Intensive Störung lässt sich an der Zementstein-Untergrenze in der Vorderglärnisch-Nordwand feststellen, wo die Scherfläche im W den untersten Zementstein des Nordflügels beinahe erreicht, um dann entsprechend dem Terrainschnitt im oberen Gleiter wieder tief in den Quintnerkalk niederzusinken.

Nach der oft mühsamen Verfolgung dieser Störung durch das Vorderglärnisch-Gebiet tritt uns der weitere Verlauf westwärts bis zur Sporenegg als gut aufgeschlossene, weithin sichtbare, steil nach S geneigte Bruchfläche entgegen. Im ruhig gelagerten Nordflügel erscheinen Schichtglieder bis hinauf zum obersten Zementstein, während nach einer breiten Störungszone in den plastischen Malm-Kreide-Grenzschichten der hier um ca. 300 m abgesenkte N-Flügel westwärts den Öhrlikalk verliert. Im Vergleich mit dem Vorderglärnisch *nimmt der Absenkungsbetrag westwärts allmählich zu*, was allerdings bei den so mannigfach überarbeiteten Brüchen dieser Art nicht unbedingt primär bedingt sein muss.

2. Chalttäli (nördlich des Vrenelisgärtlis, Photo 7)

Der steile, imposante Kessel des Chalttälis birgt eine derartige Fülle tektonischer Überraschungen und komplizierter Geländeschnitte, dass man trotz lückenloser Aufschlüsse vorerst nur staunen kann – staunen über die urweltliche, gewaltige Landschaft, aber auch darüber, dass unter der Überschiebung der Radstock-Schuppen alles der gleichen Decke angehören soll. Wir werden aber sehen, dass bei geringfügiger Variation der bisherigen Bauglieder, Hochtor- und Vorderglärnischbruch, alle Komplikationen zu verstehen sind.

Unter einer flachliegenden Schuppenzone mit Kieselkalk, Valanginienmergel, zur Hauptsache aber Valanginienkalk (Radstock-Schuppen, siehe S. 84), folgt unterer Schrattenkalk, welcher im östlichsten Teil des Chalttälis sicher dem N-Flügel des *Hochtorbruchs* entspricht und noch von Orbitolinenschichten und oberem Schrattenkalk überlagert ist. Westlich des tiefen Einschnittes, welcher zwischen oberes Hochtor (Pkt. 2699) und Vrenelisgärtli zieht, tritt plötzlich an der bisher normalgelagerten Basis des Schrattenkalks eine schief nordwärts aufsteigende Bruchfläche auf, welche sehr bald die verfalteten Schichten der hinteren «Chrumme Würm» erreicht, Orbitolinenschichten, welche in Lagerung und Stellung dem gleichnamigen Abschnitt m E entsprechen. Die Faltenachsen sind von unserm Einschnitt westwärts bis nahe an die eigentliche Chalttälikerbe immer wieder zu beobachten, weil sie bei flachem W-Fallen fast hangparallel verlaufen. Wissen wir dies, so ist Photo 7 leicht in Beziehung zu dem merkwürdigen Verhalten des Hochtorbruches nördlich des Hochtors zu setzen (vgl. auch Tafel II): auch hier überschlägt sich die Bruchfläche plötzlich und steigt – mit einigen Komplikationen – bis zur oberen Deckengrenze der Axen-Decke empor. Hier enthält der S-Flügel eindeutig noch oberen Schrattenkalk. Die Absenkung beträgt gegen 200 m. Eingeklemmt findet sich zwischen beiden Flügeln auf 2170 bis 2200 m ein Klemmpaket von Kieselkalk und Pygurusschichten samt zerdrücktem Schniden-Fossilhorizont (Photo 7), während sich im Bruch Orbitolinenschichten und unterster Schrattenkalk gegenüberstehen. (Deutung als Klemmpaket vgl. S. 79.)

Schwerer zu deuten sind die Verhältnisse bei der Rinne zwischen oberem Hochtor (Pkt. 2699) und Vrenelisgärtli, wo offenbar N- und S-Flügel des Hochtorbruches – beide mit unterem Schrattenkalk – nebeneinander zu liegen kommen. Die höheren, steilstehenden Orbitolinenschichten beider Flanken sind ähnlich gelagert, während in der E-Flanke ein südlichstes, von der Hauptwand durch einen steilen, von oben her hinuntergreifenden Zwickel von Orbitolinenschichten abgesetztes Schrattenkalkpaket vermutlich dem oberen Schrattenkalk des S-Flügels entspricht. Da die Rinne zwischen oberem Hochtor und Vrenelisgärtli zugleich einem Bruch mit flachliegenden Rutschharnischen entspricht, muss als wahrscheinlichste Lösung eine relative Vorschiebung des W-Flügels angenommen werden, was auch durch die Verfolgung der Falten der «Chrumme Würm» über die Rinne wahrscheinlich wird. Wären für diese Deutung ca. 70 m Vorschiebung im W erforderlich, so kann dieser Betrag durch die häufig zu beobachtenden Schwankungen im Streichen des Hochtorbruches stark reduziert werden.

Der *Vorderglärnischbruch* wird nach dem scharfen Aufstieg vom Gleiter bis zur Sporenegg bei steiler Stellung nun beinahe parallel dem Streichen geschnitten, wobei der S-Fügel allmählich westwärts einsinkt, so dass die Sprunghöhe immer stärker zunimmt. Westlich des Chalttälis steigt die Bruchfläche jäh in typisch welligem Verlauf empor und erreicht eben noch das abschüssige Band des Fryfads, wo nun oberer Schrattenkalk auf Orbitolinenschichten stösst, so dass die Sprunghöhe nun bereits 650–700 m beträgt und die Schichten um ca. 450 m Mächtigkeit verschiebt (Photo 7, Tafel II).

Will man ins Fryfad (abschüssiges, exponiertes Band, auf dem die Glärnisch-N-Wand vom Chalttäli zum Heuzug im W durchquert werden kann) einsteigen, so folgt man vorerst dem normalgelagerten, wenn

auch offensichtlich in sich etwas gestörten Band der Drusbergschichten bis in die gewaltige NE-Wand des Ruchens, wo es plötzlich von einem steil aufgerichteten «Schwanz» von unterem Schrattenkalk abgeschnitten wird. Zerquetscht und ebenfalls steilgestellt folgen in diesem «Schwanz» Orbitolinenschichten, welche samt den umgebenden Schichten erst viel tiefer unten bei normaler Mächtigkeit in das allgemeine, flache Südfallen übergehen und den östlichsten Abschnitt des Fryfads bilden. Eine steil südwärtsfallende Bruchfläche bildet die scharfe Grenze zum Kieselkalk im SE und zielt gegen eine Schutterrasse bei Pkt. 1942 im Chalttäli.

Im Gegensatz dazu erinnert die Schleppung des Schrattenkalkes im N-Flügel eher an eine Flexur. Trotz einem Verschiebungsbetrag von ca. 250 m ist aber die Zerstörung gering, und es treten regenerierte tektonische Breccien häufig auf.

Versuchen wir nun diese bisher nicht festgestellte Störung nach E zu verfolgen: östlich der kleinen Schutterrasse über dem Chalttälifirn (Pkt. 1942) stossen wir inmitten von Kieselkalk auf Valanginienkalk, wie dies schon Oberholzer beschrieben und kartiert hat (1933, S. 106, Glarner Karte 1942), wobei er auf Faltung oder Schuppung schloss. Im Kern der «Falte» finden wir Valanginienmergel. Am besten zu übersehen ist ein Aufschluss in der Kerbe, welche zwischen oberem Hochtor und Vrenelisgärtli hinunterzieht und in welcher wir von unten nach oben folgendes antreffen:

Valanginienmergel / Valanginienkalk, zuoberst Schniden-Fossilhorizont in flacher Lagerung / unterer Kieselkalk, sich plötzlich steil aufrichtend und voll steiler Scherflächen / zerdrückter Schniden-Fossilhorizont, dann Valanginienkalk, als Ganzes steil aufgerichtet, von sehr vielen steilen Störungen durchzogen / ruhig gelagerter, flach nach SW einfallender Valanginienkalk, dann Schniden-Fossilhorizont und Kieselkalk in normaler Folge.

Hier ist also ein flexurartiges, steiles Abtauchen nach N zu beobachten, während die gleiche Störung bei rasch zunehmender Sprunghöhe gegen W in einen Bruch übergeht, im E dagegen bald vollständig ausklingt (im Gebiet der Sporenegg). Da diese Störung gegenüber dem nördlicher gelegenen *Vorderglärnischbruch* viel steiler steht, muss sie sich in tieferern Schichten mit jenem Bruch vereinigen, so dass es sich hier nur um eine *Aufspaltung* handelt; der so entstandene Keil ist westlich des Chalttälis tief zwischen beide Flügel eingesunken, während er sich im E bald mit dem N-Flügel des Hochtorbruches vereinigt. Auf diese Weise wird zugleich auch die erstaunliche Zunahme der Sprunghöhe in der nördlichen Abzweigung des Vorderglärnischbruches westlich der Sporenegg erklärlich. (Vgl. Tafel II.)

Sowohl im eingesunkenen Keil wie im südlich anschliessenden N-Flügel des Hochtorbruches setzen westlich des Chalttälis Seewerkalk und Gault ein, wobei die höchsten Schichten etwas nordwärts verschleppt sind; schmale Schrattenkalklinsen bilden die Grenze zu den höherliegenden Radstock-Schuppen. Über den Keil des Vorderglärnischbruches hin ist von S her eine Schichtreihe vom untersten Schrattenkalk an aufwärts geschoben, welche weiter im Hintergrund des Chalttälis anscheinend trotzdem normal mit der Unterlage verbunden ist – ein Phänomen, welches aber durch *Gleitbrettbewegung innerhalb der Drusbergschichten* erklärlich ist (auf Photo 7 ist die tektonische Schieferung dieser Schichten gut erkennbar). Die Gleitbrettbewegungen werden gegen W hin immer ausgeprägter. Es lassen sich im Chalttäli-Querschnitt also folgende lückenlos aneinander anschliessende Elemente von S nach N aufreihen:

I. Südflügel des Hochtorbruchs / II. Nordflügel des Hochtorbruchs / III. Eingesunkener Keil des Vorderglärnischbruchs / IV. Nordflügel des Vorderglärnischbruchs.

Zur Vereinfachung werden bei der anschliessenden Besprechung der westlichen N-Wand diese römischen Zahlen verwendet. Allen Trennflächen gemeinsam ist das gelegentliche Auftreten von *regenerierten tektonischen Breccien, unebenen, verbogenen Scherflächen und auffällig geringen Zerstörungen* trotz gewaltiger Versetzungen.

3. Ruchen N-Wand bis hintere Dunkellauiruns (B: Tristliruns, im NNE des Nebelkäpplers)

So schwer die Strukturen aus diesem Abschnitt allein abzuleiten wären, so leicht können sie von E her verstanden werden, denn die Hauptstrukturen ändern sich nicht. Entsprechend einer allgemeinen Tendenz gewinnen aber gegen W hin die Horizontalbewegungen und Verschleppungen an Bedeutung, so dass sich aus einer Schollentektonik im E allmählich eine Schuppentektonik im W entwickelt (besonders in den oberen Stockwerken).

Der *Hochtorbruch* taucht im Chalttäli in die N-Wand und ist vermutlich einer schief nordwärts aufsteigenden Scherfläche ob Werben im Rossmattertal gleichzusetzen, welche unter dem prächtigen Wasserfall des Glärnischfirnbaches auf ca. 1500 m aus dem Schutt auftaucht. Valanginienkalk wird dort auf Kieselkalk hinaufgeschoben (vgl. Glarner Karte 1942 und OBERHOLZERS Tagebücher 52/75 und 53/3).

Wenig verändert wird die *nördliche Abzweigung des Vorderglärnischbruchs*, welche bei steiler Stellung entsprechend den Geländeschnitten auf und nieder steigt und erst westlich der vorderen Dunkellauiruns in flacheres S-Fallen abgebogen wird. Nachdem der Bruch bei der Darliegg (Ruchen-N-Grat) das Fryfad berührte, sinkt er im Kessel des Darli um über 150 m tiefer und steigt dann jenseits mit einem eingeklemmten Paket von Kieselkalk wieder zum Fryfad auf (Sunnegg; B: Sonnenegg). Vom imposanten Anblick der sich etwas verzweigenden Störung in den Abgründen dieser gewaltigsten und steilsten Partie der Glärnisch-N-Wand gibt Photo 8 einen Eindruck. Über uns sind gegen 700 m Wand aufgetürmt, während in nur 1000 m Horizontaldistanz, aber 1250 m tiefer, der Klöntalersee aus einem Kranz von dunklen Wäldern hinaufglänzt – ein Anblick, der sowohl in geologischer wie in landschaftlicher Hinsicht seinesgleichen sucht. Unterster Kieselkalk (IV) stösst auf der Sunnegg mit Orbitolinenschichten eines kleinen Keiles von III zusammen. Diese Störung (ein Teil des nördlichen Astes des Vorderglärnischbruches) biegt unvermittelt auf der Höhe des oberen Schrattenkalks flach nordwärts und bildet in unruhigem Verlauf, kombiniert mit kleinen Parallelstörungen, die Grenze zum Gault. In der ganzen nordorientierten Flanke westlich der Sunnegg folgt die kleine Störung diesem Niveau und verschwindet dann. Derartige Parallelstörungen oder auch Abzweigungen vom Hauptbruch sind häufig zu beobachten, gewinnen aber nirgends grosse Bedeutung.

Sehr schön ist auf dem Bild die obere Begrenzung des Keiles (III) durch den südlichen Ast des Vorderglärnischbruches zu sehen, wobei die bereits sehr flach liegende Grenzfläche zugleich als Gleithorizont dient. Der Seewerkalk wie auch das einzige Vorkommen von Tertiär in der Glärnisch-N-Wand wurde beim Vorstoss zu einer «Synklinale» vorgekämmt. Dass es sich hier keineswegs um eine echte, primäre Mulde handelt, erhellt schon die Tatsache, dass jede Fortsetzung davon im W fehlt, ja, dass trotz frontalerer Lage das Tertiär verschwindet. Auch der Seewerkalk wird gegen W zunehmend schmächtiger und keilt noch östlich der vorderen Dunkellauiruns aus. Im N-Flügel des Hochtorbruches (II) setzen Seewerschichten und Gault bereits im Kessel des Darli nordwestlich des Ruchen aus, während von der Sunnegg an westwärts die Verschleppung den oberen Schrattenkalk und die Orbitolinenschichten erfasst. Der untere Schrattenkalk dieses Elementes ist dagegen mit der davorliegenden Scholle (III) verkeilt. Der obere Schrattenkalk des Hochtorbruch-N-Flügels (II) bildet mit den unterliegenden Orbitolinenschichten in der nordgerichteten Flanke westlich der Sunnegg mannigfache Schuppen und auch eine kleine «Synklinale» unter Pkt. 2452, keilt dann in einer Schuppenreihe gegen die vordere Dunkellauiruns vollständig aus, erscheint wieder westlich der Schlucht und setzt auch in der hinteren Dunkellauiruns auf eine kurze Strecke wieder aus – als Ganzes also ein tektonisches Streichen, das nur um ca. 5° von der EW-Richtung abweicht. Noch schlechter ergeht es dem oberen Schrattenkalk des Keiles (III), welcher westlich seines abrupten, rückwärtigen Abschlusses bei Pkt. 2039 (östlich der vorderen Dunkellauiruns) überhaupt nicht mehr auftritt.

Ganz eindeutig ist also *von E nach W eine zunehmende Verschuppung* und ein Wechsel im tektonischen Stil festzustellen, was sich einerseits in der *Abflachung der Bruchflächen* äussert, andrerseits aber in zunehmender *Verschleppung und Abdrehung der tektonischen Strukturen* aus dem normalen WSW–ENE-Streichen in W–E-Richtung.

Die nördliche Abzweigung des Vorderglärnischbruches steigt in zwei Ästen in der vorderen Dunkellauiruns nochmals bis zum Fryfad hinunter (im wichtigeren oberen Ast Drusbergschichten auf Valanginienkalk), steigt dann allmählich in Kieselkalk empor und erreicht erst im Kessel der hinteren Dunkellauiruns im N-Flügel die Drusbergschichten. Nach freundlicher, mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. R. HANTKE sind im Gebiet der hinteren Schlattalp und des mittleren Rossmattertales Störungen mit beträchtlichen Schichtlücken feststellbar, welche vielleicht dem Vorderglärnischbruch entsprechen.

4. SE- und S-Flanke des Glärnischs

Der *Hochtorbruch* zieht sich wenig auffällig, im Detail aber durch beträchtliche Schichtlücken, lokal auch regenerierte tektonische Breccien eindeutig festgelegt, vom Guppenfirst (östlich des Vrenelisgärtlis)

bis zum Nordzipfel des Bächifirns beinahe parallel seinem Streichen dahin. Überall bleibt seinem S-Flügel der obere Öhrlikalk erhalten; die Bruchfläche durchschneidet die tieferen Schichtreihen nur noch flach und hinterlässt deshalb geringe Reduktionen (30–100 m Schichtmächtigkeit); nur im unteren Öhrlikalk des N-Flügels werden nochmals grössere Neigungen erreicht.

Das ursprüngliche, durchschnittliche Fallen der Bruchfläche gegenüber dem Schichtstoss mag hier ca. 20° nach SSE betragen haben, ist aber durch *Gleitbrettbewegungen* mit Vorstoss der höheren Schichtglieder überprägt worden, wobei sowohl die alte Bruchfläche wie auch plastische Horizonte die Verschiebungen aufnahmen (Zementstein, Öhrlimergel, aber auch Lagen von vermergeltem unterem Öhrlikalk). Diese Bewegungen hinterliessen unbedeutende Scherflächen, ein weit verbreitetes Clivage und kleine Fältelungen, so z.B. im mergeligen obersten Teil des unteren Öhrlikalks am rechten Ufer des Baches im NE des Nidfurnerturmes.

Am N-Zipfel des Bächifirnes stehen sich die beiden Flügel des Hochtorbruchs mit dem tieferen Teil der unteren Öhrlimergel bzw. dem oberen Teil des unteren Öhrlikalkes gegenüber. Wenig weiter südlich, am Gelbberg (Pkt. 2304), finden wir im N-Flügel noch obersten Zementstein, welcher von mergeligen, zementsteinähnlichen Kalken überlagert ist, wobei letztere Schichten sich in eine überkippende Falte legen und gegen NW von oberen Öhrlimergeln, dann von oberem Öhrlikalk normal überlagert werden. Es handelt sich also um vermergelnden unteren Öhrlikalk des Hochtorbruch-S-Flügels.

Vom Gelbberg aus erblickt man gegen SW eine weite, wellige Hochebene mit viel Moräne vor dem sterbenden Bächifirn, während im Hintergrund die steilstehenden Strukturen des N-Schenkels des Bösfaulen-Gewölbes anschliessen. Bis zum Hinterkamm (im WNW des Oberblegisees) stehen nur spärliche Aufschlüsse zur Verfügung; trotzdem lassen sich die Unterabteilungen der Zementsteinschichten mühelos über Hinterkamm-Gewölbe und Mulde des Schwiebodens (siehe S. 75) bis zu den überkippten Platten südlich des Grates First-Vorderkammstock-Zeinenfurggel verfolgen. Wo ist aber der *Hochtorbruch* geblieben? Am Hochtor wurde nachgewiesen, dass dieser Bruch persistent sei; ebenso wurde seine Rolle als Knickpunkt des Reliefs der untern Kreide beschrieben, was eine Verlängerung dieser Struktur durch die Schichtreihe bis an die Basis der Axen-Decke fordert (und im ursprünglichen Zusammenhang noch viel tiefer). Entsprechend den bisherigen Beobachtungen ist zu erwarten: Bruchfläche zwischen unterem Öhrlikalk und oberer Abteilung des Zementsteins oder tiefer / Horizontalschübe im plastischen Verband der Grenzschichten von Malm und Kreide, welche die alten Strukturen weitgehend verwischen / Beeinflussung durch die nicht mehr deckenspezifische Auffaltung des Bösfaulengewölbes (welches allerdings nur eine frühere Anlage überprägte und übersteigerte, vgl. S. 116) / Faciesbeeinflussung, welche wir schon im stratigraphischen Teil besprochen und nachgewiesen haben.

Im steil aufgerichteten *S-Schenkel der Schwieboden-Synklinale* finden wir vorerst über dem Quintnerkalk kalkigen, standfesten Zementstein. Darüber bzw. nördlich davon liegen mächtige Stösse weicher, dunkler Mergel mit kalkigeren Lagen, deren verfalteter Verband von N nach S (oben nach unten) dreigegliedert werden kann: 1. standfeste Mergelkalke, grobbankig, mit Clivage und prächtigen Faltenwürfen, welche an der Zeinenfurggel den oberen Öhrlimergeln des sichern S-Flügels des Hochtorbruches anschliessen und vermergelndem unterem Öhrlikalk entsprechen; 2. mächtige dunkle Mergelschiefer, sehr weich, zuoberst kalkiger, entsprechen dem oberen Zyklus der unteren Öhrlimergel; 3. dünne Mergelkalkbänke mit Mergelschieferlagen, recht standfest, oft intensiv verfältelt, nach unten mergeliger werdend und in weiche, dunkle Mergelschiefer übergehend. Sie enstprechen dem unteren Zyklus der unteren Öhrlimergel, zudem ist in den rückwärtigsten Teilen (östlich Bösbächistock; B: Bächikopf) vielleicht auch noch Zementstein vertreten. Diese normale Folge in gestörter Lagerung entspricht dem S-Flügel des Hochtorbruchs sowohl durch Stellung wie auch durch Facies und ist sehr gut mit dem prächtigen Profil des Gassenstocks vergleichbar (vgl. Oberholzer 1933, R. Hantke 1949).

Andrerseits aber konnten wir Zementstein und Quintnerkalk gerade anschliessend südlich (d.h. ursprünglich darunter) finden, der tektonisch wie faciell dem N-Flügel des Hochtorbruches entspricht, so dass der Bruch selbst zwischen beiden Verbänden verlaufen muss. Seine *verbogene, mitgefaltete Fläche* lässt sich mühsam und oft ungenau in überkippter Stellung bis zum Vorderkammstock verfolgen, wobei der S-Flügel gegen rückwärtigere Gebiete auf Kosten des N-Flügels allmählich tiefere Schichtglieder aufnimmt (siehe Tafel II und Photo 9).

Eine überreiche Fülle von weitgeschwungenen Falten bis zu kleinsten Fältelungen lässt sich besonders im Muldenboden beobachten, wobei die *flach westfallenden Achsen* sehr konstant streichen. Als einzige Ausnahme taucht der auffällige «Schnegg» unmittelbar westlich der Zeinenfurggel (Gewölbe mit Öhrlikalk und wenig oberem Öhrlimergel auf dem Rücken, schwach nach N überkippt) jenseits der Passhöhe in tieferem Niveau mit deutlichem östlichem Achsengefälle wieder auf, doch handelt es sich offenbar nur um ein abgelöstes und verklemmtes Paket.

Oberholzer schreibt 1933 (S. 97): «Als Erscheinung der tektonischen Reduktion im Mittelschenkel sind zu beiden Seiten der breiten Kehle der „Ruchiruns" (= Bächiruns auf der Karte 1:10 000) 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 diskordant auf den senkrechtstehenden Zementsteinschichten sitzt (= Vorderkammstock).» Störungen wurden in diesem Gebiet bereits von Baltzer (1873) beschrieben und sind auch in Helblings Aufrissen 1938 dargestellt worden.

Der überkippte S-Schenkel der Synklinale des Schwiebodens wurde samt dem ebenfalls mitgefalteten Hochtorbruch oben abgeschnitten und *von Malm überschoben.* In der Westflanke des Vorderkammstockes ist die Schubfläche gestuft (vgl. Photo 9); jenseits der Bächiruns dagegen verläuft sie glatt, ist aber entsprechend dem axialen Sinken nach W bereits bis an den Schuttrand gesunken, wobei sie übrigens von mehreren Schubspänen begleitet ist. Sie erreicht eben noch die Höhe der Zeinenfurggel und sinkt dann westwärts entsprechend dem Axialgefälle endgültig unter den Schutt des Zeinentälis, welcher die wirre Störungszone begräbt und statt dessen die steil südwärtsfallenden, ruhig gelagerten Schichten des Hochtorbruch-S-Schenkels im imposanten Profil des Gassenstocks voll zur Geltung kommen lässt. – Die spitze Synklinale des Schwiebodens wird nur von den tiefern Schichten mitgemacht, während sich der obere Öhrlikalk disharmonisch verhält (siehe Tafel II).

Sowohl die Malm-Kreide-Grenzschichten des Gassenstocks wie auch die Schiltschichten und der Dogger der Bluemtsfahne und Bluemtsplangge im Bösbächital lassen sich faciell eindeutig dem S-Flügel des Hochtorbruchs zuordnen, so dass man sich fragen muss, wo die *rückwärtige Fortsetzung des Hochtorbruchs* sei. Weithin sichtbar und auch durch das Einsetzen von Schiltschichten und Dogger über Quintnerkalk in der Bluemtsfahne westlich der Bächiruns markiert ist eine flache Störung, deren Überschiebungsbreite aber schon in der Bluemtsplangge minim wird.

Der Bruch der Bluemtsfahne kann aber auch aus faciellen Gründen nicht als die Fortsetzung des Hochtorbruchs betrachtet werden, da die Schichten unter ihm noch in der mergeligeren S-Facies ausgebildet sind. Die Trennlinie wird vielmehr in einer steilen Rinne westlich des «Bächikopfes», in der südlichen Fortsetzung der Bösbächistock-Ostwand gefunden; die Versetzung dieser Störung wird dadurch unauffällig, dass in beiden Flügeln Quintnerkalk ansteht (vgl. Tafel II und auch Helblings Aufriss der SE-Flanke des Glärnischs). Diese Annahme wird durch das Verhalten der Schiltschichten und des Doggers bestätigt, so dass der *Hochtorbruch* nun *quer durch das ganze Aufnahmegebiet von der Glärnisch-N-Wand bis ins Bösbächital zu verfolgen ist* und dort in Schutt niedertaucht.

Aus einem Aufschluss über dem «Bächikopf» der Karte 1:10 000 auf 2050–2070 m (am westlichen Rand der Bächiruns) geht hervor, dass der S-Flügel des Hochtorbruchs ursprünglich sogar *abgesenkt* war: der steilfallende oberste Quintnerkalk und unterste Zementstein des N-Flügels des Hochtorbruchs wird flach abgeschnitten und von einer weit zurückgreifenden, zerquetschten und verfältelten Zementsteinlinse überlagert (lokal regenerierte Breccie), welche ihrerseits von steilstehendem unterstem Quintnerkalk des S-Flügels überdeckt wird.

VIII. Radstock-Schuppen und Silbern-Decke

Im Zeinenfurggelgebiet steigt die Abscherung im Hangenden der Axen-Decke von den Valanginienmergeln schnell bis zum oberen Kieselkalk empor, den sie schon im südlichen Radtal erreicht, um dann erst nördlich von Werben (Rossmattertal) die Drusbergschichten zu verlassen und in der Glärnisch-N-Wand bis zum Seewerkalk aufzusteigen. Im östlichen Glärnischgebiet dagegen setzen der Valanginienkalk und der

Kieselkalk zögernd ein in der Art einer listrischen Fläche, so dass auch hier ein *Stilwechsel zwischen Ost und West* zu beobachten ist.

Im Gegensatz zu den bisherigen Annahmen schaltet sich zwischen Axen-Decke und Bächistock-Decke eine bedeutende Schuppenzone ein, welche in der Folge nach dem Radstock (nördlich der Zeinenfurggel) «*Radstock-Schuppen*» benannt sein soll. Der massige, obere Öhrlikalk an der Basis der Bächistock-Decke ist mit dem darüberliegenden Schichtstoss über die plastischen Valanginienmergel nur recht locker verbunden und löst sich unter der «Schniden» des Vrenelisgärtlis bei Steilstellung ab, ebenso verschwindet er westlich des Bächistockes. In mehreren mächtigen Schuppen bleibt er samt den Valanginienmergeln südlich der Linie Nidfurnerturm–oberstes Radtäli zurück. So bestehen denn unter dem Bächistock bis zum Radstock (Pkt. 2661,4) mehrere 100 m der Wand gegen den Bächifirn im SE fast ausschliesslich aus oberem Öhrlikalk mit Bändern von fossilreichen Valanginienmergeln, wobei sich der oberste Öhrlikalk durch viele, schwach dolomitisierte, durch die Verwitterung fein herauspräparierte Korallen auszeichnet. Erst westlich des Chalttälis bleiben die Valanginienmergel der Bächistock-Decke endgültig zurück, und die basale Scherfläche steigt vorerst steil im Valanginienkalk empor (Ruchen NE-Wand, Photo 8), worauf sie sich im nordwestlichen Glärnischgebiet im Kieselkalk stabilisiert.

Nördlich der Firnterrasse unter der «Schniden» im SE des Vrenelisgärtlis sind sowohl die tiefsten Schuppen wie auch die mächtigen Drusbergschichten der Axen-Decke durch die überfahrende Bächistock-Decke zu sekundären «Synklinalen» gekämmt worden. Basal sind immer wieder Schürflinge aus der Axen-Decke festzustellen, wobei diese allgemein weit stärker zerdrückt und schmächtiger sind als die Schuppen der Bächistock-Decke. Es handelt sich hierbei um Orbitolinenschichten (Hochtorgebiet), zerdrückten Kieselkalk oder Valanginienkalk und um ein charakteristisches Band mit Linsen von Schrattenkalk in der gesamten östlichen Glärnisch-N-Wand. Mächtigkeiten von über 150 m können dagegen die darüberliegenden Schuppen aus der Bächistock-Decke annehmen, wobei in der Glärnisch-N-Wand von Ost nach West (d.h. zugleich auch stirnwärts) Valanginienkalk und Valanginienmergel durch Kieselkalk und Altmannschichten ersetzt werden. Soweit die Lagerung kontrolliert werden kann, handelt es sich überall um *flachliegende, aufrechte Schichtserien, wobei faltenähnliche Bilder* (z.B. Ruchen NE-Wand, Photo 8) lediglich *sekundär durch Verschleppung* zu erklären sind.

Wir kommen somit für die scheinbar so wirr struierte Glärnisch-N-Wand wie für die südlich anschliessenden Gebiete zu einem *eindeutigen und auf wenige Strukturelemente zurückzuführenden Bau:* 1. die alten Störungen von Vorderglärnischbruch und Hochtorbruch, kombiniert mit einer nach W zunehmenden Verschleppung in der Axen-Decke; 2. die Radstock-Schuppen mit Resten von Bächistock-Decke und Axen-Decke, welche aus Schürflingen besteht und nicht als Verkehrtschenkel gedeutet werden kann; 3. die einfache Schichtplatte der wenig verbogenen Bächistock-Decke (siehe S. 75).

Besonders interessant ist, dass mehrfach auch an Schuppengrenzen der Radstock-Schuppen *regenerierte tektonische Breccien* beobachtet werden können (unter dem Radstock, Aufstieg in der SE-Flanke bei Pkt. 2435; verheilte, sehr stark zerdrückte Schuppen von Kieselkalk auf der Terrasse von Pkt. 2524 am Guppenfirn; Ruchen-N-Wand usw.). Die Zerstörung an den Grenzen von Decken oder Schuppen ist im zentralen Glärnischgebiet stets sehr klein. Zwischen Zeinenfurggel und Radstock erfasst die Aufrichtung des N-Schenkels der Bösfaulen-Falte alle Schuppengrenzen samt der Axen-Decke und verursacht dabei kleine Komplikationen durch Einspiessung eines Keiles von oberem Öhrlikalk (vgl. Tafel II).

Kleine Klippen der *Silbern-Decke* sind im Hangenden der Bächistock-Decke am grossen und am kleinen Feuerberg erhalten geblieben, wobei am ersteren Schrattenkalk über Seewerkalk, am letzteren Schrattenkalk über verschupptem Gault, lokal auch oberem Schrattenkalk der Bächistock-Decke liegt. Westlich des Gipfels des grossen Feuerberges sind die Schichten unter dem Kontakt stark verschuppt und enthalten auch eine Linse von Seewerkalk.

IX. Junge Bruchtektonik

a) Abbruch der Glärnisch-N-Wand

Der Schichtstoss des unteren Drittels der Glärnisch-N-Wand scheint nur wenig Interesse zu bieten, da er in ungestörter Lagerung entsprechend dem axialen W-Fallen allmählich unter den Klöntalersee oder unter dessen Schuttsaum taucht. Wenn ihm trotzdem ein eigener Abschnitt eingeräumt wird, so deshalb, weil hier mit dem Nachweis eines bisher nur vermuteten Bruchsystems entlang der Felsmauer (Rothpletz 1898, R. Staub 1954, wobei letzterer allerdings den Bruch nördlicher verlaufen lässt) interessante Folgerungen möglich werden.

Westlich der vorderen Dunkellauiruns sind immer wieder sehr steil nordfallende Klüftungen mit EW-Richtung zu bemerken, welche dem abrupten Abbruch der Wand zwischen vorderer Dunkellauiruns und Herzug (im S des W-Endes des Klöntalersees) parallel gehen. Gut zu beobachten sind die Störungen im Bett der vorderen Dunkellauiruns, welches entlang dem Westrand des Deltas der Strebetzen gut zugänglich ist. In tiefen Kerben und glatten Flächen steigen Bruchflächen von W her nieder und sind jenseits der Runse wieder in der zerbrochenen Wand zum «Krappel» hinauf zu verfolgen, wobei in der Runse selbst prächtige *Rutschharnische mit flacher Striemung* (10–30° W-Fallen, durchschnittlich 20°) zu beobachten sind. Zugleich ist – ebenfalls mit flacher Striemung – ein steiles Bruchsystem parallel der tief eingekerbten Dunkellauischlucht zu verfolgen, welches von den E-W-laufenden Störungen des Klöntals versetzt wird, indem der jeweilige *N-Flügel um einige Zentimeter bis Meter nach W gerückt wird,* was einen Hinweis auf den allgemeinen Bewegungssinn der letzten Bewegung gibt.

Intensive Zerstörungen finden sich vor der eigentlichen Glärnisch-N-Wand in einem nordwärtsgeneigten Dreieck, das von der Linie Bärentritt-Kartruns auf 1000 m und dem Schuttrand über dem Gessnerdenkmal umschrieben wird (mittlere N-Wand). Die Klüftung drehte in grossen Zügen im Gebiet der vorderen Dunkellauiruns von E–W gegen ENE–WSW ab und begrenzt hier hohe, glatt abgeschnittene Wände. Im obersten Teil des Dreiecks bilden die Störungszonen langgestreckte, schuttgefüllte Tälchen zwischen intakten Felsmäuerchen, welche sich unabhängig von der Schichtung bei wenigen Metern Breite und bis zu 10 m Höhe über mehrere 100 m Länge dahinziehen. Sie zeugen damit von der *zerstörenden Gewalt* dieser glattflächigen, unverbogenen Brüche, was in scharfem Gegensatz zum Hochtorbruch, Vorderglärnischbruch usw. steht. Beobachtungen im kleinen wie im grossen zeigen, dass es sich nicht um eine scharfe Linie, sondern um *breite Zonen von Zertrümmerung* handelt, wobei Klüftungs- und Bruchscharen bei Ansicht von oben schmale, augenförmige bis lang ausgezogene Späne intakten Gesteins umschreiben. Deshalb schwankt in den Details auch die Richtung der Störungen. Im obersten Teil des Dreiecks über dem Bärentritt – einer Landschaft von einmaliger Wildheit und Grösse – sind an der Kartruns bedeutende *Absenkungen im N-Flügel* festzustellen, welche aber gegen E fast ganz ausklingen (vgl. Aufriss der N-Wand von Helbling 1938). Als markante Begleiterscheinung der Brüche tritt eine Verbiegung der Schichten auf, wobei mit Annäherung an die Bruchzone *die Schichten zunehmend gegen N hinuntergebogen werden.*

Die Störungszone ist durch schwache, rückwärtig gelegene Klüfte über den Darliwald bis westlich an die vordere Schlattalp verfolgbar, tritt aber erst in den nordwestlichen Aufschlüssen der Forrenstock-Serie am Glärnisch wieder kräftiger hervor. Die Grenze Öhrlikalk–untere Öhrlimergel in jener Einheit sinkt nordwärts schnell von 1180 m (südwestlich Hinter Sackberg) auf 920 m (unterste Schleife der Sackbergstrasse über dem Klöntalersee) und noch tiefer, während in der Wand östlich Tschingel (nördlich der vorderen Schlattalp) treppenförmige Absenkungen auftreten. Jene Störungen sind allerdings komplexer Natur, da dort zugleich eine Verschuppung der höchsten Schichten der Forrenstock-Serie eintritt (vgl. Tafel II). Typisch ist die allmähliche, aber unregelmässige Schiefstellung der Schichten zum N-Fallen sowie das Auftreten von Zonen intensiver Klüftung, so z. B. wenig westlich der Sackbergstrasse auf 890 bis 910 m.

Mit 60° N-Fallen treten WSW–ENE-streichende Klüftungen auch nördlich des Vorderglärnisch in der Kälenruns (890–1000 m) wieder auf, wobei die vorerst stark verschieferten und zerbrochenen Ver-

bände des Malms gegen S zu schnell abflachendem N-Fallen übergehen, wie dies die Photographien in R. STAUBS «Bau der Glarner Alpen» (1954) prächtig demonstrieren. Ebenfalls ist dies aus OBERHOLZERS Tafel 15 (1933) erkennbar.

In der Verlängerung des Streichens der Vorderglärnisch-N-Wand und der gleichlaufenden Bruchzone nach E taucht auch der nördlichste Aufschluss der Stöckli-Serie unter den Schutt, so dass die S-Grenze unserer Störungszone mit wenigen kleinen Überschreitungen der nördlichen Felsgrenze angenähert entspricht. Auch am Stöckli sind noch Schleppungen analog jenen der Glärnisch-N-Wand zu beobachten.

Als allgemeine Erscheinungen dürfen festgehalten werden: steile, glatte Kluftflächen in wenig gestörtem Gestein, in stärker beanspruchten Streifen dagegen Zerbrechung zu Plättchen (z.B. Partien in der Kälenruns) oder aber zu einem Blockwerk von Gestein, dessen innere Struktur in der Art eines Kataklasites nicht zerstört ist. (Partien im Dreieck ob dem Bärentritt.) Die Absenkung gegen N folgt genau dem Knick der Störungszone an der vorderen Dunkellauiruns, steht schief zum Streichen der Axen-Decke und ist vom Vorderglärnisch bis zum Westrand des Untersuchungsgebietes festzustellen, so dass sie kaum als normaler N-Schenkel einer Antiklinale zu bezeichnen ist.

b) Fragenkomplex Sackberg–Bergli

1. Oberholzers Hochwaldbergsturz

Man mag sich fragen, wie die Zone nördlich des Absturzes der Glärnischwand ausgesehen haben mag, wo der Wechsel im Landschaftsbild und der Morphologie so abrupt und erstaunlich ist. Auf der Suche nach Anhaltspunkten wurde die nördlich des Vorderglärnisch liegende Landschaft des «Hochwaldbergsturzes» neu begangen, soweit sie in näherer Nachbarschaft des Untersuchungsgebietes lag. OBERHOLZER hatte 1900 seine eingehenden Beobachtungen samt einer schönen graphischen Darstellung (Tafel II, Fig. 2) zusammengefasst; 1933 wurden sie von ihm nochmals etwas verbessert und korrigiert (S. 571 u.f.). Folgen wir vorerst seinen Darlegungen: «Die vom Glärnisch abbrechende Felsmasse stürzte zunächst quer über den unteren Teil des Klöntals und brandete am Fuss 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 Glärnisch am Ausgange des Klöntales und breitete sich fächerförmig im Linthtale aus, ...». Von den Arealen dieses Sturzes werden wir in der Folge nur auf Hochwaldgebiet, Grundkopf und auf die Hügelreihe Sackmatt-Bergli eingehen.

Rätselhaft blieb für OBERHOLZER die *Herkunft der Sturzmassen*, da weder die tiefe Kerbe des Gleiters noch die in gerader Linie abgebrochene N-Wand des Vorderglärnischs als Ausbruchsnische für einen derart gewaltigen Sturz wirklich überzeugen konnte. Zudem passte die «Kulmination» der Schuttmassen in der Kälenhöhe (östlich Hinter Sackberg) zu keiner der beiden Deutungen.

Es fand sich auch keine befriedigende Erklärung für die Entstehung des langen und hohen Steilbordes der «Stotzigen», das sich mit 30–40° Neigung und 300–400 m Höhendifferenz in merkwürdig schiefer Richtung quer durch die Massen des «Bergsturzes» von der Kälenhöhe gegen NNE dahinzieht. Eine Deutung durch Wassererosion kann weder die Richtung quer zum Tal erklären noch findet sich dazu das nötige Wasser, da hierfür der Löntsch über den höchsten Punkt der Schuttmassen hätte fliessen müssen, was den allgemeinen geologischen Gegebenheiten nicht gerecht wird. Es ist nicht einmal möglich, dort einen alten Abfluss des Gleiterbaches anzunehmen, da der Ansatz des Steilbordes am Vorderglärnisch mit Moräne überkleistert ist, unmittelbar von «Bergsturz»-Gestein unterlagert wird und viel höher liegt als die Ebene von Hinter Sackberg, wo der Gleiterbach einmündet. Wie schon OBERHOLZER 1900 bemerkte, kann aber der heute meist wasserlose Lauf der oberen Kälenruns unmöglich eine derartige Erosionskraft gehabt haben.

Weitaus das grösste Rätsel aber stellte die *Zusammensetzung des Trümmermaterials*, welches bei sehr schlechter allgemeiner Übereinstimmung mit den möglichen Herkunftsgebieten zudem grosse Mengen von *Trias* enthielt, einem Gestein, das nirgends aus der Glärnisch-N-Wand bekannt war. So vermutete denn OBERHOLZER Späne von Trias zwischen Forrenstock-Serie und Axen-Decke, welche durch die Erosion

vollkommen verschwunden sein sollten; die Entdeckung der Bruchegg-Schuppe hat nun Trias auch im Anstehenden nachgewiesen (S. 73). G. FREULER dachte an einen Sturz mit Trias aus dem Fähristockgebiet auf der E-Seite des Linthtales, während R. STREIFF-BECKER (1953) einen Bergsturz mit viel Trias im Schiltgebiet (Nische Bränd-Äugsten) annahm, dessen Trümmer durch den Linthgletscher bis ins Gebiet von Hinter Sackberg transportiert worden wären.

2. Gebiet Bergli–Unter Sackberg

Es seien nun die einzelnen Gebiete dieses rätselhaften «Sturzes» besprochen, wobei auf die gründlichen Aufnahmen von OBERHOLZER (1900) sowie auf meine Kartierung hingewiesen sei, um die Ausführung kurz fassen zu können.

Der isolierte Hügel des Berglis wurde von BALTZER (1873) und ROTHPLETZ (1897 und 1898) noch als anstehend betrachtet, ebenso bejahte R. STAUB 1954 erneut wenigstens die Möglichkeit einer solchen Deutung und forderte neue Untersuchungen, um diese Frage abzuklären. Wir finden am Bergli einen wohl zerrütteten, trotzdem aber nach Schichtgliedern noch irgendwie sortierten Komplex, welcher Rauhwacke (Fund von Herrn N. ZWEIFEL aus Schwanden in einer Baugrube an der SW-Ecke des Berglis), Rötidolomit, Quartenschiefer, dünnen Dogger, Schiltschichten und unteren Quintnerkalk enthält, während zuoberst bereits feinkörnige, helle Varianten und wenig Malmbreccie auftreten, wie sie im «hellen Band» der Forrenstock-Serie z. B. gefunden werden. Lokal finden sich zudem einzelne erratische Blöcke (z. B. im NW der Kiesgrube des Berglis), welche nach OBERHOLZER aus Material des Linthtales und des Klöntales gemischt sind. Die «anstehenden» Gesteine sind lokal in kompakte, geschichtete Verbände gegliedert, doch sind sie von Zertrümmerungs- und Mischzonen voneinander getrennt und zueinander verkippt. In solchen Mischzonen können z. B. Dogger aller Stufen und Quartenschiefer vermengt sein, doch werden wir darin nicht entferntere Gesteine finden wie z. B. Rötidolomit oder Quintnerkalk. Die durchwegs eckigen Trümmer sind innerlich kaum zerstört, auch findet sich in den Zwischenräumen meist nur wenig oder kein Kalkmehl. Trotzdem treten auch fein zertrümmerte Partien auf, welche an verkittete Bergsturzbreccie erinnern, aber die Verkittung ist allgemein schwach und wechselt je nach lokalen Verhältnissen. Die *Facies* der vertretenen Schichtreihe entspricht eindeutig der *Forrenstock-Serie* bzw. dem Mesozoikum der *Mürtschen-Scholle* im Mürtschenstockgebiet oder am Wiggis-SE-Fuss.

Auch in den isolierten Hügeln im W und NW des Berglis trifft man Schichtpakete von ähnlichem Bau, deren zerrüttete Schichtreihe faciell ohne jeden Zweifel den gleichen tektonischen Einheiten entspricht. (Dogger in schmächtiger Ausbildung ohne rote Echinodermenbreccie; Malm mit Malmbreccie, Troskalk und «Hellem Band»; schiefriger, weicher Zementstein von mässiger Mächtigkeit, welcher aber z. B. nicht jenem der Schilt-Scholle entsprechen kann. Quartenschiefer sind sowohl im Mürtschenstockgebiet wie am Wiggisfuss (S. 12) zu finden, fehlen dagegen am Vorderglärnisch. Gesteine der Axen-Decke finden sich in diesen Hügeln dagegen höchstens in der weitverbreiteten, stets aber schmächtigen Moräne (z. B. rote Echinodermenbreccie auf dem Bitziberg). Sind die einzelnen Hügel auch in sich einigermassen geschichtet, so entspricht deren Schichthöhe und Orientierung doch keineswegs den benachbarten Vorkommen, was am ehesten an eine Sackung erinnern könnte.

Auffälligerweise sind die von blockigem, verschwemmtem Material des jüngeren Deyensturzes oder von Bachschutt erfüllten Rinnen an die Trennflächen zwischen den Hügeln gebunden, was auf *schwache Erosion* deutet, denn ein starker Abtrag hätte sich kaum an solche Grenzen gehalten. Auch OBERHOLZER kam aus andern Gründen zum gleichen Schluss, welcher aber in merkwürdigem Gegensatz zu dem grossen Abtrag steht, der vom gleichen Autor für die höheren Partien des Bergsturzes angenommen wird.

Jene Partien des Schuttkegels, welcher von der Glarner Allmeind her zwischen die einzelnen Hügel stösst, möchte ich als *Murgang* bezeichnen, wozu ich folgende Gründe aufführe: im Gegensatz zum grobblockigen, unruhigen Relief des Bergsturzes aus dem Deyenstockgebiet (OBERHOLZER 1900) bei Vorder Sackberg oder auf der Schwammhöhe sind in der Glarner Allmeind weiche, verschwemmte Strukturen zu erkennen, wobei trotzdem bis hinunter zum Bergli grosse Blöcke von Kreidegestein zu finden sind. (Gut zu sehen in den Trockenmauern.) Gibt die Auffüllung der Rinnen zwischen den isolierten Hügeln auch keineswegs den Eindruck eines Bergsturzes, so ist anderseits auch das unruhige Relief des «Schuttkegels»

unverkennbar, welcher in den südlichen Randgebieten (Sackmatt, Langrüti usw.) weit über das allgemeine Niveau emporstösst und dabei durch die Vermengung feiner und grober Komponenten bei wenig ausgeprägter Rundung an die randlichen Wälle von Murgängen erinnert. Auch wäre bei ruhiger Aufschüttung eines Schuttkegels kaum verständlich, wie der überhöhte Wall entstand, welcher nördlich der Allmeindstrasse hinunterzieht und auf den älteren Hügel von Zaun bei Luringen zielt. An einzelnen Stellen mag im oberen Teil der Allmeind auch die Bergsturzmasse des Deyensturzes wieder auftauchen, da die Mächtigkeit des verschwemmten Materials dort kaum sehr gross ist.

3. Hochwald–Vorder Sackberg–Stotzigen (Nordteil)

Westlich des Schuttkegels der Kälenruns liegt das auffällige Steilbord des «Stotzigen», an dessen Oberkante das wellig-unruhige Gelände des Hochwaldes und, nördlich davon, des Löcherwaldes anschliesst. Schon auf Oberholzers Karte (1900) fällt auf, dass ein buntes Gemisch von Gesteinen nur südlich der Linie Pkt. 752 (das Strässchen Unter Sack–Hinter Sackberg betritt dort den Hang des Stotzigen)–Hochwald–Sackberg-Strasse auf ca. 1030 m vorkommt, während nördlich davon lediglich Malm, Zementstein und «heller, grauer, körniger oder spätiger Kalk aus den Schichten des oberen Malm» neben hellgrauen Kalken im nördlichsten Teil («Schrattenkalk») erwähnt werden.

Nördlich Pkt. 752 (Siegfriedkarte: 756) trifft man steile, bewaldete Schutthalden mit Quintnerkalk, Troskalk, seltener Malmbreccie, gegen N hin zudem Zementstein und helle Kalke, deren Facies aber an Gassenkalk oder Öhrlikalk und nicht an Schrattenkalk erinnert. Auf 810 m und höher treten oberhalb des Weges von Unter Sack nach Vorder Sackberg in den Abhängen des Löcherwaldes einheitliche Gesteinskomplexe unter wenig Schutt auf, deren vollkommen zerrüttete Schichten vorerst Quintnerkalk und Malmbreccie zeigen, nach oben aber von Troskalk abgelöst werden. Nahe der Oberkante des Stotzigen und im Löcherwald liegt eine Kappe von Zementstein und Kalken mit Öhrlikalkfacies (= Gassenkalk?). Der Eindruck einer *verwischten stratigraphischen Gliederung* ähnlich jener vom Bergli wird durch die systematische Kartierung sowie durch die Tatsache bestätigt, dass der Schutt der entsprechenden Schichten nur unterhalb des «Anstehenden» vorkommt.

Zieht man von der Geisswyte aus eine Linie durch den Löcherwald nach E (was zugleich ungefähr mit dem unteren Rande einer Böschung zusammenfällt), so finden wir auf der unebenen Hochfläche im N davon ausschliesslich Zementstein und hell anwitternde, spätig-oolithische Kalke, während südlich der Grenze weite Gebiete mit Trümmern von Troskalk, im E und SE auch von Quintnerkalk und Malmbreccie bedeckt sind; an dieser Linie stossen also zwei gegeneinander versetzte Massen zusammen.

Oberholzer schreibt 1900 (S. 17–18): «Während in den steileren Partien dieses Gebietes (= Stotzigen) die Profillinie nur geringe Unregelmässigkeiten zeigt, drängt sich im flacheren Teil Terrainwelle an Terrainwelle. Die Hügelchen zeichnen sich durch runde Formen aus und erheben sich über die benachbarten Vertiefungen in der Regel nur um wenige Meter, selten um 10 Meter. Sie erscheinen jedoch nicht als scharf getrennte Individuen, sondern sie hängen unter sich durch flache Erhebungen zusammen... Wir vermissen auch durchaus eine Anordnung der Vertiefungen nach Art eines Systems von Erosionsrinnen...» Zu dieser vorzüglichen Beschreibung möchte ich hinzufügen, dass im NE-Teil des Löcherwaldes eine auffällige, senkrechtstehende, langgezogene Mauer von Öhrlikalk einem Hügelzug aufgesetzt ist, deren Begrenzung offensichtlich von Klüftung herrührt; parallel dazu treten ähnliche, weniger auffällige Gebilde auf. Das massige Gestein ist auch noch von anderen Klüftungssystemen durchzogen, so dass die meist flachliegende Schichtung sehr schwer zu erkennen ist. Ist eine solche Mauer für ein Bergsturzgebiet schon an sich höchst merkwürdig, so werden wir erst recht stutzig vor der Tatsache, dass die Begrenzung der Mauer einem wichtigen Rinnensystem der unruhigen Oberfläche jener Gegend entspricht. Quer dazu ist ein zweites System angedeutet, das in der Richtung zwischen E-W und dem Streichen der Störungen der Kälenruns schwankt, während im E ein System parallel dem Stotzigen streicht. Diese Strukturen sind aber durch eine intensive Verscherung und wirre Klüftung überprägt, welche mit wenigen Ausnahmen die Gesteine in eckige Trümmer zerlegt. Die Begrenzungsflächen sind meist glatt und enthalten höchstens unbedeutende Mengen von Kalkmehl, eine Verkittung ist in den frischen, aber wenig tiefen Aufschlüssen am Rand der Waldwege nirgends zu erkennen. Grosse Teile der Oberfläche des Löcherwaldes sind von verrutschten Blöcken bedeckt.

Nun wäre sowohl hier wie auch im Gebiet zwischen Bergli und Unter Sackberg die Deutung von Oberholzer als grosse, innerlich zertrümmerte, geschichtete Gesteinsmasse innerhalb eines grossen Stromes von Bergsturztrümmern nicht von der Hand zu weisen, wenn auch der lange Transportweg z.B. für das Bergligebiet eine derart gute Konservierung der alten Strukturen erstaunlich macht. Wie im Bergli-Unter Sack-Gebiet aber sind auch hier die vertretenen Gesteine *eindeutig der Forrenstock-Serie* bzw. der *Mürt-*

schen-Scholle am Wiggis-SE-Fuss oder Mürtschenstockgebiet zuzuordnen, mit Ausnahme natürlich der spärlich vertretenen Gesteine aus der Moräne. Bis jetzt fehlen Gesteine der Axen-Decke praktisch vollständig, obwohl sie die weit überwiegende Masse des Sturzes bilden sollten, wenn dieser aus der Vorderglärnisch-N-Wand oder dem Gleiter stammen würde. Somit ist die Deutung von OBERHOLZER unhaltbar, und wir müssen zu neuen Lösungen Zuflucht nehmen (siehe S. 93). Ein Bergsturz mit den vertretenen Gesteinen aus jener Gegend ist schon topographisch unmöglich.

Der von NW her niederstürzende, junge *Deyensturz* ist scharf vom besprochenen Gebiet abgegrenzt, vorerst durch ein Tälchen im W, dann durch einen Brandungswall, welcher südöstlich von Vorder Sackberg bis 30 m über das allgemeine Niveau emporsteigt. Die Sturzmasse setzt vorerst gegen N den steilen Hang des Stotzigen leicht abgeknickt fort, um dann erst ca. 300 m nördlich des Randes gegen den Komplex des Löcherwaldes in weitem Bogen bei weit kleinerem Gefälle ostwärts vorzugreifen. Dieses Verhalten deutet auf die Fortsetzung der Böschung des Stotzigen unter dem Deyensturz (bei langsamer Absenkung der Oberkante) bis mindestens zum Ansatz dieses Umschwenkens hin.

4. Hochwald–Hinter Sackberg–Stotzigen (Südteil)

In krassem Widerspruch zu den besprochenen Gebieten stehen wir in diesem südlicheren Abschnitt vor einem *bunten Gemisch von Gesteinen* in regellosem Durcheinander, wenn wir von wenigen kleinen und unsicheren Aufschlüssen absehen. War schon im Nordteil des Sackberggebietes die Schichtung sehr unruhig und kippte mehrmals auf kurze Strecken von N- auf S-Fallen um, soweit eine Schichtung aus den vielen Störungsflächen und oberflächlichen Verrutschungen überhaupt herauszuschälen war, so gilt dies hier für die seltenen Aufschlüsse noch in vermehrtem Masse.

OBERHOLZER erwähnte 1900 rostig braun angewitterte Wändchen aus ausserordentlich harten, rostig punktierten Echinodermenbreccien, deren ausgedehnte Bänke anscheinend geschichtet und geklüftet sind, was er als «Fluidalstrukturen» deutete. Diese Schichtpakete mit absonderlichem, steilem NE-Fallen sind wenig unter der Oberkante des südlichsten Stotzigen auf ca. 80 m verfolgbar, tauchen bei unsicherer Schichtlage aber auch weiter nördlich beidseits des Grates im Hochwald aus dem Schutt auf, so dass sie total auf eine Länge von über 400 m verfolgbar sind. Diese Echinodermenbreccie enthält sehr viele grosse, dunkle Silexknollen und verdankt ihre ausserordentliche Härte einer starken Verkieselung, so dass entgegen OBERHOLZERS Deutung das Gestein als *Valanginienkalk* zu betrachten ist. Die rostige Punktierung ist der oberflächlich starken Verwitterung zuzuschreiben, während tiefergelegene Partien normalen, grauen Bruch aufweisen. Wie bereits beschrieben (S. 73), findet sich am Grat des Hochwaldes darüber ein Paket mit wenig unterem Dogger und Trias; ein Vergleich mit der Bruchegg-Schuppe liegt nahe, so dass der Valanginienkalk der darunterliegenden Forrenstock-Serie zufallen würde (evtl. liegt neben Valanginienkalk auch noch etwas Hauterivien vor, obwohl die grossen Silex gegen untern Kieselkalk sprechen).

An der Oberkante des Stotzigen folgt unter 1040–1020 m, gegen N, plötzlich Troskalk, welcher an den bereits besprochenen Komplex des Löcherwaldes anschliesst. In den gleichen Zusammenhang zu stellen ist wohl auch ein kleiner Aufschluss mit Malmbreccie und Quintnerkalk, welcher am südlichen Bord der Sackbergstrasse beim Austritt auf die Ebene von Hinter Sackberg auftaucht (bei Pkt. 1053).

Abgesehen von diesen Ausnahmen sind die Gesteine stets bunt gemischt, wenn auch eine Anordnung in Schwärmen immer wieder beobachtet werden kann. Auf dem höchsten Teil des Hochwaldes sind z. B. grobe Quarzite (Quartengruppe oder Melsersandstein) in einer über 50 m langen und 20 m breiten Zone angereichert. Stets sind aber fremde Gesteine eingestreut, so dass wir es mit einer *Mischung von Trümmern* zu tun haben. Nach der Häufigkeit gegliedert, finden wir folgende Gesteine: sehr viel Troskalk und Quintnerkalk / häufig Trias (rote, hellgefleckte und grüne Quartenschiefer, Quarzite, sandige Dolomitbreccien mit kalkhaltigem Bindemittel, zerdrückten und normal ausgebildeten Rötidolomit), Schiltschichten, Eisenoolith, Kieselkalke (Valanginien, evtl. auch Hauterivien) / seltener Öhrlikalkfacies, graue Echinodermenbreccie, Zementstein / selten obere Aalénienschiefer und Eisensandstein, rote Echinodermenbreccie (Kälenhöhe), ferner verstreute Blöcke von Kreide (Drusbergschichten mit Exogyren, Gault, Seewerkalk usw.). OBERHOLZER beschrieb 1900 auch Liasquarzite, welche er aber später als Trias erkannte (1933).

An der Sackbergstrasse liegt bei Pkt. 1013 westlich des Hochwaldes eine Kiesgrube, in welcher aus dieser Zone Material entnommen wird. Ähnlich grossen Partien des Hochwaldes sind die Trümmer hauptsächlich aus Quintnerkalk, helleren Varianten ähnlich Troskalk, Malmbreccie und Schiltschichten zusammengesetzt, doch finden sich vereinzelt eingestreut auch hier Stücke von Kreide. Im Gegensatz zu den normalerweise eckigen Trümmern sind die Kreideblöcke gut gerundet bis angerundet, recht selten finden sich auch Kritze. Aus Lagerungsform und allgemeinem Bild wird man auf Bergsturzmaterial oder Moräne schliessen müssen; sofort fällt neben den *gerundeten Komponenten* das *Fehlen jeglicher Verkittung* auf, während doch nach Oberholzer der Bergsturz von Guppen sehr stark verkittet ist. (Guppensturz und «Hochwaldbergsturz» sind von Moräne lokal bedeckt und sollen annähernd gleich alt sein.) Die feinkörnige Füllmasse ist plastisch und stark lehmig, was gegen Bergsturz spricht. Eindeutige Auskünfte gaben Analysen der Kornverteilung, welche ich durch freundliches Entgegenkommen an der Versuchsanstalt für Wasserbau und Erdbau ausführen durfte und wo ich dieses Material mit Bergsturzbreccie aus dem Deyenbergsturz verglich (unteres Löntschtobel, ebenfalls vorwiegend aus Malm zusammengesetzt). Während die nicht plastische, in trockenem Zustande pulvrige Grundmasse des letzteren eine stark konkave Summationskurve mit sehr wenig feinsten Komponenten aufwies (ähnlich Flusskiesen), ergab das plastische, im trokkenen Zustande verkittende Material aus dem Hochwald eine gestreckte Summationskurve vom Typus einer Moräne. Zweifellos handelt es sich also beim Aufschluss an der Sackbergstrasse um *Moräne.*

Das gesamte Areal der bunten Mischung von Gesteinen kann damit als Moräne bezeichnet werden, wie dies Oberholzer seit langem für einen schmalen Streifen zwischen Kälenhöhe und Hinter Sackberg angenommen und belegt hatte. Es ist leicht festzustellen, dass seine Abgrenzung gegen den «Bergsturz» des Hochwaldes unmotiviert ist, denn es besteht kein grundlegender Unterschied in Zusammensetzung und Erscheinungsform zwischen den beiden Gebieten. Ruhig und beinahe horizontal, wenn auch nicht als einzelner Wall durchgehend verfolgbar, ziehen Moränenkämme von W her bis zum Steilbord des Stotzigen, um dort unvermittelt abzuknicken und jäh in die Tiefe zu stechen. In drei steilen Gräten (am besten ausgebildet ist der mittlere, nur schwach der nördlichste) winden sie sich das steile Bord hinunter und verschwinden unter dem Schuttkegel der Kälenruns, so dass der Abfall des Stotzigen älter ist als jener späte Gletschervorstoss aus dem Klöntal.

Es muss auffallen, dass der grösste Teil der Trümmer *aus der Nähe* stammen muss (z. B. sind Troskalk und Trias im Klöntal nirgends anstehend), was auch durch deren eckige Umrisse angedeutet wird, während als echtes erratisches Material nur die oft gerundeten Kreidegesteine betrachtet werden können. Sicher handelt es sich um Moräne, doch der Anteil an typisch erratischem Material ist überraschend klein, während fremde, eckige, bergsturzmaterialähnliche Blöcke weit überwiegen. Da beide Materialien aber gemischt sind, ist z. B. eine Deutung als Moräne über Bergsturz unmöglich, so dass wir hier von einer *Aufarbeitungsmoräne* reden müssen, wobei die aufgelockerten Gesteine des Gebietes von Hinter Sackberg (sei es nun Bergsturz oder etwas anderes) vom Gletscher verschleppt und mit Moräne gemischt wurden. Schon Oberholzer nimmt einen solchen Vorgang für seinen schmalen Moränenstreifen an (1900). Weiteres siehe S. 95.

Interessant und wohl mit den Verhältnissen im Untergrund zusammenhängend ist eine Differenzierung im Gesteinsgehalt der verschiedenen Moränenwälle, indem die tiefsten Stadien den bei der Kiesgrube an der Sackbergstrasse beschriebenen, verarmten Bestand an Gesteinen haben. Viel gleichmässiger ist die Zusammensetzung der älteren, höhergelegenen Wälle, deren Grundmasse in den flachen Wiesenpartien weit stärker lehmig und verwittert erscheint als in den steilen, waldigen Hängen des Stotzigen oder des Hochwalds.

Am Aufstiegspfad entlang der Kälenruns ist nahe des höchsten Punktes ein kleines Areal von *verkitteter Breccie* mit Komponenten ähnlich jenen der Moräne festzustellen (Quintnerkalk, Troskalk, Trias, Dogger ...). Nahe nördlich der Kälenruns liegen tiefer unten noch zwei weitere Vorkommen von verkitteter Breccie: Oberholzer (1900) erwähnt ein derartiges, ähnlich dem vorher beschriebenen, zudem findet sich ein in eckige Splitter zerlegtes und verkittetes Vorkommen von Valanginienkalk. Vermutlich besteht ein Zusammenhang zwischen der Lage in der tiefen, schattigen, bis spät ins Frühjahr von Lawinenschnee überdeckten Kälenruns vor der Vorderglärnisch-N-Wand und der Verkittung (Ausspülung der feinsten Komponenten in der Moräne, vermehrte Einwirkung von Schmelzwasser usw.). Nach allen bisherigen Beobachtungen sind diese Vorkommen von verkitteter «Breccie» nur lokal.

5. «Hochwaldsturz» im Löntschtobel und auf dem Grundkopf

Kurz sei hier noch auf weitere Vorkommen von OBERHOLZERS Bergsturz aus dem Glärnischgebiet eingegangen, während die isolierten Hügel im Linthtal zurzeit von Herrn N. ZWEIFEL untersucht werden und deshalb hier nicht behandelt werden.

Jenseits der Schlucht der Löntsch, unter der Terrasse von Bärschirüti nördlich Vorder Sackberg, fällt von der Strasse Netstal-Klöntal aus eine deutlich geschichtete, sehr stark zerrüttete Partie auf, deren gute Verkittung zur Bildung grotesker Türme und Torbogen Anlass gab. Besonders fest zementiert ist der zuunterst liegende, zersplitterte Quintnerkalk, während der mächtige, darüberliegende Zementstein eher weichere Formen bildet. Gut erkennbar ist die Einlagerung eines hellen Kalkbandes zwischen den dunkeln, schiefrigen Massen, welches Öhrlikalk-Facies hat und dem Gassenkalk entspricht. Über den Schiefermassen lagern sich Trümmer des sichern Deyensturzes mit Unterkreide, Gault und Seewerkalk. Oberhalb der Terrasse von Bärschirüti bildet der gleiche Sturz mit stark verkitteten Trümmern die Gehänge. OBERHOLZER (1900) hatte eine Verdoppelung der Schichten innerhalb des Zementsteins angenommen, mir scheint im Gegensatz dazu aber eine normale, wenn auch sehr stark gestörte Serie vom obersten Quintnerkalk bis weit in den Zementstein hinein vorzuliegen, wobei die Facies auf die *Axen-Decke* weist. (Troskalk nur angedeutet, mächtige Ausbildung des unteren Zementsteins, relativ wenig Gassenkalk.) Eine Verbindung dieser Serie mit dem Malm des Grundkopfs im NE oder mit jenem des Löcherwaldes ist deshalb von vorneherein ausgeschlossen, so dass die Deutung als Anstehendes ausser Betracht fällt. Malm und Zementstein von Axen-Decken-Facies sind aber im Kern der Deyen-Falte zu erwarten, so dass diese Aufschlüsse mühelos als *Bestandteile des Deyensturzes* verstanden werden können. Heute ist Quintnerkalk im Deyen-Gewölbe allerdings erst westlich des Mättlistockes erhalten geblieben. Die Gesteine am Löntschtobel sind sehr stark zersplittert und führen in den Zwischenräumen reichlich Kalkmehl, wie dies auch anderswo im Deyensturz immer wieder beobachtet werden kann. Ein Vergleich des Löntschbordes mit der Kiesgrube des Berglis oder mit den Aufschlüssen im Sackberg-Hochwald-Gebiet zeigt, wie wenig zerrieben jene Gesteine im Gegensatz dazu sind.

Über der felsigen, nach E abbrechenden Troskalkschwelle des Grundkopfs liegt ein waldiger, mit grossen Blöcken überstreuter Boden von wellig unruhiger Oberfläche, an den sich der steile Wiggishang mit ausgedehnten Schutthalden anschliesst. Nahe der Terrassenkante erkannte OBERHOLZER 1900 auf einer kleinen Wiesenfläche *Moränenmaterial des Klöntalgletschers* mit Vertretern aller Schichtglieder von Malm bis Eocän, ebenso lassen sich derartige Bildungen entlang der schuttbedeckten S-Kante feststellen. Nach Durchquerung dieser Moräne treffen wir im Aufstieg von Auli zum Grund (gegen die Auernalp) neben vielem Malm vorerst auch Schiltschichten, rostfleckige Dogger-Echinodermenbreccien und Quartenschiefer. Wie beschrieben, sind in der Nähe der Druckleitung des Löntschwerkes all diese Gesteine anstehend zu finden (S. 12). Unter wenig Schutt müssen auch hier im «Grund» Quartenschiefer anstehend sein. Grössere Schuttmächtigkeiten scheinen dagegen im hangwärts anschliessenden, oft wallförmig angeordneten Gelände vorzuliegen, wo Gesteine gefunden werden, welche der Mürtschen-Scholle oder Schilt-Scholle entsprechen (Echinodermenbreccie des Doggers, Schiltschichten, unterer Quintnerkalk, helle, dolomitische Kalke und wenig Malmbreccie). Hangwärts überdeckt ein sicher jüngerer Schuttkegel dieses Gebiet mit höchst sonderbarer Morphologie – einer Morphologie, welche OBERHOLZER zur Annahme geführt hatte, es liege hier ein Relikt eines grösseren Bergsturzes vor. Er hatte damals auf den Hochwaldbergsturz geschlossen; diese Möglichkeit fällt aus, doch könnten die vertretenen Gesteine entweder aus der nahen Wand und deren heute unter einer jungen Schutthalde begrabenem Sockel stammen oder aber von der E-Seite des Linthtales.

Die angenähert parallel dem Hang verlaufenden, unscharf ausgebildeten Wälle könnten aber auch einem oder mehreren kleinen Stürzen aus dem benachbarten Hang entsprechen, welche in einer kälteren Periode auf eine geneigte Schneehalde stiessen und auf ihr z. T. weit vorfuhren. Die Morphologie widerspricht dagegen der Annahme eines mächtigen Sturzes aus dieser Richtung. Eine grosse Mächtigkeit der Schuttbildung ist nicht anzunehmen, da im N wie auch unmittelbar unter der Terrassenkante anstehendes Gestein zu beobachten ist.

6. Deutungsmöglichkeiten dieses Gebietes

Abgesehen vom Deyensturz und den Schuttbildungen im Löntschtobel und auf dem Grundkopf gliedert sich das besprochene Gebiet in zwei Hauptteile, wobei der obere talwärts mit dem querliegenden Bord des Stotzigen unvermittelt abbricht. Sehr oft sind in wechselnder Mächtigkeit Spuren des Churer Stadiums des Klön- und Linthgletschers festzustellen (siehe S. 128), welche aber unter dem Deyensturz und jungen Schuttbildungen untertauchen. Diese Moränen enthalten neben erratischem Material von oft guter Rundung im Gebiet von Hinter Sackberg–Hochwald grosse Mengen von eckigem Gestein, das nur aus der offenbar aufgelockerten Unterlage aufgearbeitet sein kann. Abgesehen von Komponenten der obersten Partien (Trias und Erratika aus der Moräne) kann das Material einzig aus der Mürtschen-Scholle bzw. Forrenstock-Serie bezogen werden. Wie bereits besprochen, ist deshalb schon aus topographischen Gründen eine Ableitung als Bergsturz aus dem Glärnischgebiet oder dem Wiggishang unhaltbar. Wo das «Sturz»-Material näher zu untersuchen war, war es wohl zerrüttet, trotzdem aber stratigraphisch angeordnet und aufrecht gelagert.

Als einziger Herkunftsort für einen *wirklichen Bergsturz* des geforderten Ausmasses käme das Gebiet Fähristock–Frohnalpstock jenseits der Linth in Frage, von wo eine westliche Fortsetzung des Mürtschenstockes abgestürzt sein müsste. Dies würde mit dem von G. Freuler (1925) postulierten Sturz aus dieser Gegend mit Breccienrelikten am W-Hang des Frohnalpstockes sehr gut übereinstimmen. Trotzdem möchte ich eine andere Lösung aus folgenden Gründen vorziehen:

a) Die streichende Fortsetzung der Synklinale des Mürtschenstockes verläuft für den Zementstein etwas nördlich des Fähristockes, so dass auch bei Annahme von Horizontalverschiebungen durch den Murgseebruch um mehrere 100 m der Zementstein wie auch die untere Kreide der Mürtschenstocksynklinale weit nördlich vom Schilt zu liegen kommen. In dieser Lage könnte die Topographie wohl einen Sturz an den Wiggishang geleitet haben, keineswegs aber halb rückwärts ins Klöntal hinein und bis an den Fuss des Gleiters. Die Orientierung der Wiggiswand spricht auch gegen eine sekundäre Umleitung des Sturzes weit ins Klöntal hinein.

b) Breccien werden aus dem westlichen Hang des Frohnalpstockes von Obloch bis Ruhstell auf Höhen von ca. 700 m bis 1140 m beschrieben und von G. Freuler (1925) als Bergsturzbreccie gedeutet. Sie wurden bis in die höchsten Lagen von der mächtigen Moräne des *Talgletschers* weitgehend überkleistert. Der Sturz müsste deshalb mindestens vor dem Bühlstadium, vielleicht sogar vor der Würmeiszeit stattgefunden haben.

Die auffällig gut geschichtete, etwas verkittete «Bergsturz»-Breccie aus Malm (im Einschnitt des Alpbaches findet sich auch wenig Trias) liegt auf einem schmalen Streifen wirrer Zerrüttung über der vollkommen glatten Grenzfläche zu den kompakten Schichten der Elggis-Scholle. Anlässlich einer Exkursion mit Prof. R. Trümpy bewogen uns diese Tatsachen, eher der Auffassung von J. Oberholzer (1933, auch Tagebücher 51/31, 53/68, 56/20 und 56/23) zuzustimmen, welcher hierin keinen Bergsturz, sondern eine «Dislokationsbreccie» an der Basis der Mürtschen-Decke sah (verursacht durch eine späte Bewegung, siehe S. 110).

Im Schiltgebiet lässt sich über den Moränen keine Bergsturzbreccie finden, welche den Rahmen eines lokal begrenzten Sturzes überschreiten würde.

c) Die Morphologie des «Ablagerungsgebietes» mit Kulmination im Hochwald unter der Vorderglärnisch-N-Wand liesse sich höchstens dadurch erklären, dass der Sturz auf Toteis niedergegangen wäre, dessen Rand den Abbruch des Stotzigen bedingt hätte. Im Talgrund wären Schutthügel von der Art des Bergli nach Abschmelzen des Eises liegengeblieben, hat doch das Gebiet des Berglis gezeigt, dass dort nur eine schwache Erosion stattfand. Eine solche Theorie würde uns also zwingen, ein frühes Abschmelzen des Talgletschers bei Glarus anzunehmen, dem eine Vereisung gefolgt wäre, welche die Breccien im Gebiet der Ennetberge bis auf mindestens 1140 m überdeckt hätte. Das Bord des Stotzigen hätte diesen Vorstoss überstehen müssen, was mich unwahrscheinlich dünkt.

d) Ist auch aus vielen grossen Bergstürzen bekannt, dass zusammenhängende Felspartien hie und da erhalten bleiben, so wirkt es dennoch höchst erstaunlich, dass die am Wiggisfuss aufgeprallten Massen als grössere, geschlossene, normalliegende Verbände bis unter den Vorderglärnisch gelangt sein sollen. Mecha-

nisch unwahrscheinlich ist es auch, dass die Trias und der Dogger als ursprünglich tiefste Glieder bis in die höchsten und stirnwärtigsten Schuttmassen bei Hinter Sackberg gelangt sein sollen. Auch sind die Schuttmassen auffällig wenig zerstört und enthalten sehr wenig Gesteinspulver. Die Armut an Gesteinsmehl, welche den «Hochwaldbergsturz» gegenüber dem Deyensturz auszeichnet, könnte allerdings auch auf dessen höheres Alter und entsprechende Auswaschung zurückzuführen sein. Immerhin ist an den ebenfalls alten Stürzen des Stöcklis und von Guppen (S. 122) sowohl ein beträchtlicher Anteil an Gesteinsmehl wie auch starke Verkittung festzustellen.

Aus all diesen Gründen erscheint uns die Deutung des Hochwaldgebietes als Bergsturz aus den Nachbargebieten als unwahrscheinlich, so dass eine andere Lösung gesucht werden muss, welche dieses Areal der *Lage nach als anstehend oder schwach versackt, dem Zustand entsprechend aber als Trümmermaterial* deutet. – Eine solche Erscheinung wurde aber bereits als «Dislokationsbreccie» vom Gebiet des Frohnalpstock-W-Hanges erwähnt, wo die Grenze zwischen zerstörtem und unzerstörtem Fels einer Überschiebungsfläche folgte; im Hochwald dagegen wäre sie durch das steilstehende Bruchsystem der Glärnisch-N-Wand markiert. Die Breccienmassen sind in grosse Schollen gegliedert, deren Grenzen in diesem Falle grösstenteils tektonisch bedingt wären, vielleicht aber z.T. auch auf Sackungserscheinungen zurückzuführen wären (Valanginienkalk der Kälen?). Die Lückenhaftigkeit der Aufschlüsse verunmöglicht eine Entscheidung, doch ist aus den Klüftungen und Verschleppungen in der Vorderglärnisch-N-Wand ohne Zweifel eine Bewegung mit starker Senkungskomponente im N-Flügel anzunehmen.

Wie bereits erwähnt, erweckt das Gebiet vom Bergli bis Unter Sackberg den Eindruck einer Sackung mit grossen, gegeneinander verstellten Schollen, deren Gesteine der Mürtschen-Scholle bzw. der Forrenstock-Serie entstammen und Schichtglieder bis in den Gassenkalk oder evtl. Öhrlikalk hinauf enthalten. Auffälligerweise sind dies die gleichen Gesteine, welche im Löcherwald nördlich des Hochwaldes und im Bord des Stotzigen auftreten, so dass der dortige Steilhang als Abrissfläche der vermutlich versackten Komplexe verstanden werden könnte, welche heute zwischen Unter Sackberg und Bergli liegen. Die tiefsten Gesteinsverbände dieser Sackung aus dem Winkel zwischen Nordwand und Stotzigen wären im Abrissgebiet unter Schutt begraben, während die höheren noch aufgeschlossen sind. Talwärts der Heimat der vermuteten Sackung lag die tief eingefressene Wüestruns (westlich Stöckli), welche wenig nördlich der letzten Aufschlüsse die plastischen Horizonte der Forrenstock-Rauhwacke und der darunterliegenden Globigerinenschiefer erreichen musste, da sie im Alpeli auf ca. 900 m bereits die Schiltschichten durchschneidet, worauf ihr Lauf unter dem Sturz des Stöcklis begraben wird. Der auffällig geradlinige Verlauf der Stotzigen könnte vielleicht damit zusammenhängen, dass das Bord der Richtung einer Hauptzerstörungszone im «Anstehenden» des Löcherwaldes angenähert parallel läuft. So liesse sich denn eine Sackung mechanisch wohl vorstellen, doch fehlen leider bisher neue Aufnahmen in den übrigen «Bergsturz»-Hügeln von Glarus, welche wohl noch, so gut wie jene von Bergli–Unter Sack, zu manchem Kopfzerbrechen Anlass geben werden. Eine offene Frage ist zudem, welche der Hügel um Glarus einer gemeinsamen Ursache zuzuschreiben sind.

Neben der mir am plausibelsten scheinenden Deutung der Hügelreihe Bergli–Unter Sack als Sackung aus dem Gebiet des Stotzigen könnte dieses Gebiet auch als anstehende «Dislokationsbreccie» gedeutet werden, was allerdings einen gewaltigen Einbruch mit wirrer Schollentektonik im Kessel von Glarus erforderlich machen würde. Nach R. Staubs Auffassung (1954) wäre dies nicht absolut unmöglich, es müssten aber Beweise dafür gefunden werden.

Endlich ist beizufügen, dass auch bei der Annahme eines Sturzes vom Fähristockgebiet die Hügelreihe Sack–Bergli als Sackung zu verstehen wäre, allerdings auf Toteis (siehe S. 93).

Das Bord des Stotzigen ist im Südteil von Moränen des kurzfristigen Gletschervorstosses von Netstal bedeckt, welcher sich morphologisch nur schwach auswirkte und z.B. auch die Schotterterrassen von Schwanden nur wenig umzumodellieren vermochte (vgl. S. 124). Die mächtigen Eismassen früherer Stadien hätten dagegen vermutlich sowohl die Kante des Stotzigen wie auch die tieferen Hügel ausgewischt. Somit wird für die vorgeschlagene Sackung jenes Alter wahrscheinlich, welches Oberholzer (1900, 1933) für seinen Hochwald- und Guppensturz annahm und welches auch für den grossen Sturz von Flims von R. Staub (1939) bestimmt wurde.

Es mag nicht erstaunen, dass der Gletscher die Hochfläche ähnlich einem Bergsturz formte, handelt es sich bei dieser Breccie technisch doch um ein sehr ähnliches Material, das der Erosion ein ideales Feld bot.

Kommen wir nochmals auf die eigenartige *Zusammensetzung des aufgearbeiteten Materials der Klöntal-Moränen* von Hinter Sackberg zurück und deuten das Hochwaldgebiet als «Dislokationsbreccie»: statt der zu erwartenden Fülle von Gesteinen aller Art finden wir eine grosse Anreicherung von solchen, welche der Grenzzone von Axen-Decke und Forrenstock-Serie entstammen könnten, falls der Dogger der Axen-Decke in jenem Querschnitt gegen N schnell bis nahe unter den Eisenoolith abgeschert würde. Auf diese Weise entstände die Schichtreihe Valanginienkalk (oberste Forrenstock-Serie) / Bruchegg-Schuppe, vorwiegend mit Trias / wenig graue Echinodermenbreccie / Eisenoolith / Schiltschichten / Quintnerkalk. Das Hauptgewicht bei der Auslese durch den Gletscher fiel auf die schmächtigen Partien von Bruchegg-Schuppe, Eisenoolith und unteren Schiltkalk, während auch die Schichten im Hangenden und Liegenden gut vertreten sind (vgl. S. 127). Die Zusammensetzung der Moräne könnte also aus dem Untergrund erklärt werden, sofern wir eine flache, gegen den Klöntalersee allmählich absinkende Erosionsfläche annehmen, welche später durch den Deyensturz und junge Schuttkegel grösstenteils wieder verdeckt wurde. Die tektonische Entwicklung am Glärnisch widerspricht nirgends diesen Annahmen: der Dogger stirnt in seinen tieferen Anteilen im Gebiet des Gleiters; die Abscherungsflächen der Mürtschen-Scholle liegen in der Vorderglärnisch-N-Wand sehr hoch im Öhrlikalk; das geforderte topographische Niveau der Grenze Axen-Decke–Forrenstock-Serie stimmt mit der allgemeinen Situation in der Glärnisch-N-Wand überein.

Auf diese Weise ist erklärlich, dass die schmächtigen Pakete von Eisenoolith, unterem Schiltkalk und Trias der Bruchegg-Schuppe so unverhältnismässig reich vertreten sind, doch mag man sich wundern, dass die Trias viel zu gut erhalten sei, um einer eingeklemmten Schuppe zu entsprechen. Die tektonisch labile Trias kann aber sehr viel Überraschungen aufsparen und plötzlich etwas grössere Mächtigkeit und damit auch bessere Erhaltung annehmen. Zudem ist z. B. im Hochwald festzustellen, dass der Rötidolomit z. T. stark beansprucht ist und auch mit Quartenschiefern verknetet sein kann.

Es ist auch an eine Lösung im Sinne von Streiff-Becker (1953) zu denken, welcher die Trias von der anderen Talseite der Linth bezog, doch wäre hierfür notwendig, dass zu Ende der Bühlzeit der Linthgletscher den Hochwald und sogar Hinter Sackberg noch erreicht hätte, während der Klöngletscher bereits zurückgewichen war, was nicht wahrscheinlich ist. Da der Linthgletscher die Trümmer hätte aktiv zum Hochwald bringen müssen, fällt Toteis für die Deutung aus.

Es leuchtet sofort ein, dass die Deutung des Hochwaldgebietes als tektonische Zerstörungszone den abrupten, geradlinigen Absturz der N-Wand und das auffällig breite, tiefe Klöntal erklären könnte.

Interessant ist die frühe Deutung durch Baltzer (1873), welcher den Sackberg als «nach der Gletscherzeit in loco über einem soliden Kern von Hochgebirgskalk» entstandene Breccie auffasste, daneben aber auch die Möglichkeit erwähnte, dass einzelne Teile als Moränen des Glärnischgletschers betrachtet werden könnten.

Auf tektonische Zertrümmerungszonen wird auf S. 110 zusammenfassend eingegangen werden.

c) Junge Brüche im Vorderglärnischgebiet

Neben den bereits besprochenen Störungen der Glärnisch-N-Wand und vom Vorderglärnischsockel (siehe dort) finden sich zahlreiche Störungen, welche ebenfalls weder durch spezifische Deckentektonik noch mit älteren Brüchen erklärt werden können.

Forrenstock- und Dohlen-Serie: In den mächtigen Malmwänden des NE-Pfeilers des Vorderglärnisch sind von der Allmeindstrasse ob Glarus oder auch vom Dörfchen Schwändi her steile, nach NE fallende Bruchflächen festzustellen, welche z. T. zur Bildung tiefer Erosionsrinnen Anlass gaben. Intensive Verschieferung bei glatter Bruchfläche und oft minimer Versetzung kennzeichnen dieses System, das aber die spiegelglatte Überschiebungsfläche zur Axen-Decke nirgends durchschneidet.

Zugleich klingen auf der Höhe der obern Deckengrenze auch die sichtbaren Verstellungen durch Brüche vollständig aus, während entsprechend einer geologischen Konstruktion im tieferen, lückenhaft aufgeschlossenen Verband von Trias und Schiltschichten beträchtliche Versetzungen auftreten sollen. Gut aufgeschlossen sind dagegen Versetzungen an der Hochwand westlich des Stöcklis. Noch auffälliger ist die Tatsache, dass die Faltenwürfe der Bruchegg und des Forrenstocks mit

150 und 50 m Absenkung des NW-Schenkels (S. 64) keinerlei Fortsetzung in den tieferen Schichten finden. Der untere Quintnerkalk und die Schiltschichten fallen auffällig ruhig nach NW und legen sich einzig im schattigen Kessel des Alpeli westlich des Stöcklis in eine kleine, S-förmige Falte. Bei diesen tieferen Aufschlüssen befinden wir uns aber in Kulissen, welche von der Hauptmasse des Vorderglärnischs mit seinen zwei Falten durch mehrere SSE-NNW-laufende Störungen getrennt sind; die Ursache des Fehlens der zwei Falten in den tieferen Schichten kann in der Vorschiebung des E-Flügels der Brüche nach N oder aber in Differentialbewegungen innerhalb des Quintnerkalks gesucht werden (vgl. Profile). Falls die Ergebnisse unserer Konstruktionen bindend sind – was allerdings der Ungunst der Verhältnisse wegen unsicher ist –, scheinen analoge Schichtstellung und Mächtigkeit in östlicheren Kulissen erst weiter nördlich erreicht zu werden als im Hauptklotz des Vorderglärnischs. Dies würde bedeuten, dass bedeutende Horizontalverschiebungen den Schichtverband nach der Faltung ergriffen hätten.

Aus der Tatsache, dass die Brüche die glatte Überschiebungsfläche nicht stören, muss gefolgert werden, dass nach oder höchstens während der Bruchbewegung die Überschiebungsfläche zur Axen-Decke aktiv war. Ähnliche Überlegungen haben wir auch bei der Behandlung der Stöckli-Serie gemacht (S. 61) und geschlossen, dass eine *letzte, späte Bewegung der Schubflächen* gegen die Forrenstock-Serie stattgefunden habe.

Das SSE–NNW-laufende Bruchsystem des Vorderglärnisch ist beinahe ausschliesslich auf die östlichsten Hänge beschränkt und schwenkt allgemein gegen N etwas westwärts ab. Auch die steilen, glatten Störungszonen ohne sichtbare Versetzung im mittleren Teil der Kälenruns sowie vereinzelte Klüfte im Verlaufe der Vorderglärnisch-N-Wand sind in diesen Zusammenhang zu stellen. Die Abdrehung sei durch folgende Daten demonstriert: Kälenruns N 135° E; westlich Stöckli N 145° E; Forrenstock, Hetschiruns N 155° E.

Eine analoge Abdrehung ist auch im gleichgerichteten Bruchsystem der **Axen-Decke** feststellbar, welches im Kessel östlich des Vorderglärnisch-Gipfels flachliegende Striemung aufweist. In SSE–NNW-Richtung findet es sich mit bedeutenden Versetzungen im Gebiet unter den Felstürmen im Grat der Schwestern. In den Felsplatten beidseitig des zerklüfteten Grates des Chuchispitz ob Baumgarten sind einzelne Bruchflächen bereits in NS-Richtung abgeschwenkt. Sie erscheinen über der ungestörten basalen Überschiebungsfläche der Axen-Decke vorerst im obern Teil des Aalénien mit steilem W-Fallen, stellen sich im Eisensandstein und der Echinodermenbreccie allmählich steil, überkippen höher oben und erreichen im NE-Grat des Vorderglärnischs den Quintnerkalk mit 50–65° Fallen nach E. Allerdings reagieren die einzelnen Störungsflächen oft träger, und das beschriebene Überkippen wird erst für die Gesamtstörung typisch. Meist ist im tiefsten Abschnitt der E-Flügel beträchtlich gehoben (bis 40 m), doch hebt sich die Differenz durch das steilere W-Fallen gegen das Linthtal allmählich auf und wird z. T. gegen oben sogar überkompensiert (z. B. unmittelbar unter der Schwester). Auf Seite 77 wurde ein Zusammenhang dieses Bruchsystems mit der Aufrichtung der Schichten in der östlichsten Axen-Decke vermutet und dabei von einer relativ jungen Störung gesprochen. Diese Annahme wie auch der Vergleich mit den gleichlaufenden Brüchen in der Forrenstock-Serie scheint im Widerspruch mit der Tatsache zu stehen, dass sie eindeutig auf die einzelnen Decken beschränkt sind, dass die Überschiebungsflächen später also noch einmal gespielt haben müssen. Ein Vergleich mit den Erscheinungsformen und der Zerstörungskraft etwa des Vorderglärnischbruches zeigt eindeutig, dass die hier besprochenen Brüche weit jünger sind und unter ganz anderen Bedingungen entstanden (vgl. S. 109).

Die späte Bewegung der Schubflächen am Vorderglärnisch gab unter anderem auch Anlass zur Bildung eines höchst sonderbaren Quellhorizontes: von der Guppenruns bis Baumgarten entquillt das Wasser in beträchtlichen Mengen (Wasserfassung von Mitlödi!) knapp über der Überschiebungsfläche der Axen-Decke, welche zugleich die oberen Aalénienschiefer im Hangenden von den mächtigen Kalkmassen des Malms im Liegenden trennt (siehe Fig. 8). Dieses scheinbar widersinnige Verhalten erklärt sich dadurch, dass entlang jungen Klüften die tonigen Gesteine der Axen-Decke durchlässig wurden, dass aber die Bewegung der Schubfläche diese nahe der Überschiebung schloss, das Wasser damit an die Oberfläche zwang und zugleich den Kalk isolierte.

Nur wenig bedeutend sind am Vorderglärnisch steile, nach SE fallende, SW–NE-streichende Brüche älterer Anlage, welche nirgends weit zu verfolgen sind. Bemerkenswert sind drei steile Brüche auf der westlichen Flanke der von Schutt erfüllten, abschüssigen Gareruns südlich der tiefsten Einsattelung zwischen Vorderglärnisch und Hochtorgrat: steigt man vom Pfad Schwändi–Vorderglärnischfurggel bis zur Grenze Quintnerkalk-Zementstein der Axen-Decke hinauf, so wird man für diese Grenze sowohl in der Hansliruns im N wie in der Gareruns im SW eine Absenkung unseres Standortes gegenüber der Umgebung feststellen. Dies bewog Oberholzer nach vielem Zögern zu einer Abtrennung als *Sackungsmasse*, obwohl der Gesteins-

verband hier kaum gestört ist und typische Sackungsformen erst tiefer unten, in den Sienen, auftreten. Beidseits der Gareruns liegt das Mergelband des Quintnerkalkes auf gleicher Höhe, so dass die Niveaudifferenz im Zementstein unverständlich wirkt, bis man westlich der Runse unter einer Bank von Quintnerkalk plötzlich wieder Zementstein entdeckt, welcher in der Höhe jenem der Gegenseite entspricht. Am nördlichsten der drei erwähnten Brüche stösst unvermittelt flachgelagerter Zementstein (im N) mit steiler Grenzfläche gegen Quintnerkalk. Alle drei Störungen sind oben scharf und glatt abgeschnitten worden. Diese flache, jüngere «Überschiebung» ist die Fortsetzung einer Scherfläche in der obersten Guppenruns, welche ihrerseits mit der Aufrichtung der südöstlichen Axen-Decke im Zusammenhang steht (siehe S. 76). Die Absenkung der «Chilchli» entlang der Hansliruns ist einer Abzweigung des Vorderglärnischbruchs zuzuschreiben. Ein steiles Kluftsystem ohne sichtbare Versetzungen folgt auch der Gareruns.

Im Vorderglärnischgebiet sind fast alle älteren Störungen durch junge Bewegungen neu belebt worden (vgl. S. 112).

d) Junge Brüche in der SE-Flanke des Glärnisch

Störungen im Zusammenhang mit der Glärnisch-Basis, der Aufrichtungszone der Axen-Decke, der Tektonik des Lias und der Guppensynklinale wurden bereits besprochen. Daneben findet sich eine gewaltige Fülle grösster und kleinster weiterer Störungen, welche unbekümmert um die übrigen Zusammenhänge das Gebiet durchqueren.

A. *NS-Richtung* ist in steilstehenden Klüften im Gebiet des Guppenfirns und des Schwandergrates (im NW des Nidfurner Turmes) mehrfach zu beobachten, wobei die flach nordwärts einfallende Striemung auffällt, ohne dass Versetzungen zu erfassen wären.

Viel auffälliger ist eine *SSW–NNE-laufende Bruchschar* bei den Chilchli im W von Dohlenberg und unter dem Ijenstogg (südlich Leuggelstock), wie sie in Figur 1 sichtbar ist. Beim Anblick der steilen, tief eingekerbten Trennflächen und der unzugänglichen, brüchigen Türme und Säulen wird man vorerst an Sackung oder Talklüftung denken; sofern eine Versetzung überhaupt feststellbar ist, ist an den steil westwärtsfallenden bis senkrechten Störungsflächen aber eine Hebung des talwärtigen Flügels zu sehen, so dass echte tektonische Störungen vorliegen. Während der Grossteil der Brüche auf einem waldigen Terrässchen (Chilchliboden) der Beobachtung entschwindet, ist bei den westlichsten Brüchen auf jener Höhe ein Überkippen zu steilem E-Fallen zu sehen, so dass einige Flächen ohne sichtbare Versetzung in weitem Schwunge von Dohlen bis hinauf unter den Ijenstogg und Leuggelstock verfolgbar sind (guter Beobachtungspunkt Häuser des Gelbberges bei Leuggelen). Ein ganz ähnliches Verhalten trafen wir vor kurzem in der E-Flanke des Vorderglärnisch, hier aber werden statt der Axen-Decke die Dohlen-Serie und die unteren Lias-Schuppen im gleichen Schwunge durchschnitten, ohne dass die Überschiebungsfläche Dohlen-Serie–Lias aktiv wäre. Besonderes Interesse erwecken die beschriebenen Störungen dadurch, dass sie ungefähr parallel dem Linthtal streichen.

B. Angenähert senkrecht dazu, d.h. W–E, verlaufen die steilen Klüfte, Brüche und Flexuren des Luchsinger Tobels, welche wir bereits im Gebiet der Schwefelquelle mit deutlichen Versetzungen kennengelernt haben (S. 61). Bachaufwärts von diesem Punkt ist der Verlauf des Tobels mit der Störungszone identisch, bis diese nahe dem obern Ende der Schlucht jäh in die steile S-Flanke hinaufsteigt und unter einer Moränenkappe untertaucht. Parallele Störungen finden sich als Klüfte auch weiter im N in weit grösserer Intensität, vermutlich aber auch nahe südlich des Tobels unter dem Schuttstreifen Adlenbach–Herberig. Wie schon R. Trümpy 1949 bemerkte, ist der Normalschenkel der Oberblegi-Falte quer über die breite Moränenmulde ob Bösbächi-Unterstafel wohl gegen SW eindeutig in die glatt abgeschnittene, steile Bunigelwand fortzusetzen. Diese Wand liegt aber viel tiefer unten, als dies – auch bei Berücksichtigung des beträchtlichen Axialgefälles – erwartet würde. (R. Trümpy nimmt ca. 200 m Senkung an.) Bei der unberechenbaren und sprunghaften Tektonik der frontalen Lias-Schuppen der Axen-Decke sind allerdings Überraschungen möglich, denn die Bunigelwand liegt rückwärtiger als die entsprechenden Aufschlüsse im N des Bösbächitales. Trotzdem ist aber eine recht beträchtliche Störung anzunehmen, welche sich schon im geradlinigen WNW–ESE-Verlauf der Bunigelwand und paralleler Störungen in der nahen Herberigwand

ausdrückt. Die Fortsetzung dieser scharfen Brüche und Klüfte wäre unter dem Schutt des langgezogenen Bösbächitales zu vermuten, doch sie scheint nach W auszuklingen und kann im Talzirkus unter dem Bösen Faulen nicht mehr gefunden werden. Eine Ablenkung etwa in das SE–NW-laufende Bruchsystem ist unwahrscheinlich. Es lässt sich somit von *W nach E eine zunehmende Intensität der Störung* sowie eine fächerartige Ausbreitung gegen das Linthtal zu feststellen.

C. Weit verbreitet und oft sehr auffällig ziehen sich steile, glatte Kluftflächen über das ganze Untersuchungsgebiet dahin, wobei nur recht selten ein einzelner Bruch besonders hervortritt und weit verfolgbar ist. Diese ungefähr *SE–NW-streichenden Klüfte, Brüche und Zerstörungszonen* durchqueren unbehindert alle tektonischen Grenzen, neigen sich bald nach SW, bald nach NE, gabeln sich zu einer Unzahl von Klüften oder fassen eine Kluftschar zu einer schmalen Zerstörungszone zusammen. In den trotzigen Liaswänden unter Guppen Oberstafel ermöglicht ihre Zerstörungskraft der Erosion, tiefe Gräben aufzureissen (Rüedisloch, Kamine am Holztritt-Weg ...). Jenseits des Alpbodens von Guppen Oberstafel durchschneiden sie in steilen, oft wasserführenden Kerben vorerst den Dogger, folgen dann den Rinnen der «Spissen» und steigen bis auf die höchsten Gräte des Glärnischgebietes hinauf. – Mächtige Wände folgen mit senkrechten oder überhängenden Flächen diesen Störungen (Vrenelisgärtli-NE-Wand, Leuggelstock-NE-Wand, Wände beidseits der Rinne zwischen Spitzisteiturm und Nidfurnerturm). Trotzdem wird man meist vergebens nach eigentlichen Versetzungen an diesen Brüchen suchen. Zahlreich sind Rutschharnische, deren Flächen oft *Striemung mit flachem NW-Fallen* zeigen, so dass die Horizontalkomponente – wenigstens in der letzten Bewegung – überwog, wodurch die wenigen jetzt sichtbaren Verstellungen an solchen Brüchen sehr komplex wurden. Auch da kann gesagt werden, dass die Verschiebungen nur geringfügig waren, wobei deren Bewegungssinn nach Einzelbeobachtungen im kleinen auf beide Seiten gehen konnte, bei den wenigen bedeutenden Versetzungen aber ganz allgemein ein Vorschub des SW-Flügels nach N erfolgte (z.B. Bruch der Ijenruns; eine umgekehrte Bewegung eines Bruches aber 150 m südlich der Ijenruns im Dogger, wobei eine Falte geschleppt wurde).

Als einziger wirklich bedeutender Bruch dieses Systems kann jene Störung angesprochen werden, welche den Lauf des Leuggelbaches leitet, unter starken Versetzungen über dessen Quellaustritte in die Trockenrinne der Ijenruns weiter aufsteigt und bei Rietboden die Oberblegialp erreicht. Bereits bei der Besprechung der Lias-Tektonik wurden die Verschiebungen besprochen, welche eindeutig den S-Flügel flach nach NW bewegt haben. – Bemerkenswert ist, dass hier (wie auch in vielen ähnlichen, unbedeutenderen Fällen) die tiefsten Schichtstösse, d.h. die Nidfurner Serie, von der Zerbrechung nur schwach oder überhaupt nicht erfasst wurden, so dass eine Ableitung dieser SE–NW-laufenden Störungen aus dem Untergrund unmöglich wird. – Im Rietboden stösst am Bruch unvermittelt eine kleine Wand von Sexmor-Serie gegen S an untere Aalénienschiefer, deren Absenkung auch durch Schleppungserscheinungen deutlich gemacht wird. Suchen wir von hier aus die Fortsetzung der Störung im NW, so stossen wir jenseits der schutterfüllten Mulde der Oberblegialp auf Störungen bei Pkt. 1576. Die steil aufgerichteten Schichten von Echinodermenbreccie bis zum Mergelband (Axen-Decke) werden dort zerschnitten und im gleichen Sinne wie in der Ijenruns verschoben, wobei die steilgestellten Partien sehr stark versetzt werden (100 m und mehr), die flachgelagerten hangaufwärts jedoch nur wenig. Dies ist ein weiterer, deutlicher Hinweis auf Horizontalschub. – Interessant zu beobachten ist die lokale Ablenkung dieser grösseren Störung durch die plastischen Schiltschichten, während parallele, unbedeutende Klüfte in mergeligen Partien meist vollkommen aussetzen (z.B. im Zementstein). – Unser Bruch steigt nun steil in den Graben zwischen Spitzisteiturm und Nidfurnerturm auf. Jenseits des oberen Firnbandes erreicht der Bruch mit Pkt. 2755 den Grat zum Glärnischfirn, wobei auch hier durch Verschiebung eines kleinen Gewölbes der Vormarsch der SW-Flanke illustriert wird.

Eine Aufzählung und Beschreibung der vielen weiteren unbedeutenden Brüche dieses Systems wäre zu zeitraubend, so dass ich hierfür auf die Karte verweise. (Tafel I.)

Wo der Alpweg nahe Oberblegi Oberstafel in den Fels eingehauen ist, treten zwei nach SE auseinanderweichende Brüche keilförmig zusammen (wenig nördlich des Weges), wobei der Keil um wenige Meter vorgeschoben wurde und dabei schöne, flache Striemung entstand. – Die Klüftungen im Malm und Dogger südlich und westlich des Firsts erscheinen stark in NS-Richtung abgedreht. – Nur unbedeutend ist der

landschaftlich auffällige Bruch des Mittagslochs (NE-Wand des Leuggelstockes), welchem R. TRÜMPY 1949 grössere Verschiebungen zugeschrieben hatte.

e) Junge Brüche im übrigen Glärnischgebiet

Wenn wir von den bereits erwähnten Störungen parallel der N-Wand absehen, ist nur wenig Neues hinzuzufügen. Neben einigen Ablegern von NS-Klüftung (z.B. Chalttäli) und WE-Klüftung (z.B. Fryfad wenig westlich der vorderen Dunkellauiruns) tritt zur Hauptsache das im vorherigen Kapitel beschriebene *NW–SE-System* mit genau gleichen Merkmalen auf; auch hier werden keine Verschiebungen grossen Ausmasses erreicht. Geringfügige Verschiebungen von wenigen Metern ergeben auf der Karte bei hierfür günstigem Gelände scheinbar grosse Versetzungen (Feuerberge, Grat von der Glärnischfurggel nach E zum Ruchen usw.; diese Störungen wurden bereits grösstenteils von BALTZER 1873 und ROTHPLETZ 1897 bemerkt). Verfolgt man sie aber in die N-Wand, so wird der Verschiebungsbetrag meist sehr schnell reduziert oder gar überkompensiert. So kann z.B. östlich des kleinen Feuerberges bereits in den Drusbergschichten eine Hebung des E-Flügels beobachtet werden, während auf dem Grat noch eine Absenkung zu sehen war. Auch in HELBLINGS Aufriss der Glärnisch-N-Wand (1938) kann erkannt werden, wie unbedeutend diese Störungen sind. Einzelne Klüfte können sehr stark abflachen (60° und flacher) und überkreuzen andere, steil aufgerichtete von gleichem Streichen – Dinge, welche erst im steilen Absturz einer Wand deutlich werden. Einige der Störungen sammeln sich zu Bündeln, denen steile Schluchten bis zum Klöntalersee folgen (vordere und hintere Dunkellauiruns, Schlattalpelibach), andere klingen aus, hie und da entstehen auch neue Klüfte. Es ist bereits beschrieben worden, dass dieses System an der Mündung der vorderen Dunkellauiruns von W–E-laufenden Brüchen des Klöntals versetzt wird.

Bedeutende Störungen mit grossen Versetzungen (allgemein Hebung des W-Flügels) treten erst westlich von meiner Terraingrenze auf, streichen aber ungefähr in *N–S-Richtung* (vgl. Glarner Karte 1942, HELBLING 1938 u.a.). OBERHOLZER (1933, S. 107–108) bemerkt bei der Besprechung dieser Zone, dass die Komponente in *Horizontalrichtung* bei der Bruchbewegung beträchtliche Ausmasse erreichen müsse, wobei stets der östliche Flügel vorfuhr, soweit die Beispiele von ihm untersucht wurden.

Bemerkenswert ist eine Schar südfallender Brüche, welche vom südlichen Bächifirn über den Grat zwischen Radstock und Bächistock ins Radtal hinüberstreicht, dort vorerst längere Felsrippen herausmeisselt und dann in den Abbruch der mächtigen Wand südlich des Bächihangeten (im NE von Bächi) zielt. Versetzungen treten besonders auffällig auf 2500–2600 m südwestlich des Bächistock–Radstock-Grates auf. Eine scharf geknickte Synklinale wird im S-Flügel der südlichsten Störung eindeutig flach gegen NW vorgestossen. Noch auffälliger ist aber die Querfalte nördlich des Radstockes unter Pkt. 2650, wo zwischen Brüchen ein mächtiges Paket von oberem Öhrlikalk und Valanginienmergel eine «Antiklinale» mit senkrechtem bis überkipptem N-Schenkel bildet, was auf eine Stauchung von S her hindeutet (Zusammenhang mit der letzten Bewegung des Bösfaulen-Gewölbes?). Die Querfalte kann schon vom Radstein im mittleren Radtal aus erblickt werden. Das stark abweichende, gegen die EW-Richtung abgebogene Streichen der beschriebenen Bruchflächen macht die Verkopplung mit dem allgemein verbreiteten SE–NW-System unsicher.

Versuch einer tektonischen Synthese

I. Parallelisation der Decken

Solche Versuche zu einer Überschau liegen bereits mehrere vor: in erster Linie von Oberholzer, von Helbling und von R. Staub.

Die Oberholzersche Gliederung kann als bekannt vorausgesetzt werden, sie besteht im wesentlichen für das Glärnischgebiet aus drei grossen, bis weit gegen S zu verfolgenden Decken über dem basalen Flysch:

Glarner-Decke (Stöckli-Serie + Nidfurner Serie + Schilt-Scholle + Gufelstock-Scholle ...),

Mürtschen-Decke (Forrenstock-Serie + Dohlen-Serie + Mürtschen-Elemente am Wiggisfuss und Mürtschenstock ...),

Axen-Decke (Axen-Decke samt Lias mit Ausnahme der «Braunwaldner Zwischendecken»). Die Bächistock-Decke wird als Zweigdecke der Axen-Decke bezeichnet und von abgescherter Kreide in deren Rücken abgeleitet.

Grosse Schwierigkeiten bereitete die Verfolgung der Decken gegen S, besonders die Auftrennung der Verrucano-Massen, ferner auch die Parallelisation der Gebiete im E und W der Linth.

Zu wesentlich anderen und mechanisch irgendwie einfacheren Vorstellungen als Oberholzer und seine Vorgänger kam 1938 Helbling:

Statt drei scharf zu trennenden Decken wurde eine einzige, frontal allerdings deutlich aufsplitternde *Verrucano-Stammdecke* angenommen, deren mesozoische Sedimenthaut in Form von Decken und Schollen grösstenteils abgeschert worden war. Der alte Zusammenhang blieb lediglich in den ursprünglich frontalsten Gebieten erhalten, während sich in den abgescherten rückwärtigeren Gebieten (Axen-Decke, höhere Kreide-Decken, «Säntis-Decke» im Osten usw.) die mesozoischen Schichten durch Gleitbrett-Tektonik in verschiedene, mehr oder weniger unabhängige Stockwerke aufspalteten.

Die *Axen-Decke* des Glärnisch wurde mit den frontalsten Elementen des selbständigen Malm-Dogger-Stockwerkes gleichgesetzt, im Unterschied zum Querschnitt des Walensee-Seeztales blieb aber im Stirngebiet hier die Kreide noch unabgeschert. Der Lias wurde dagegen als selbständige *Lias-Decke* abgetrennt.

Die *Mürtschen-Decke* blieb für unser Gebiet unverändert und wurde als nördlichster Teil der eigentlichen Verrucano-Stammdecke aufgefasst, welche ihre Stirnelemente überfahren hatte. Als solche wurden die grössten Teile der alten Glarner Decke aufgefasst, welche folgendermassen aufgespalten wurde:

Gufelstock-Scholle als südlichstes Element, das um geringe Beträge die eigentliche, alte Stirn der ganzen Schubmasse überfährt, die *Schilt-Scholle*. Diese wird gegenüber der alten Glarner Decke noch weiter beschnitten, indem deren Fortsetzung am Glärnischfuss (Nidfurner Serie, Stöckli-Serie) sowie mesozoische Pakete am Saasberg und westlich Linthtal als *Saasberg-Schuppen* abgetrennt werden. Helbling lässt die Frage offen, ob es sich hierbei um eine Fortsetzung der Schilt-Scholle handelt oder um faciell nördlichere, parautochthone Elemente.

R. Staub fasste in seinem jüngsten Glarner Buch (1954) das bereits Bekannte weiter zusammen und gab mit seinen in vielem von den älteren Synthesen abweichenden Ideen der Erforschung der Glarner Berge abermals neue Impulse.

Er kam dabei in bezug auf den Bau des Glärnisch und seine Verbindungen mit den Nachbargebieten zu folgenden Auffassungen:

1. das Basiselement des Glärnisch-Baues, von ihm aufgeteilt in *Stöckli-* und *Nidfurn-Serie*, wird als ein mögliches Basalelement der *Schilt-Scholle* betrachtet oder wenigstens mit der Stöckli-Serie, einem Rückenelement der *Griesstock-Decke*, gleichgestellt, während die Nidfurn-Serie (S. 54, 56) in jedem Falle

zur Schilt-Scholle geschlagen wird. In Tabelle Griesstock-Zugehörigkeit, in Karte fragliche Griesstock-Zugehörigkeit der Stöckli-Serie.

2. Das bisher als Teil der Mürtschen-Decke betrachtete nächsthöhere Element des Vorderglärnisch wird als eigenes tektonisches Stockwerk ausgeschieden und als «*Forrenstock-Serie*» samt Grundkopf und Elggis-Scholle aus dem Zwischengebiet zwischen Schilt-Scholle und Mürtschen-Decke, d.h. aus den Gufelstock-Elementen der östlichen Glarner Alpen, hergeleitet. Zu diesem Element schlägt STAUB als südlichen Abschnitt auch noch die Verrucano-Serie südlich der Guppenruns und die sie überlagernden Sedimente (Dohlen-Serie). Auf der Karte ist allerdings eine Verbindung des Doggers der Dohlen-Serie mit STAUBS Mürtschen-Quinten-Scholle angegeben.

3. Die Axen-Decke des Glärnisch erscheint STAUB seit 1933 als südlicher Abschnitt der Mürtschen-Decke des Wiggis, die Deyenstockstirn als rein sekundäre Rückenkomplikation der im obigen Sinne zusammengefassten Mürtschen/Axen-Decke, die er als sogenannte *Klöntaler-Decke* der Mürtschen- und der Axen-Decke überordnen will.

4. In bezug auf die Verbindungen der Glärnisch-Elemente mit jenen der Wiggis- und der Schilt-Gruppe macht STAUB trotzdem noch deutliche Reserven, indem ihm eben verschiedene zusätzliche Lösungen immer noch möglich erscheinen (S. 181, 77, 78).

Auf Grund unserer seither durchgeführten eigenen Aufnahmen im Glärnischgebiet seien nunmehr die möglichen Zusammenhänge erneut besprochen und versucht, auf der Basis dieser neuen Beobachtungen das geheimnisvolle Dunkel der unter den schuttbedeckten Tälern von Klön, Löntsch und Linth tief verborgenen Zusammenhänge mit den benachbarten Gebirgsgruppen abermals etwas weiter aufzuhellen, als dies bisher möglich war. Um die Diskussion klar zu gestalten, war es leider in dieser Arbeit notwendig, für umstrittene Gebiete Lokalnamen zu gebrauchen. – Nebenbei sei bemerkt, dass sich für die Behandlung solcher Detailfragen oft der Mangel an allgemeingültigen, scharfen tektonischen Definitionen bemerkbar macht, der, vereint mit der grossen Menge historischer Namen, zu manchem Missverständnis Anlass gab.

a) Basiselemente

Im E der Linth senkt sich im Glarner Grosstal und im Sernftal die altbekannte Hauptüberschiebungsfläche an der Basis des Verrucano langsam bis zum nördlichsten, seit langem weltberühmt gewordenen Aufschluss der Lochseite bei Schwanden, um dort gegen N unterzutauchen. Gegen S ist sie dagegen bis in die Clariden-Gruppe aufgeschlossen.

Die Verhältnisse in der Kärpf-Gruppe sind keineswegs einfach und erst lückenhaft aufgeklärt, so dass verschiedene Deutungen existieren. Im folgenden werden wir uns auf die HELBLINGsche und STAUBsche Aufgliederung der alten Glarner Decke stützen und somit Gufelstock-Scholle, Schilt-Scholle und frontale Schuppen unterscheiden (Nidfurner Serie, Stöckli-Serie am Glärnisch), wobei aber eine nahe Verwandtschaft dieser Teile keineswegs abgestritten sei.

In der Schilt-Scholle liegt das ursprüngliche Stirngebiet der grossen Glarner Schubmasse vor, welches in Form einer axial beidseits des Schilts auskeilenden Schuppe abgetrennt und überfahren wurde (R. STAUB 1924, 1954; HELBLING 1938). Sichtbar ist dieses Auskeilen aber nur gegen S hin. Nur im Schiltgebiet lässt sich die nächst südlichere, mit ihr noch eng verbundene Einheit aus Verrucano, Trias und wenig höherem Mesozoikum sauber abtrennen, welche Gufelstock-Scholle benannt wurde. Eine Überschiebung von gegen 10 km trennt dagegen die nun südöstlich anschliessende Scholle des Mürtschen.

Aus faciellen wie auch tektonischen Gründen (siehe S. 104) glaube ich diese Mürtschen-Scholle mit der Forrenstock-Serie und Dohlen-Serie am Glärnisch verbinden zu müssen (im Sinne von OBERHOLZERS Mürtschen-Decke), so dass an der Glärnisch-Basis nur noch Scherben der Gufelstock-Scholle und der Schilt-Scholle sowie Schürflinge noch nördlicherer Herkunft vorkommen können. Stöckli-Serie und Nidfurner Serie sind unter der Bergsturznische von Guppen miteinander verbunden (S. 59), stehen in gleicher tektonischer Stellung und sind faciell sehr ähnlich, so dass sie der gleichen Einheit angehören müssen. Die Linien gleicher Facies sind ungefähr parallel dem hintern Linthtal ausgerichtet (SSW–NNE), was mit der

Schilt-Scholle übereinstimmt, mit deren westlichsten Teilen bei Ennetbühls die Schichtreihe der Nidfurner Serie eng zu verbinden ist. Wir können deshalb nicht fehlgehen, wenn wir diese Serien in nahen Zusammenhang mit der Schilt-Scholle bringen, ohne allerdings vorerst diese direkt zusammenzuschliessen.

Der sogenannte «*obere*» *Lochseitenkalk* an der Basis der Dohlen–Forrenstock-Serie (Mürtschen-Decke von Oberholzer) gerät in die tektonische Lage der Gufelstock-Scholle, während der «*untere*» *Lochseitenkalk* unter der Nidfurner Serie mit subhelvetischen Elementen zu vergleichen ist. Vermutlich ist er als rückwärtige Scherbenreihe im Zusammenhang mit der bis an den Alpenrand vorgeschleppten Wageten zu betrachten, welche von den neueren Autoren stets dem Faciesraum der Griesstock-Decke zugestellt wird.

Was ist nun aber die genaue tektonische Stellung der *Nidfurner und Stöckli-Serie* am Glärnischfuss? Faciell ist die Verknüpfung mit der Schilt-Scholle wie auch mit einem ähnlichen Span am Nussbühl ob Linthal sehr eng, so dass jegliche tiefgreifende Abtrennung von der Schilt-Scholle abzulehnen ist. Zudem könnte die vertretene Schichtreihe von Trias bis Globigerinenschiefer nur mit vielen Hypothesen aus einem andern Ort als von der Schilt-Scholle bezogen werden. Die Facies unserer Serie weist eindeutig auf eine Stellung südlich der kretazisch wirksamen nordhelvetischen Schwelle, welche zwischen Schilt-Scholle und Vorab-Decke anzunehmen ist (vgl. S. 37 und Tafel 8). Eine Bezeichnung des Stöcklis als verschlepptes Griesstock-Element möchte ich aus folgenden Gründen ablehnen:

1. Wie bereits gesagt, sind Nidfurner Serie und Stöckli-Serie unter dem Guppensturz hindurch zu verbinden, zeigen ähnliche Facies, analoge tektonische Stellung und die gleiche Verschuppung.

2. Sogar bei reinem Schub aus SSE ohne zusätzliche Komponente aus E wäre die Stöckli-Serie samt Schilt mit Gebieten *östlich* der Panixer Furche zu vergleichen, wo der Faciesraum der Griesstock-Decke weitgehend durch Wageten und Vorab-Decke eingenommen wird; abgesehen von einem schmalen, westlichsten Abschnitt in der Vorab-Decke enthalten beide Elemente auch Kreide, so dass – entsprechend der Facies der Schichtreihe der Stöckli-Serie – nur eine Herkunft aus dem südlichsten Vorabraum in Frage käme. Dies entspricht aber zugleich der Nachbarschaft mit der Schilt-Scholle (siehe Tafel 8), so dass die Stöckli-Serie aus der Grenzzone Schilt-Scholle–Vorab-Deckenraum stammt. Unter diesen Umständen möchte ich die Zusammengehörigkeit mit der Nidfurner Serie betonen, welche eindeutig mit der Facies der nördlichsten Schilt-Scholle übereinstimmt und *südlich* der kretazisch wirksamen, nordhelvetischen Schwelle zu beheimaten ist.

Anderseits entspricht die flachgelagerte, vom Vorstoss der höheren Decken durch Verscherung auf Bruchteile der ursprünglichen Mächtigkeit reduzierte Stöckli- und Nidfurner Serie keineswegs dem üblichen Bilde einer Stirnzone. Auch die Facieszonen stimmen mit der Schilt-Scholle *nicht* überein, wenn man das Linthtal in Streichrichtung überquert: Ennetbühls am W-Fuss des Schilt mag faciell etwa der Nidfurner Serie entsprechen, keineswegs aber der Stöckli-Serie, wie dies eigentlich zu erwarten wäre. Deshalb ist entweder eine um mehr als 2 km unter die Schilt-Scholle zurückgreifende Verschuppung anzunehmen oder aber ein mehr oder weniger direkter Zusammenhang mit jener Einheit, wobei aber das Linthtal eine Störung verbergen müsste, an welcher der E-Flügel nach N vorgeschoben worden wäre. Versucht man, Querprofile über das Tal zu zeichnen, so treten grosse Schwierigkeiten auf: die bei Ennetbühls unter den Talboden tauchenden jüngsten Schichten der Schilt-Scholle entsprechen weder im Baustil (steil westwärts niedertauchende Stirnzone) noch in der Facies und im topographischen Niveau dem weit höherliegenden Felssims am Vorderglärnisch mit seinen flachliegenden Schuppen. Diese Unstimmigkeiten können auch durch die Annahme einer frontalen Verschuppung oder Verscherung der Schilt-Scholle nicht restlos behoben werden, so dass *eine Störung im Linthtal wahrscheinlich wird*, wie dies schon von Rothpletz und R. Staub (1954) angenommen worden war.

Schon bei Sool soll der Verrucano der Schilt-Scholle gegen S auskeilen, so dass nach R. Staub (1934) und Helbling (1938) im Kärpfmassiv der Verrucano unter der Mürtschen-Decke ausschliesslich der Gufelstock-Scholle zuzustellen ist, welche ihrerseits – ähnlich der Schilt-Scholle – ungefähr parallel dem hinteren Linthtal streicht.

Versuchen wir nun einen Vergleich der Nidfurner Serie mit dem gegenüberliegenden Hang des Linthtales:

Statt der relativ mächtigen, bis auf 1000 m Meereshöhe hinaufgreifenden Nidfurner Serie kann in den Hängen südöstlich Schwanden und Haslen nur ein schmales Band von Lochseitenkalk nahe dem Talboden

gefunden werden, das irgendwie verglichen werden könnte. Ist also dort ein rasches rückwärtiges Auskeilen der Nidfurner Serie anzunehmen, so wurde anderseits im Glärnischgebiet nachgewiesen, dass die Schichten dieses Komplexes auch stirnwärts zunehmend zerquetscht werden (S. 59). Erst südöstlich Luchsingen weichen der Flysch der Unterlage und der Verrucano der Gufelstock-Scholle in der Bodenruns wieder auseinander und lassen eine Serie von Trias bis Quintnerkalk erscheinen. Diese liegt jedoch verkehrt und enthält reichlich Quartenschiefer, welche bei Nidfurn fehlen. Es ist deshalb sehr unwahrscheinlich, dass hier ein Verkehrtschenkel mit frontalerer Lage als die Nidfurner Serie vorliegt, sondern es ist mit R. Staub (1954) eine Parallelisation mit der Mulde von Bränd-Äugsten am Schilt anzunehmen.

Statt einer weit verfolgbaren Decke bleiben somit südlich und westlich von Schwanden nur noch kleine, von den höheren Decken flachgewalzte und verscherte Schuppen, welche in nahen Zusammenhang mit der Schilt-Scholle gebracht werden können. Diese wirft sich einzig im Schiltgebiet zu einer grösseren Mächtigkeit und damit zur Tektonik einer «Deckenstirn» auf, wird aber im SW wie auch in ihren frontalen Teilen (Stöckli-Serie) nur von Schuppen und Scherben vertreten, den «*Saasberg-Schuppen*» von Helbling. Allerdings ist gerade die Stellung des Saasberges noch nicht abgeklärt, so dass dieser zusammenfassende Name vorerst nur provisorisch ist. Zugleich geht von N nach S hin die der Schilt-Scholle eigene Stellung als Element der helvetischen Hauptstirn allmählich verloren und weicht einer «parautochthonen» Lage, wobei zudem als tektonisch entscheidender Sonderzug der Verrucano vollkommen verschwindet; ohne diesen ist aber die zugehörige mesozoische Schichtreihe nur ein dünnes Paket.

Wir kommen also zum Bild einer sehr nahen faciellen Zusammengehörigkeit zwischen «Saasberg-Schuppen» und Schilt-Scholle, wobei die Stöckli-Serie frontal vor die letztere zu beheimaten wäre. Der tektonische Stil ist aber ganz verschieden. Nach der Besprechung von Einordnung und Zusammenhängen bleibt eine Nomenklaturfrage zu lösen, bei der es weitgehend nur um einen Wortstreit geht: die alte Glarner Decke Oberholzers kann in drei eng miteinander verbundene Teile gespalten werden, welche tektonisch zu differenzieren sind: die rückwärtig gelegene Gufelstock-Scholle, die eigentliche Schilt-Scholle mit Deckenstirnstrukturen und die verscherten «Saasberg-Schuppen» mit verschiedenen Unterabteilungen (der frontal vor der Schilt-Scholle liegenden Stöckli-Serie; der Nidfurner Serie, der Nussbühl-Serie, evtl. auch der Saasberg-Serie[n] usw., welche den faciellen Raum der Schilt-Scholle vertreten, wo diese gegen SSW den Verrucano verloren hat). Je nach Autor werden verschiedene Teile zusammengefasst.

Bemerkenswert ist der Umstand, dass in der Stöckli-Serie, d. h. gerade vor der mächtigsten Ausbildung der Schilt-Scholle, besonders bei Annahme eines späteren, separaten Vorstosses der östlichen Talseite um 1–2 km (siehe S. 104), die schwellennächsten (frontalsten) Schichten erhalten blieben, während bei Luchsingen bereits weit rückwärtigere zerdrückt wurden. Unbekannt ist, ob derartige Scherben beim Vormarsch der höheren Decken auch noch weiter gegen den Alpenrand verschleppt wurden.

b) Dohlen-Serie und Forrenstock-Serie

Es ist auf S. 66 eingehend begründet worden, wieso die Forrenstock- und Dohlen-Serie des Glärnischgebietes nicht radikal in zwei Einheiten aufgetrennt werden können, sondern im Gegenteil direkt aneinander anschliessen. Trotzdem die Facies eindeutig für eine Parallelisation dieser Serien mit der Mürtschen-Scholle am Wiggisfuss und Mürtschenstock spricht, stösst die genaue tektonische Verbindung mit der Nachbarschaft doch auch auf beträchtliche Schwierigkeiten.

Die weithin sichtbare Synklinale des Mürtschenstockes selbst könnte in der Guppen-Synklinale ein etwas unvollständigeres Äquivalent finden, so dass, im Gegensatz zu früheren Annahmen, auch im tektonischen Stil eine recht weitgehende Ähnlichkeit beider Talseiten bestände (vgl. Tafel 2). Auch die basale Abscherung des Schichtstosses verläuft in beiden Gebieten ähnlich. Wenn östlich der Linth dagegen unter der oberen Deckengrenze in analoger tektonischer Lage höhere Horizonte als im W vertreten sind (z. B. Valanginienkalk am Faulen Mürtschen, dagegen unterster Öhrlikalk am Vorderglärnisch), so entspricht dies nur den Erwartungen, weil ein langsames axiales Absinken der hangenden Scherfläche gegen SW hin auch am Glärnisch beobachtet werden kann (siehe S. 62).

Ein wirklich ernsthafter Grund gegen die Oberholzersche Parallelisation findet sich erst in der Tatsache, dass die streichende Verlängerung der Mürtschenstock-Synklinale keineswegs auf die Synklinale von Guppen trifft, sondern weit nördlicher verläuft (je nach Annahme des mittleren Achsenstreichens 1–2½ km), denn die streichende Fortsetzung der Zementsteinschichten der Mulde des Faulen Mürtschen ist in der Gegend des Fähristockes zu erwarten, d.h. weit nördlicher. Wenn wir also den Zusammenhang Forrenstock-Serie–Mürtschen-Scholle als faciell erwiesen betrachten, so wäre zugleich auch die bereits von Rothpletz und Staub vermutete Talstörung mit einem *flachen Vorschub des Ostflügels* eindeutig belegt, d.h. eine beträchtliche Querverschiebung.

Versuchen wir nun vorerst, die weniger weit gespannte Brücke vom Glärnisch gegen N, d.h. über das Klöntal, zu schlagen, wobei wir uns auch auf einige neuerkannte Grundlagen stützen können:

1. Zwischen der Facies der Forrenstock-Serie am Vorderglärnisch und jener der sicheren Mürtschen-Scholle am Wiggis besteht ein gleitender Übergang und weitgehende Übereinstimmung, wobei der Wiggisfuss nördlich anschliesst, wie das ja zu erwarten war (Tafeln V und VI). Einen gleitenden Übergang nimmt auch R. Staub im Text an, was für seine Parallelisation allerdings Schwierigkeiten ergibt.

2. Eine Verbindung der Mürtschen-Scholle des Wiggis mit den tieferen Anteilen der Axen-Decke des Glärnischs scheint mir bei der stark verschiedenen Facies unwahrscheinlich (vgl. Tafeln IV, V, VI), dies auch deshalb, weil der Dogger in der Glärnisch-N-Wand bereits auszukeilen beginnt, während am SE-Fuss des Wiggis plötzlich wieder ein schmächtiger, aber vollständiger Dogger ganz anderer Facies und reichlich Trias zu finden sind (vgl. S. 12). Es konnte auch gezeigt werden, dass der Axen-Dogger der N-Wand direkt südlich an jenen der Dohlen-Serie angeschlossen haben muss (S. 74).

3. Nicht zu bestreiten und immer wieder festzustellen ist das Absinken aller tektonischen Einheiten entlang der ganzen, steil aufragenden Mauer der Glärnisch-N-Wand gegen N (R. Staub 1933 und 1954, C. Schindler 1953. Vgl. auch S. 86 und Tafel II). Durch den eindeutigen Zusammenhang mit einer gewaltigen jüngeren Störungszone, durch abgeknickten Verlauf in der Gegend der vorderen Dunkellauiruns und anormales Streichen bleibt aber die Ausdeutung dieser Abbiegung als blosser N-Schenkel einer Forrenstock-Antiklinale unwahrscheinlich. Statt eines klaren, einfachen Abtauchens beherrscht eine wirre Störungszone das Klöntal (siehe S. 110), welche sowieso die alten Zusammenhänge beider Talseiten zerstört, so dass es auch unwichtig wird, ob vorher bereits eine schwache Verbiegung zu finden war. Auch fehlt meiner Meinung nach eine Verbiegung ähnlichen Maßstabs gegen E, wo am Schilt weder die Bruchzone des Klöntals noch Faltenstrukturen dieser Richtung zu sehen sind. Auf die Deutung des Verhaltens der Bruchzone wird noch eingegangen. Für die Falte wäre eine Abknickung oder ein Aussetzen im Zusammenhang mit den Störungen des Linthtales denkbar.

4. Ist in den Querprofilen über das Klöntal bei Rhodannenberg die Mürtschen-Scholle am Wiggishang entgegen dem zu erwartenden Verhalten ebenso hoch oder sogar noch etwas höher gelegen als in der Forrenstock-Serie (vgl. R. Staub 1954), so liegt ebenso eindeutig zwischen dem Forrenstock und der Büttenenwand am Wiggisfuss die südliche Talseite weit höher (z.B. Grenze Quintnerkalk-Zementstein um ungefähr 150 m). Dieses widersprüchliche Verhalten kann nicht durch verschiedene Geländeschnitte befriedigend erklärt werden, sondern entspricht einer Differenz im Axialgefälle, welche ihrerseits mit jungen Störungen zusammenhängt (siehe S. 112).

Aus all den vorgebrachten Gründen möchte ich deshalb doch mit Oberholzer und übrigens auch mit Rothpletz (1898) eine direkte tektonische Verbindung zwischen Forrenstock-Serie am Vorderglärnisch und Mürtschen-Scholle am Wiggisfuss und damit auch mit dem Mürtschenstockgebiet annehmen. Dieser Schluss gibt aber seinerseits wertvolle Hinweise auf die junge Bruchtektonik in Klön- und Linthtal, welche die Parallelisation der tektonischen Einheiten überhaupt erst problematisch machte.

Wenden wir uns nun der *Gufelstock-Scholle* zu, welcher R. Staub (1954) die Forrenstock-Serie zuordnet: in ihrem ausgedehnten Areal östlich der Linth führt sie einzig Trias und Verrucano, wenn man vom Jura im frontalsten Teil unter dem Schiltgipfel absieht. Es wäre entsprechend der tektonischen Stellung der Gufelstock-Scholle eine Facies des Mesozoikums zu erwarten, welche zwischen der nördlichsten Mürtschen-Decke und der Schilt-Scholle liegen müsste. Ein räumlich beschränktes Vorkommen dieser Art findet sich bekanntlich am Elggis (siehe S. 60 und Tafel VIII), doch scheinen abgesehen davon

die jurassischen und kretazischen Schichtreihen von Mürtschen-Decke und Schilt-Scholle fast lückenlos aneinander anzuschliessen. Des Rätsels Lösung liegt wohl darin, dass die höheren Sedimente der Gufelstock-Scholle grösstenteils abgeschert wurden und im Verband mit der höheren, ursprünglich rückwärtigeren Mürtschen-Decke vorfuhren. Die Trias diente dabei als Gleithorizont, sei es nun mit Rauhwacke im S oder mit Quartenschiefern im N (HELBLING 1938, Tafel 22; DE SITTER 1939, ferner Fig. 6). In der Tat findet man im Querschnitt von Guppen–Wiggis mindestens 5½ km Mürtschen-Decke, welche *keine* Verrucanounterlage besitzen, davon haben ca. 3½ km Rauhwacke als Basis. Im Verhältnis zur Abwicklungsbreite der Kreide besitzt also die Gufelstock-Serie «zuviel», die Mürtschen-Decke dagegen «zuwenig» Verrucano.

Bei Rhodannenberg findet sich am Ufer des Klöntalersees ein Vorkommen von Eocän und Seewerschichten, welches R. STAUB 1954, im Gegensatz zu OBERHOLZER, als Stirnschuppe der Mürtschen-Decke betrachtete. Damit stimmt auch die Facies überein, welche mit der Elggis-Scholle oder der nördlichsten Mürtschen-Decke verglichen werden kann, keinesfalls aber mit der nördlichsten Schilt-Scholle (Seewerschichten von beträchtlicher Mächtigkeit, z.T. stark schiefrig; Assilinengrünsand von relativ südlicher Facies). So scheinen wir uns denn bei Rhodannenberg in unmittelbarer Nähe der Stirn der Mürtschen-Decke zu befinden, trotzdem die basale Scherfläche hier noch an der Basis des Öhrlikalks verläuft.

Entsprechend der basalen Abscherung der Mürtschen-Decke sind als höchste erhaltene Schichtglieder der Gufelstock-Scholle von SE nach NW vorerst weite Areale mit Verrucano, evtl. auch Melsersandstein als Oberfläche zu erwarten, gefolgt von einem breiten Gürtel mit unterem Dolomit ± Rauhwacke; beim Verschwinden der Rauhwackenfacies müssen auch der obere Dolomit und Quartenschiefer auftauchen, während sich im nördlichsten Gebiet eine Malmplatte einstellt. Dies entspricht aber genau dem, was in Wirklichkeit jenseits der Linth gefunden wird.

Die Forrenstock-Serie wie die nördliche Mürtschen-Decke überhaupt bergen also in ihrem mesozoischen Anteil nordwestlich der Linie Guppen–Ruchengipfel des Mürtschenstocks die abgescherten höheren Sedimente der Gufelstock-Scholle, so dass die Forrenstock-Serie aus diesem Grunde in beschränktem Sinne die Bezeichnung von R. STAUB (1954) verdient. Meiner Meinung nach sind aber Forrenstock- und Dohlen-Serie entsprechend ihrem *tektonischen* Verhalten eindeutig als Teile der Mürtschen-Decke zu betrachten.

Ganz allgemein biegt die Stirne der Mürtschen-Decke wie auch die Mürtschen–Guppen-Synklinale gegen W hin allmählich südwärts zurück und erreicht am Glärnisch eine Orientierung, welche zwischen jener der Schilt-Scholle und jener der Axen-Decke liegt. Was geschieht aber mit ihr unter dem Schutt des Klöntals und unter dem mittleren Teil des Glärnischgebietes? Da wir uns hier am Rand der mächtigen, für das tektonische Verhalten so bedeutsamen Verrucanomassen gegen W befinden, muss in jener Richtung sehr bald der gesamte rückwärtige Anteil der Mürtschen-Decke bis zur Guppen-Synklinale verlorengehen, d.h. die Dohlen-Serie. Zudem reisst schliesslich auch, wohl im Raum über Luchsingen, die Verbindung mit dem «Rückland» ab, so dass bestenfalls von der Mürtschen-Decke eine mesozoische Schuppe übrigbliebe. Wie beschrieben (S. 62) steigt aber zudem die obere Scherfläche der Forrenstock-Serie westwärts immer tiefer, so dass die gesamte Mürtschen-Decke bald auskeilen muss und die westliche Grenze meines Terrains kaum mehr erreicht. Dies hatten schon OBERHOLZER und HELBLING angenommen. Als tektonische Einheit verschwindet hier die OBERHOLZERsche Mürtschen-Decke und verliert ihre Stellung als besondere helvetische Decke, während ihr Faciesraum gegen W hin in zurückgebliebener Stellung unter der helvetischen Hauptüberschiebung zu erwarten ist. P. VON SCHUMACHER (1928) sah dieses Äquivalent in der Kammlistock-Decke. Andere Autoren (OBERHOLZER 1933, R. STAUB 1954) erwogen eine nördlichere Herkunft dieser Decke, ferner wurde sie auch mit der nördlichsten Axen-Decke verglichen (ARBENZ 1934, W. BRÜCKNER 1943, J. CADISCH 1953).

Ein Vergleich auf Grund der Literatur erlaubte uns nur die Feststellung, dass die grössten Faciesähnlichkeiten mit der nördlichsten Axen-Decke oder der südlichsten Mürtschen-Decke bestehen, doch bleibt abzuwarten, ob eine neue, detaillierte Aufnahme der Kammlistock-Decke dies bestätigt.

c) Axen-Decke

Das am Hang des Wiggis angeklebte Gewölbe des Deyenstocks bildet unbestrittenermassen die Stirn der obersten Teile der Axen-Decke, denn am W-Ende des Klöntaler Talbodens kann eine beinahe lückenlose Verbindung der Deyenstock-Serie mit den tieferen Silbern und dem Glärnischmassiv beobachtet werden. Nachdem, meiner Meinung nach, die Einheitlichkeit der Mürtschen-Decke im Sinne von OBERHOLZER erneut wahrscheinlich ist, besteht kein Grund zu einer Aufspaltung der Axen-Decke; doch seien trotzdem die Argumente gegen eine derartige Auftrennung dargelegt:

R. STAUB (1954) fasste den Deyenstock als die rein sekundäre Stirn einer Abscherungsplatte auf, welche im Niveau des Zementsteins der Glärnisch-N-Wand vorgefahren wäre. Die tieferen, nicht abgeschürften Massen sollten dagegen direkt in den Wiggisfuss über dem Grundkopf zielen (d.h. in die Mürtschen-Decke von OBERHOLZER). Die Trennfläche innerhalb dieser einheitlichen, nur wenig gestörten «Klöntaler Decke» STAUBS würde gemäss seiner Kartenskizze ungefähr entlang der Gareruns (Zufluss der Guppenruns) aus dem Zementstein der Glärnisch-N-Wand durch Malm und Dogger gegen SE niedersinken und bei Guppen Mittelstafel die Dohlen-Serie aufnehmen. Im Texte betrachtet aber R. STAUB (1954) im Prinzip die gesamte Axen-Decke des Glärnischs als eine durch die Deyenstirn lokal komplizierte Einheit.

In bezug auf die Axen-Decke des Glärnisch lässt sich folgendes sagen:

1. Es lässt sich keinerlei Hinweis für eine Auftrennung entlang der Gareruns auffinden, da beide Flanken in der Facies von Dogger und Malm wie auch – sofern anstehend – in der Höhe der Schichtgrenzen vollkommen übereinstimmen. Dagegen besteht zum Dogger der Dohlen-Serie ein sehr scharfer Gegensatz, zudem ist dort eine gegen NW auskeilende Beckenrandfacies zu erkennen (vgl. S. 66).

2. Weder der Hochtorbruch noch der Vorderglärnischbruch lassen sich als Schuppentrennungen deuten, da statt einer Hebung des S-Flügels und einer Überschiebung ganz im Gegenteil immer wieder eine scharfe Absenkung dieses Flügels eintritt; lokale Verdopplungen sind allerdings in der westlichen und mittleren Glärnisch-N-Wand zu finden, können dort aber einerseits auf eine Aufspaltung des Vorderglärnischbruchs, andrerseits auf Verschleppung durch die höheren Decken zurückgeführt werden (vgl. S. 82). Solche Verschuppungen erfassen zudem erst die Schichtglieder vom Schrattenkalk an aufwärts, während die tieferen Kreideschichten i.A. steil durchgeschnitten werden. Lokal können aber z.B. die Zementsteinschichten am Vorderglärnisch flacher zerschnitten werden.

3. Der Zementstein der Glärnisch-N-Wand hat konstante Mächtigkeit und ist nur sehr wenig gestört; die Intensität der Störungen im südlichen Glärnischgebiet wie auch in den Drusbergschichten des Chalttälis mit Verschiebungsbeträgen von total einigen hundert Metern ist weit bedeutender.

Es bestätigt sich also die Einheitlichkeit der Axen-Decke des Glärnisch und ihre Abtrennung gegenüber der Mürtschen-Decke durch OBERHOLZER. Aber trotz Aufrechterhaltung dieser «klassischen» Parallelisationen gelange ich irgendwie zu einem ähnlichen Bild wie R. STAUB, indem, wie bereits besprochen (S. 74), ein *direkter Anschluss* des Doggers der nördlichsten Axen-Decke an jenen der südlichsten Dohlen-Serie (d.h. Mürtschen-Decke) nachweisbar ist. Die Überschiebungsbreite würde im Glärnischgebiet demnach nur ca. 6 km betragen.

Gegen diese Annahme scheint vorerst die *Lias-Klippe des Furggenhornes* im SE des Piz da Dartgas zu sprechen, welche nach R. TRÜMPY (1949, S. 31/32) nördliche Liasfacies ähnlich den frontalen Lias-Schollen der Axen-Decke führt. Das Vorkommen ist gänzlich isoliert, aufrecht und merkwürdig eingeklemmt. Es kann wohl auf drei Arten gedeutet werden: 1. Als Rest einer tiefen Mulde zwischen Axen- und Mürtschen-Decke (OBERHOLZER). 2. Als südlicherer Lias, welcher an einer analogen Trogkante entstanden ist. 3. Als wirklich frontaler Lias der Axen-Decke, welcher sich – ähnlich den Schollen am Glärnisch – vom Deckenverband gelöst hätte und zurückgeblieben wäre. Diese dritte, mir am plausibelsten erscheinende Lösung möchte ich durch folgende Überlegungen stützen:

Wie auf S. 107 ausgeführt, kommt der Lias als tiefstes kompetentes Glied der Axen-Decke im Querprofil der Oberblegialp direkt über die helvetische Hauptüberschiebung zu liegen, was ein plötzliches Verschuppen und Zurückweichen gegen W verursacht. Bei der Annahme eines allgemeinen Schubes der Axen-Decke aus SSE wäre das Furggenhorn mit dem Lias des mittleren Bösbächitales zu vergleichen, d. h. westlich des Auskeilens der Mürtschen-Decke als tektonisches Element. Bei dieser Deutung ergibt sich kein Widerspruch zur nahen Verknüpfung Axen-Mürtschen-Raum, im übrigen ist aber beizufügen, dass die Verhältnisse am Furggenhorn und seiner Umgebung noch nicht ganz abgeklärt sind.

Erstmals treffen wir bei der Axen-Decke am Glärnisch im Gegensatz zu tieferen Elementen das normale *WSW–ENE-Streichen*, zudem aber auch eine *von der Verrucano-Unterlage völlig unabhängige Tektonik*. Der mesozoische Schichtstoss hat schon primär südlich des Dohlenbruches sehr stark an Mächtigkeit zugenommen und zudem breite, mergelige Lagen ausgebildet. Er vermochte sich aus diesem Grunde über der plastischen Trias von der Unterlage zu lösen und als mächtige selbständige Platte vorzufahren. Westlich des seitlichen Auskeilens der Mürtschen-Decke, noch innerhalb des Glärnischgebietes, wird dieser Axen-Decken-Schichtstoss zum *tiefsten Element der helvetischen Hauptdecke. Starkes axiales Tauchen gegen W* (nach Oberholzer 1933 13° zwischen Vrenelisgärtli und Werben) lässt die Axen-Decke bereits im hinteren Klöntal unter die höheren Kreide-Decken verschwinden, wobei übrigens nahe dem Rossmattertal im westlichsten Teil des Glärnisch ein Streifen viel stärkeren Axialgefälles zu beobachten ist (vgl. R. Hantke 1949). Östlich des Linthtales erscheinen erst in den Wänden der Churfirsten und des Alvier wieder höhere Elemente. Die Überbrückung dieser breiten Lücke gab Anlass zu manchen Kontroversen, welche hier kurz gestreift werden sollen: Helbling (1938) löste den Lias vom Deckenschema Arn. Heim-Oberholzer und erklärte ihn auf Grund von Disharmonien zum Liegenden und Hangenden zu einem selbständigen Stockwerk. Trotzdem eindeutige Disharmonien anerkannt wurden, führten eingehende Untersuchungen R. Trümpy (1949) zu einem etwas gelockerten Verband mit den Decken zurück: nördlich der Mulde von Gräplang-Hütten in der Nähe von Walenstadt blieb der Lias im Zusammenhang mit der Unterlage, d.h. der eigentlichen Mürtschen-Decke, südlich davon wurde er abgeschert und fuhr im Verband mit dem Malm und Dogger der Axen-Decke vor.

Westlich der Linth wurde der *Lias* von R. Trümpy auf Grund der gleichen Großstrukturen mit der Axen-Decke verknüpft. Die frontalen Elemente allerdings (Bränd-Schuppe, Geisser-Schuppe und Oberblegi-Falte) sind vom Verband der Axen-Decke abgelöst und disharmonisch gelagert (vgl. S. 72 und Tafel II). Diese Erscheinung ist vermutlich damit zu erklären, dass der Lias des Glärnischgebietes wegen des seitlichen Auskeilens der Mürtschen-Decke gegen W hin direkt über die helvetische Hauptüberschiebung zu liegen kommt. In dieser exponierten Lage wurden die frontalen Liaspartien abgeschert und überfahren, während in östlicheren Profilen tiefere tektonische Elemente die Hauptverschiebung erlitten, so dass der Lias wenig gestört wurde und deshalb in frontaleren Lagen erhalten blieb. Im Übergangsgebiet aber blieben die sich gegen W hin zunehmend ablösenden Schuppen gewissermassen hangen, was eine *stark abgedrehte Orientierung* bewirkte (ungefähr parallel dem hinteren Linthtal).

Das Äquivalent der nördlichsten Axen-Decke liegt nach Helbling (1938) und R. Staub (1954) in den frontalsten Schuppen des selbständigen Malm-Dogger-Stockwerkes im Walenseegebiet, d.h. in der Lüsis-Schuppe und rückwärtiger. Dies ist aber recht genau in der Fortsetzung des Streichens des Deyenstockgewölbes und des Glärnischgebietes. Im Gegensatz zur westlichen Axen-Decke fehlt aber am Walensee die Kreide bis auf kleinste Reste im Stirngebiet der Lüsis-Schuppe bei Schwaldis; diese wurde dort abgeschert und als Teil der grossen Kreide-Decken der Ostschweiz weiter nordwärts fast bis an die Molasse verschleppt. Helbling (1938) und R. Staub (1954) führen diese auffällige Differenz im Verhalten der Kreideplatte einerseits auf eine Tendenz zu bathyalerer Facies im Streichen gegen NE hin zurück, andrerseits auf die verstärkte Einwirkung des ostalpinen Deckenschlittens.

d) Bächistock-Decke und Silbern-Decke

Südlich des Bösfaulen-Gewölbes fehlt der Axen-Decke bekanntlich die Kreide mit Ausnahme von tiefsten Relikten vollständig. Am Glärnisch wie auch im Silberngebiet liegen über ihr mehrere schuppenartig übereinandergeschobene, nur aus Kreide aufgebaute Decken, welche schon Arn. Heim und Oberholzer als *obere Zweigdecken der Axen-Decke* betrachteten und sie im Zusammenhang mit der unvollständigen Schichtreihe der rückwärtigen Teile jener Decke deuteten. Unsere Faciesvergleiche beweisen für die Bächistock-Decke einen praktisch *lückenlosen Anschluss an die Kreide der Axen-Decke* südlich des Hochtorbruchs.

Die untere Scherfläche der Bächistock-Decke steigt schon in der N-Wand des Glärnisch bis in den oberen Kieselkalk hinauf, so dass die Stirne dieser Decke über dem Klöntal gelegen haben muss und eine

frontale Verbindung mit den Kreide-Decken im N (z.B. Wiggis-Decke) ausgeschlossen ist. Die Überschiebungsbreite über die Axen-Decke beträgt also nur ungefähr 3 km. OBERHOLZER (1933, S.119) deutet einige Pakete von Kreide und Eocän östlich des Deyenstockes als zerquetschte Stirn der Bächistock-Decke; vielleicht handelt es sich aber nur um verschleppte Schuppen.

Die Frage der Stellung der *Silbern-Decke* im Glärnischgebiet wie überhaupt die Verfolgung der Kreide-Decken gegen W wird zurzeit von Dr. R. HANTKE neu überarbeitet, weshalb hier auf diese Fragen nicht eingegangen wird.

e) Allgemeines

Kurz zusammenfassend kann gesagt werden, dass sich OBERHOLZERS Gliederung des Glärnischgebietes im wesentlichen erneut bestätigt hat, meiner Meinung nach auch die Verbindung zu den Nachbargebieten; genauere Untersuchungen am Wiggis und Schilt wären aber sehr wünschenswert. Anders ist aber die Deutung der genetischen Zusammenhänge zwischen den einzelnen glarnerischen Decken geworden, welche entsprechend HELBLINGS und R. STAUBS Auffassung sehr eng sind, denn es konnten folgende tektonische Elemente nahe miteinander verknüpft werden: Bächistock-Decke / Axen-Decke (S. 53), Axen-Decke / Mürtschen-Decke (S. 74), Mürtschen-Decke / Gufelstock-Scholle (S. 105), und endlich ist der nahe Kontakt zwischen der Gufelstock-Scholle und der Schilt-Scholle am hinteren Rässeggbruch (Schilt-S-Wand) direkt zu sehen. Es ergibt sich also, dass die helvetischen Haupteinheiten derart eng miteinander verbunden sind, dass man mit R. STAUB (1954) sicher von einer grossen, in sich aufgespalteten Einheit reden kann. Diese Einheit wurde von ihm «Glärnisch-Decke» genannt und entspricht der «Glarner Schubmasse» HELBLINGS in den östlichen Glarner Alpen oder der «Wildhorn-Decke» im W.

II. Spezielle Erscheinungen an tektonischen Flächen

Gehen wir vorerst auf einige Beispiele ein:

A. Auf der *nördlichen Seite des Luchsingertobels* findet sich bei den Schwefelquellen (Koordinaten 203.120/720.900) neben einem Stolleneingang ein Aufschluss, welcher schon A. ROTHPLETZ (1898) bekannt war. Von unten nach oben finden sich: 1,5 m Lochseitenkalk, ursprünglich vermutlich Malm / 1,5–2 m schwarze, glatte, kalkfreie Tonschiefer, sehr weich (unteres Aalénien?). Sie sind stark verschert, im obersten Teil aber anscheinend viel härter und massiger, was davon herrührt, dass die verfältelten Schiefer mit viel weissem Kalzit imprägniert sind / kompakte Wand des «Lias», welche in Wirklichkeit sehr heterogen ist: kalzithaltige schwarze Tonschiefer sind mit bräunlichem, kiesligem Kalk innigst verbunden, welcher seinerseits fugenlos an grünen, massigen Verrucano angeschweisst ist (Quarzporphyrgruppe). Der bräunliche, kieslige Kalk ist sehr stark von weissen, unscharf begrenzten Partien von Kalzit durchsetzt und tritt ohne Fuge auch über der Verrucanolinse wieder auf, wo er sehr bald zu normalem, buntem Lias überleitet – es handelt sich also um «lochseitisierten» Lias.

B. Im Gegensatz zu dieser Verschweissung vollkommen heterogener Elemente beobachtet man gegen Bränd unmittelbar südlich des Bruches der Schwefelquellen und auf dem Südufer des Luchsingertobels eine Zone starker Zerrüttung, ohne dass die tektonischen Grenzen in Mitleidenschaft gezogen würden. Die gutgegliederte Serie zerfällt in sich selbst, wobei z. B. der Lochseitenkalk kleine, meist den Kalzitisierungsebenen parallele Plättchen bildet (Photo 10), während der Lias in grobe, unregelmässig begrenzte Blöcke aufspaltet. Nirgends ist aber eine Verheilung der Spaltflächen durch Kalzit oder ein anderes Bindemittel anzutreffen. Als Störung der allgemein flachen Lagerung im gesunden Gestein der Umgebung sind einzig der Bruch der Schwefelquellen mit etwa 20 m Versetzung, in seiner Fortsetzung anschliessend die «Querfalte» auf der südlichen Tobelseite (siehe S. 62) sowie eine verbreitete, feine Verfältelung der einzelnen Schichtpakete festzustellen. Im Grunde genommen sind dies sehr schwache Einflüsse, welche in keinem Verhältnis zur angerichteten Zerstörung zu stehen scheinen.

C. *Breite Zerstörungszonen bei minimen Versetzungen* lassen sich beim steilen, NW-SE-laufenden Bruchsystem (z. B. im Lias unter Guppen) massenhaft feststellen, wobei die tektonischen Breccien meist keinen Kalzit enthalten, sondern ungebunden sind. Gleiches gilt z. B. auch vom Kluft- und Bruchsystem der Glärnisch-N-Wand oder der Vorderglärnisch-Ostflanke.

D. Trotz Versetzungen von mehreren 100 m ist dagegen an den *alten Brüchen*, so z. B. an der östlichen N-Wand (Photo 7 und 8), die Zone mit tektonischen Breccien sehr schmal, zudem sind die zerstörten Gesteine vollständig regeneriert, so dass die *Bruchfläche verheilt* ist und morphologisch wenig in Erscheinung tritt (vgl. S. 78). Bei all diesen Brüchen kann man nicht umhin, eine sehr kräftige Bewegung in einem frühen alpinen Stadium anzunehmen. So ist z. B. für den heutigen Hochtorbruch im Niveau des Schrattenkalks eine Absenkung des S-Flügels um etwa 200 m anzunehmen, während zur Zeit der Tertiärtransgression beide Bruchflügel hier höchstens wenig versetzt waren. Noch eindeutiger ist das Beispiel des frühhelvetisch (siehe S. 116) durch das mittlere und höhere Mesozoikum gebrochenen Vorderglärnischbruchs. Schwache, späthelvetische und nach-

helvetische Bewegungen ergaben hingegen Scherflächen mit kalzitisierten Rutschharnischen, während stärkere Störungen an der SE-Flanke des Vorderglärnisch am Vorderglärnischbruch sogar grobblockige, nur sehr lückenhaft mit Kalzit verheilte tektonische Breccien erzeugten (Hansliruns, «In den Wasen» usw.).

Regenerierte tektonische Breccien fehlen in stark tonigen Gesteinen, treten dagegen an einzelnen Überschiebungsflächen ebenfalls auf (z. B. Grenzfläche Axen-Decke – Radstock-Schuppen südlich des Radstocks).

E. In der Blabruns, einem linksseitigen, steilen Zufluss des Niederenbaches (Koordinaten 725.100/204.200), der bei Niedern Stafel in den Hauptbach einmündet, ist beim nördlichsten Aufschluss des Lias des Salengrates (südlich Schwanden) folgendes Profil aufgeschlossen (vgl. auch R. Trümpy 1949, S. 31):

1. gegen 200 m Verrucano mit einzelnen Linsen von Trias, welche annähernd parallel eingelagert sind. Trotzdem der Einschnitt in den Hang sehr tief ist, ist das gesamte Gestein in kleinere und grössere Trümmer ohne jede Verkittung zerlegt. Im gesamten nordwestlichen Kärpfgebiet tritt kein einziger Verrucano-Aufschluss und nur sehr wenig Lias auf, in welchem grössere Komplexe von kompaktem Fels zu finden wären, was sich auch in der Morphologie und den häufigen Sackungen ausdrückt. 2. Schwarze, glattflächige Schiefer von grosser Mächtigkeit, gestört, nahe der Basis mit Linsen von Sandkalk (Lias?), welche bei kompaktem Verband z. T. lochseitenkalkähnlich wurden und etwas verfältelt sind. Erst später fand eine Zerbrechung mit minimer Versetzung und flachliegenden Rutschstreifen statt. 3. Kompakte, gut geschichtete Wand von Lias mit unbedeutenden jungen Störungen, während in südlicheren Aufschlüssen der Lias ebenfalls in eine Dislokationsbreccie umgewandelt ist (Oberholzer 1933 und Tagebücher, R. Trümpy 1949). Auf Grund dieses Profiles möchte ich darauf schliessen, dass die zerstörende Bewegung eher steil gerichtet war und nicht an die Schubfläche gebunden; denn es wurden einerseits grosse Schichtmächtigkeiten zerstört, anderseits blieb ein Keil von Lias nahe der Schubfläche fast unversehrt.

F. Eine *Dislokationsbreccie* mit Entstehung durch eine späte Bewegung einer Schubfläche wurde bereits vom Schiltgebiet besprochen (S. 93). Bei der Deutung des Hochwald-Löcherwaldgebietes als derartige Breccie muss dagegen – ähnlich Fall B und evtl. auch E – eine Begrenzung zur Glärnisch-N-Wand durch junge Brüche angenommen werden.

Fassen wir diese Beobachtungen zusammen:

Tektonische Flächen können einerseits trotz gewaltigen Verschiebungen vollständig verheilen und eine nur schmale Zerstörungszone schaffen, während anderseits Störungen bei geringer Verschiebung die Struktur breiter Gürtel vollkommen zertrümmern können und die entstandenen Breccien nicht oder nur lückenhaft verheilen. Allgemein ist dieser zweite Typ weit jünger als der erste, was sich immer wieder durch Versetzung und Verbiegung jener Strukturen bestätigt und auch logischerweise anzunehmen ist.

Die Verheilung tektonischer Flächen durch Rekristallisationserscheinungen kann im Grunde genommen bereits als ganz schwache Metamorphose betrachtet werden, was z. B. an den verwischten Grenzen der weissen Kalzitnester im Lochseitenkalk oder aus der Regeneration der Breccien abgelesen werden kann. Natürlich ist beizufügen, dass diese Verheilung stark vom Material abhängig ist: Kalke, Kieselkalke und mergelige Kalke sind sehr regenerationsfähig, während umgekehrt karbonatarme Sedimente auch in alten Strukturen, wie z. B. in der Guppensynklinale, unverheilt, d. h. aufgelöst, bleiben (Verrucano, Melsersandstein...). Sind aber Karbonate in der Nähe, so können auch diese Gesteine neu verschweisst werden. Stark tonige Gesteine bilden naturgemäss keine Breccien, können aber von Kalzit imprägniert werden (S. 108, Beispiel A).

Der Verkittungsgrad der *jungen* Breccien hängt ebenfalls vom Material ab, ebenso aber auch von der Kornverteilung (viel Feinanteil begünstigt sowohl bei Bergsturzmaterial wie bei Dislokationsbreccien die Verkittung, was z. B. am Salengrat, im Deyensturz oder im Guppensturz beobachtet werden kann) und von lokalen Faktoren, wie Wasserhaushalt, Klima und Überdeckungstiefe.

Unter diesen Einschränkungen kann für *Kalke, Kieselkalke und Mergelkalke am Glärnisch* folgende Ausscheidung getroffen werden:

1. Flächen mit *bedeutenden Verschiebungen*, trotzdem aber *ohne* nennenswerte Zerstörung. Sind Breccien vorhanden, so sind sie regeneriert. Dieser Typ ist zur Hauptsache auf *alte* Brüche beschränkt (Beispiel D). (Photos 6, 7, 8, Fig. 9.)

2. Flächen mit grosser, meist *flacher Bewegung* (Deckengrenzen, Schuppengrenzen), welche «Lochseitenkalk» enthalten und wo oft ganz heterogene Elemente zusammengeschweisst sind (Beispiel A). Auch hier reagiert keineswegs jedes Material gleich; so bildet z. B. der Malm den klassischen Lochseitenkalk, während der Kieselkalk des Lias viel unruhigere Bilder ergibt oder ein glaukonitischer Kieselkalk (Gault) von schiefstehenden, mit weissem Kalzit erfüllten Kluftsystemen durchsetzt ist (gute Vergleichsmöglichkeiten im Luchsingertobel).

Beide bisher besprochenen Fälle betreffen ältere Strukturen, wobei zwischen beiden alle Übergänge bestehen können, was besonders bei den Radstock-Schuppen beobachtet werden kann.

3. Störungsflächen mit meist *kleinen Verschiebungen* und *mässiger Zerstörung,* wobei weisser Kalzit als Bindemasse oder in Rutschharnischen auftritt. Besonders häufig im Zusammenhang mit der späthelvetischen Stauch- und Gleitphase (siehe S. 117), d.h. meist in schiefen oder flachliegenden Scherflächen. Viel jünger als Fall 1 und 2.

4. *Intensive Zerklüftung* mit glatten Grenzflächen bei meist *sehr kleinen* Bewegungen; starke, wirre Zerbrechung der Zerstörungszone, welche oft beträchtliche Breite erreicht. Z.T. mit Rutschharnischen und Kalzitausscheidung, sehr oft aber auch gänzlich locker und ohne Verkittung. Meist *steile* Störungsflächen, es können aber auch alte Bruchflächen reaktiviert werden.

5. Als Extrem ist der Typus der eigentlichen «*Dislokationsbreccie*» (S. 94, ferner S. 109, Fall E und F) zu betrachten, welcher sich einerseits aus Fall 4 entwickeln kann, andrerseits auch aus einer späten Bewegung an Überschiebungsflächen. Besonders interessant ist Beispiel B auf S. 108, wo auf schmalem Raum und bei gut vergleichbaren «gesunden» Profilen in der Nachbarschaft sichtbar wird, wie gering die Bewegungen sein müssen, um eine Zone zu schaffen, welche bei lückenhaften Aufschlüssen überhaupt schon als Sackung oder gar Bergsturz beschrieben würde. Einzelne Partien sind nur wenig in Mitleidenschaft gezogen worden, andere sind vollkommen zerstört (ähnlich auch im Beispiel E). In allen untersuchten Fällen solcher «Dislokationsbreccien» ist das Kräftespiel komplex und die Zerstörung wirr, unsystematisch. Je nach Ausgangsgestein und Zertrümmerungsgrad können hier verschiedene Bilder entstehen, welche allgemein aber eher den Erscheinungen einer Sackung als einem Bergsturz ähnlich sind. Die Trümmer sind durchwegs eckig, enthalten in wenig gestörten Gebieten kein Gesteinspulver und sind daher meist unverkittet (Hochwald, Teile des Salengrates südlich Schwanden). Bei durchschnittlich kleiner Korngrösse ist aber oft Gesteinspulver anzutreffen, und die Trümmer sind häufig verkittet. Es ist zu erwarten, dass derartige Trümmeranhäufungen für nachfolgende Sackungen ein ideales Feld bieten, so dass diese Gesteinskomplexe überhaupt nur noch selten in der ursprünglichen Lage zu finden sind.

Das Beispiel der Blabruns auf S. 109 ist deshalb besonders schwer zu erfassen, weil der Verrucano nicht oder nur wenig regenerationsfähig ist, weshalb auch ältere Zerstörungen erhalten blieben und zu den jungen addiert wurden; doch kann der ungeheuerliche Zerstörungsgrad dieses Verrucanos in grösseren Komplexen des gleichaltrigen Gesteins am Schilt, Glärnisch oder zentralen Kärpfgebiet nicht angetroffen werden, sondern erinnert viel eher an die besprochenen Dislokationsbreccien oder an das Sallerntobel. Zudem ist zu bedenken, dass auch der kalkige Lias über dem Verrucano zertrümmert wurde. Die Erscheinungen von Fall 3, 4 und 5 werden im Zusammenhang mit jungen Bewegungen gedeutet, jene von Fall 1 und 2 als dagegen mit weit älteren.

III. Störungen des Linth- und Klöntales

Bei der Behandlung der Deckenparallelisationen wie auch der Detailtektonik wurden Störungen erwähnt, welche an die breiten, schutterfüllten Talfurchen der Linth und Klön gebunden sein müssen. Rothpletz (1898) glaubte hier eigentliche Grabenbrüche zu erkennen, während R. Staub (1954) in seiner tektonischen Karte sowohl für Linth- wie für Klöntal lediglich junge Brüche als Störung eingezeichnet hat und das Haupttal als grossartiges Kampfgebiet zwischen E- und W-glarnerischen Einflüssen bezeichnete, gewissermassen als ein tektonisches «Schlachtfeld von Näfels».

a) Klöntal

Wie bereits beschrieben, wird die Glärnisch-N-Wand durch ein steiles, glattes, junges Bruchsystem abgegrenzt, während davor sehr wahrscheinlich ein breiter Gürtel von Zertrümmerungen liegt. Schwache Ausläufer dieser Störungen zerschneiden auch noch den Malmkomplex des Grundkopfes im Löntschtobel, so dass diese junge Bruchzone im Querschnitt Vordersackberg–Staldengarten etwa 1–1½ km breit sein

mag. In der westlichen Fortsetzung ist sie östlich Richisau in den bewaldeten, schlecht aufgeschlossenen Schichten der Axen-Decke zu erwarten, wo wirklich noch eine wirre Zerbrechung angetroffen wird, welche gegen S deutlich ausklingt. Bei Fluriberg an der Strasse Klöntal–Richisau wie auch etwas westlicher am Tobel des Ochsenfeldes erwähnt Oberholzer in seinen Tagebüchern (53/71) «rätselhafte Schuttbildungen», welche z.T. kaum als Moräne zu deuten seien und am ehesten wie Bergsturz aussähen, obwohl das gleiche Material weiter oben nirgends anstehe. Diese Fragen bedürfen wohl einer erneuten gründlichen Untersuchung.

Weiter westlich scheint diese Klöntaler-Störung von den mächtigen, mergeligen Serien der höheren Decken verschluckt zu werden. Die Zertrümmerung erfasst im Klöntal sowohl die Axen-Decke wie auch die Forrenstock-Serie, während die Störungszone am Rande der Glärnisch-N-Wand beim Stöckli auch noch die Glärnisch-Basis in Mitleidenschaft zieht, so dass es sich sicher *nicht* um *deckenspezifische Strukturen* handeln kann. Auch die Art der tektonischen Flächen weist auf junge Bewegungen hin.

Fassen wir die *Versetzungen an dieser Klöntaler Linie* zusammen: flach westwärts einsinkende Rutschharnische bei Strebetzen, wobei im Detail ein Vorschub des N-Flügels gegen W zu erkennen ist; zugleich Absenkung (Schleppung) der Schichten am Rand der N-Wand, d.h. Senkung des N-Flügels; während die östlichsten Querschnitte diesem Bild entsprechen, liegt schon bei Rhodannenberg am E-Ende des Klöntalersees der Öhrlikalk der Mürtschen-Scholle (bei Verbindung Forrenstock-Serie mit Wiggisfuss) im N des Tales viel zu hoch, so dass zudem eine Verkippung anzunehmen ist; das zertrümmerte Gebiet vom Hochwald und Löcherwald scheint in grosse Schollen zerlegt zu sein. Es entsteht das Bild einer wirren Folge von Bewegungen, welche heute kaum mehr zu enträtseln ist, bei denen die im Endzustand erkennbaren Versetzungen aber im Verhältnis zu der angerichteten Zerstörung erstaunlich gering sind.

Hatte die E–W-laufende Störung im Sackberggebiet eben noch eine maximale Zertrümmerung gezeitigt, so wird man jenseits des schutterfüllten Linthtales vergeblich nach einer Fortsetzung ausspähen, denn im Schiltgebiet ist nirgends etwas Vergleichbares festzustellen. Wir haben aber bereits gesehen, dass auch das Glarner Tal von beträchtlichen Störungen begleitet wird, welche den E-Flügel, d.h. die Schilt-Elemente, um 1–2½ km vorschoben, so dass diese Tatsache weniger erstaunlich wirkt.

b) Linthtal

Wie im Klöntal, so ist auch im Linthtal die Annahme von Störungen keineswegs neu, sondern wurde von Rothpletz bereits 1898 vertreten, wenn seine Beweise sich auch nicht als stichhaltig erwiesen haben (S. 61). Gehen wir vorerst auf den Glärnisch ein, wo wir die besprochenen Details zusammenfassen: Brüche mit Fragmenten von Faltenstrukturen durchsetzen die Schilt-Scholle am E-Fuss des Glärnisch, wobei die Richtung von N–S bei Nidfurn gegen das Klöntal hin auf NNW–SSE abdreht. Gleichstreichende Brüche finden sich aber auch in der Forrenstock-Serie und der Axen-Decke (E-Flanke des Vorderglärnisch), welche die eben erwähnte Abschwenkung ebenfalls mitmachen, so dass anzunehmen ist, dass sie gleichzeitig entstanden sind. Am Vorderglärnisch konnte zugleich eine *späte Bewegung der Schubfläche* zwischen Axen-Decke und Forrenstock-Serie gegen die Basiselemente anderseits nachgewiesen werden, welche jünger oder allerhöchstens gleichaltrig wie das eben erwähnte Bruchsystem ist. Dessen Störungsflächen fallen am Vorderglärnisch in der Axen-Decke vorerst gegen E, nach unten hin treten aber immer mehr steile oder gar W-fallende Flächen auf; obwohl sie eindeutig jung sind (tektonischer Kontakt, glatter Verlauf), durchschneiden sie dennoch die untere Deckengrenze nicht, während die ähnlichen Brüche von Dohlen-Chilchli ob Nidfurn (S. 97 und Fig. 1) sowohl Geisser-Schuppe wie Dohlen-Serie durchsetzen.

Eindeutig junge Bewegungen von Schubflächen konnten ebenfalls im *Lias der Axen-Decke* festgestellt werden, welche sehr grosse Zerstörungen anrichteten (S. 71); die Geisser-Schuppe wurde im Verband mit dem Verkehrtschenkel der Oberblegi-Falte gegenüber dem Hangenden vermutlich gegen NW vorgeschoben. Es ist deshalb sehr wahrscheinlich, dass die Bewegung zwischen Forrenstock-Serie und Axen-Decke am Vorderglärnisch ebenfalls als *schwache Vorschiebung des tieferen Elementes nach W oder NW* zu deuten ist, wobei das Niveau der Verschiebung analog blieb, wenn man das Aussetzen des Lias gegen NW berücksichtigt. Spinnen wir diesen Gedanken weiter, so kommt man zur Vorstellung, dass die eigenartige

Gestalt der Brüche der Axen-Decke am NE-Pfeiler des Vorderglärnisch ebenfalls durch jene Untervorschiebung der Forrenstock-Serie bedingt sei. Hierbei wird man hinwiederum an die ähnlichen Brüche der Dohlen erinnert, welche die Trennfläche Geisser-Schuppe–Dohlen-Serie versetzen und am ehesten im Zusammenhang mit einer späten Vorbewegung der Glärnisch-Basis gegenüber dem höheren Stockwerk stehen könnte – was mit den Beobachtungen am Vorderglärnischfuss übereinstimmen würde. Diese Hypothesen sind nicht eindeutig zu beweisen, widersprechen aber nirgends den Detailbeobachtungen. Brüche und jüngste Bewegung der Schubfläche scheinen sich – wenigstens zum Teil – zu beeinflussen.

Das Abdrehen der Brüche im nordöstlichsten Pfeiler von gesundem Gestein, d.h. im Vorderglärnisch, weist darauf hin, dass die komplexen Bewegungen im Linthtal wahrscheinlich von jenen des Klöntales beeinflusst wurden, indem die randlichen Störungen durch die nahe Schwächezone im N gegen NNW abgedreht wurden. Anderseits konnte nirgends eine Überarbeitung des Klöntaler EW-Systems festgestellt werden, so dass die letzte grosse Aktivitätsphase beider Störungen vermutlich gleichzeitig war. Mag auch im Detail für all diese komplexen Bewegungen noch viel Unsicherheit bestehen, so sind sie doch zweifellos alle jung, denn ihre Flächen sind glatt, von starker Zerstörung begleitet und enthalten nirgends regenerierte Breccien oder neu entstandenen Lochseitenkalk.

Das *Axialgefälle* wurde von Oberholzer (1933) für das Glärnischgebiet auf ca. 13° bestimmt, es steigt aber östlich der Linie Guppen Mittelstafel–Hinter Sackberg schnell auf höhere Beträge, welche bei Baumgarten und über dem Forrenstock 30° erreichen. Eine analoge Erscheinung findet sich im östlichsten Teil der Büttenenwand am Wiggis-SE-Pfeiler, wo ein scharfer, SSW–NNE-laufender Knick die Mürtschen-Scholle plötzlich steiler stellt. Diese Aufrichtung greift am Glärnisch alle Stockwerke an, so besonders schön die Forrenstock-Serie an der Guppen-Synklinale und die Axen-Decke am Vorderglärnisch mit N–S-streichenden Aufrichtungen, welche ruckhaft im Zusammenhang mit Brüchen einsetzen. (Diese kann hier nicht mit der Stirn der Lias-Schuppen zusammenhängen.) Wäre aber nicht ein axiales Aufsteigen der höheren Decken im Zusammenhang mit der Stirnstruktur der Schilt-Scholle denkbar, welche im NE des Vorderglärnisch ja eine beträchtliche Mächtigkeit hat? Die Schilt-Scholle streicht bekanntlich stark schief zu den höheren Decken, so dass z.B. die Mürtschen–Guppen-Synklinale die Stirn dieser Scholle überkreuzt und somit zwischen Guppen Mittelstafel und dem Schilt bei einer Horizontaldistanz von ca. 6 km um 1300 m aufsteigen muss. Dies entspricht aber nur dem normalen Axialgefälle von 12–13°; am Hang der Ennetberge könnten – entsprechend dem steilsten Abfall der Schilt-Scholle – maximale Beträge des Axialgefälles von 20–25° erreicht werden, was immer noch unter den beobachteten Werten am Vorderglärnisch liegt. Jene hohen Gefälle der Achsen können deshalb keine ausreichende Erklärung durch Deckenstrukturen finden, so dass auch deswegen Störungen im Linthtal angenommen werden müssen. Der knickartige Einsatz der Steilstellung, die Verbreitung über mehrere tektonische Stockwerke und der Zusammenhang mit jungen Brüchen weisen auf geringes Alter.

Fassen wir kurz die bisher erkannten Abnormitäten des Gebirgsbaues am Rande des Linthtales zusammen: 1. steilstehende Störungen am Rand des Anstehenden, vermutlich im Zusammenhang mit der Vorschiebung der ostglarnerischen Massen; 2. Bewegung von einigen Schubflächen, wobei anscheinend im allgemeinen das tiefere Glied gegen NW oder W vorgeschoben wurde; 3. Aufrichtungen im östlichen Glärnischgebiet; 4. Vorschiebung der Guppen–Mürtschen-Synklinale im E, Verstellung der Glärnisch-Basis gegenüber dem Schiltgebiet.

Suchen wir eine *Fortsetzung der Störungszone nach N*, so stossen wir auf die breite, schutterfüllte Furche des unteren Linthtals, wobei besonders die E-Wand des Wiggis in ihrer Steilheit und Geradlinigkeit an die Glärnisch-N-Wand erinnert. Viel besser als jede theoretische Erwägung vermag der Ausblick vom Vorderglärnischgipfel talauswärts den Gedanken zu unterstützen, dass auch hier entsprechend den Annahmen von Rothpletz (1898) und R. Staub (1954) jüngere Bruchzonen im Spiele sind. In der gleichen Richtung liegen aber auch viele, meist schon altbekannte Erscheinungen, welche kurz aufgezählt seien (vgl. auch R. Staub 1954):

1. Brüche am E-Ende der Wageten, wobei der E-Flügel an der Vorburg nordwärts verschleppt wurde (gut sichtbar z. B. in Helbling 1938, Tafel 15). Jenseits der Linthebene ist das gleiche Element nach E. Blumer (1906), Arn. Heim (1908 und 1917) und J. Oberholzer (1933) im Kapfenberg bei Weesen zu sehen, was einer kräftigen Vorbewegung im E entspräche.

2. Nach R. Staub (1954) Vorschleppung und beträchtliche Hebung der Mürtschenstirn im Gebiet von Beglingen bei Mollis.

3. N-S-laufende Brüche zwischen Mollis und Obstalden, wobei nach OBERHOLZER (1933) einer der wichtigsten die Kreide der E-Seite um 30–50 m hinuntersetzt, die Säntis-Decke aber allerdings nicht durchschneidet.

4. Nach G. FREULER (1925) und OBERHOLZER (1933, S. 79) findet sich zwischen Linthmündung und Sallerntobel eine ganze Reihe N-S-streichender Brüche, welche z. T. kräftige Versetzungen aufweisen und deren Rutschharnische flach gestriemt sind. Ebenso wie der altbekannte Murgseebruch liegen sie nicht in der direkten Fortsetzung des Linthtales, bilden aber eine interessante Parallele nahe östlich davon. Der beträchtliche Sprung der letztgenannten Störung ist je nach Autor verschieden gedeutet worden (ROTHPLETZ [1898]: E-Flügel mindestens 300 m gesenkt, 1000 m vorgeschoben; ALB. HEIM und G. FREULER: an der Mürtschenfurggel SW-Flügel 300–400 m vorgeschoben; OBERHOLZER [1933]: Senkung des E-Flügels an der Murgseefurggel um 300 m; HELBLING [1938]: Senkung des E-Flügels im obersten Murgtal um ca. 500 m).

5. Auch am Elggis sind nach G. FREULER (1925, S. 162) und eigenen Beobachtungen talparallele Störungen festzustellen.

Zweifellos wird erst eine gründliche Detailuntersuchung all dieser Dinge gestatten, dieselben richtig einzuschätzen. Doch auch schon so ist mit R. STAUB (1954) anzunehmen, dass eine *tiefgreifende Störungszone* von Glarus her nach N greift und sogar höchst wahrscheinlich *auch die Molasse durchsetzt.*

Wo liegt aber die *südliche Fortsetzung* dieser Bruchzone? Bei Leuggelbach findet man die letzte, N–S-laufende Störung am Glärnisch, welche als Abzweigung der Hauptstörung im Linthtal betrachtet werden könnte, während ein schwacher Ausläufer bergeinwärts beinahe talparallel läuft. Kann dies aber als Anzeichen dafür gewertet werden, dass unsere Störung in Richtung des hinteren Linthtales abschwenkt, wie dies ROTHPLETZ (1898) und neuerdings auch R. STAUB (1954) annahm? Angesichts des geradlinigen Verlaufs dieses auffällig tief erodierten Talabschnittes würde diese Hypothese wohl bestechen, kann aber vorderhand nicht bewiesen werden. Auffällig ist dagegen, dass der NW-Zipfel des Kärpfmassives sehr stark gestört ist und nirgends grosse Verbände von kompaktem Fels aufweist. So schreibt z. B. OBERHOLZER in seinen Tagebüchern (55/42): «Man muss das ganze Gebiet zwischen Schönau, Tiefenwald, Auenberg, Haslen nochmals gründlich begehen und neu kartieren. Aber eine genaue Ausscheidung von Anstehendem und der verschiedenen Schuttarten ist unmöglich.» Auf S. 109 sind Aufschlüsse dieser Zone von der Blabruns beschrieben und als Dislokationsbreccien gedeutet worden, doch möchte ich mir noch kein allgemeines Urteil erlauben. Auffälligerweise liegt sie in der südlichen Fortsetzung der Richtung des Linthtales zwischen Netstal und Schwanden. In der düsteren Verrucanoschwelle unter dem Stausee von Garichte im Niederental ob Schwanden sind scharfe, steilstehende Flächen zu beobachten, welche SSE–NNW streichen. Im südlichen Kärpfgebiet scheint die Fortsetzung der Zerrüttungszone zu fehlen, während anderseits aus dem Vorabgebiet Brüche mit NNW–SSE-Streichen beschrieben werden (HELBLING 1948, WYSSLING 1950), desgleichen vom Flimserstein (STAUB 1938, HELBLING).

Eine Verbindung dieser Brüche mit denjenigen bei Schwanden und im unteren Linthtal ist allerdings unsicher, da aus den mächtigen Flyschmassen südlich des Kärpfmassives bisher nirgends solche Brüche gemeldet werden.

Aus alledem kann geschlossen werden, dass sowohl im Linth- wie im Klöntal komplexe, junge Bewegungen wirksam waren, welche im einzelnen nur schwer zu entwirren und zeitlich aufeinander zu beziehen sind. Es ist höchst wahrscheinlich, dass vor der mächtigen Felsbastion des Glärnisch im E wie im N eine breite Zerrüttungszone lag, während im Anstehenden heute nur schwache Ausläufer dieser Störungen zu finden sind – dies nicht zuletzt darum, weil die Durchtalung solchen Gebieten mit besonderer Leichtigkeit folgte.

Die Richtung dieser beiden in sich noch weiter abgeknickten Zonen liegt, grob gesagt, WSW–ENE bzw. NNW–SSE, d.h. zueinander senkrecht. Wie ist aber das Verhältnis zu den jungen Klüften und Brüchen des Glärnisch, welche annähernd diagonal dazu nach NW bis WNW streichen? Einerseits wird eine derartige Störung bei Strebetzen vom Klöntal-System versetzt, anderseits vermag der Ijenrunsbruch die Strukturen der jungen Untervorschiebung im Lias und der aufgerichteten Axen-Decke zu zerschneiden (S. 98), so dass auch sie in den gleichen Rahmen zu stellen sind und wohl auf Spannungen in der Felsbastion zwischen den grossen Zerstörungszonen zurückzuführen sind.

Wir hatten abgeleitet, dass zwischen dem Mürtschenstock und der Forrenstock-Serie von Guppen (unter Voraussetzung der von OBERHOLZER und auch uns postulierten Parallelisation) eine Vorschiebung der E-Flanke des Linthtales um 1–2½ km stattgefunden habe, wobei der Anteil des Murgseebruches an dieser Bewegung noch unbekannt ist. Betrachtet man die Breite des Linthtales und auch jene der Zerrüttungszone am Kärpf, so scheint dieser Betrag in bezug auf die angerichtete Zerstörung sehr gering,

was auch von den übrigen Verstellungen, Stauchungen usw. in diesem Zusammenhange gilt. Zum gleichen Schluss kommen wir auch beim Störungssystem des Klöntales.

Auf das Luchsingertobel wurde bereits eingegangen (S. 97) und eine junge Dislokation beschrieben, doch wird durch die Versetzung des Normalschenkels der Oberblegi-Falte in der Gegend von Bösbächi Unterstafel das Bild auch hier kompliziert.

c) Versuch einer Deutung

Die besprochenen, komplex aufgebauten Bewegungen können als jüngste Störungen betrachtet werden; sie sind aber unter sich nicht in eine eindeutige, zeitliche Folge zu gliedern, sondern sind ineinander verquickt, so dass ich zusammenfassend von einer *Stauch- und Zerbrechungsphase* reden werde.

Handelt es sich hier um Erscheinungen im Gefolge von späten Bewegungen der höheren helvetischen Decken oder im Gegenteil um solche des Sockels, welche sich auf höhere Schichtpakete auswirkten? Es fallen folgende Tatsachen auf: 1. geradliniger, etwas geknickter Verlauf der N-Wand des Glärnisch wie auch von Kluft- und Bruchsystemen an ihrem Rand. 2. Manche Störungen sind nicht auf einzelne Decken beschränkt; die Störungssysteme durchschneiden die tektonischen Einheiten ohne Rücksicht auf ihre Orientierung und Struktur «wie eine Torte» (Glärnisch-Basis ob Nidfurn und Glarus; N-Wand des Glärnisch usw.). 3. Die Auswirkungen scheinen mit der Tiefe eher zuzunehmen: Nidfurner Serie und Stöckli-Serie werden stark in Mitleidenschaft gezogen, während die Störungszone des Klöntales von den höheren Kreide-Decken hinter Richisau anscheinend verschluckt wird. Scharfe Versetzungen sind in der Wageten bei Niederurnen zu beobachten, sofern man diese mit den Linthtalbrüchen in Zusammenhang bringt. Über dem mächtigen Flyschkissen des Kärpfgebietes scheint die Zerrüttungszone von Schwanden–Schönau–Haslen auszuklingen. Leider lässt sich nicht beweisen, dass diese Störungen auch die «autochthone» Flyschunterlage betreffen, da diese im Glärnischgebiet sehr wenig aufgeschlossen ist. 4. Bei der Überkreuzung der Störungszone des Linthtales gegen E verschwindet jene des Klöntales spurlos.

Aus alledem glaube ich mit R. Staub (1954) annehmen zu können, dass diese jungen Störungen und die mit ihnen verbundenen Bewegungen ihre Heimat in der Tiefe hatten, wo alte Bruchlinien wieder belebt wurden, die nach R. Staub bereits herzynisch gespielt haben sollen, wenn nicht schon früher[1]). Es würden sich somit in den Zertrümmerungszonen des Klöntales wie auch des mittleren und unteren Linthtales Schollengrenzen des kristallinen Sockels in stark verwischter Form abbilden, überprägt und vermischt mit Schubkomponenten der auslösenden Bewegung, lokalen, tektonischen Strukturen wie auch sekundären Stauch- und Zerrungserscheinungen. Auf diese Weise würden die komplexen Bilder des Endzustandes in den Rahmen einer gemeinsamen, relativ einfachen Ursache fallen.

Sehr gut würde zu dieser Deutung passen, dass ausgerechnet Glarus im Zentrum eines altbekannten *Erdbebengebietes* liegt, welches einerseits am Treffpunkt zweier mächtiger Störungszonen liegt, anderseits aber zugleich nach R. Staub in die Schnittlinie zweier Gebirgsbogen fällt.

Indem er zugleich auf die Anhäufung von Bergsturzmassen hinweist, schreibt R. Staub (1954, S. 165): «Wie diese jungen Beben aber weiterhin auch mit dem Niedergang grosser Bergsturzmassen verbunden sind, weil die alten Brüche in diesen Gebieten sich neu regten und daselbst in gewissen Zonen, sogar bei kaum spürbarem tektonischem Effekt, mit der Zeit die Gesteinsverbände weit über das normale Mass hinaus lockerten, das zeigt in jeder Klarheit die überlieferte Geschichte der glarnerischen Erdbeben[2]) und der mit solchen verbundenen historischen Bergstürze von Glarus aus dem 16. und 18. Jahrhundert, aus welch letzterem allein, und ohne jeden Seismographen, die wohl abnorm hohe Zahl von insgesamt über 180 Erdbeben aus dem Glarnertal gemeldet sind.» Wenn er andernorts (1954, S. 79) in bezug auf das Bergli bemerkt, dass dort im Prinzip anstehende Partien auch einfach infolge der Glarnerbrüche zu bergsturzähnlichen Massen zerbrochen sein könnten, so trifft dies – bei Übertragung auf einige der beschriebenen «Dislokationsbreccien» – mit unseren Deutungen überein.

Auch Baltzer wies bereits auf diese Erdbeben hin (1873, S. 33) und bemerkt nach der Aufzählung der überlieferten Erdbeben: «Diese lokalen Erderschütterungen, bei denen man nach Tschudi zuerst einen Knall, dann ein Beben der Erde und ein Rauschen in der Luft beobachtete, hängen vielleicht mit der unglaublich verwickelten inneren Architektur der Erdrinde im Kanton Glarus zusammen.» Andernorts schreibt er: «Die Erdbeben werden z. T. im ganzen Land (= Kanton Glarus, Anmerkung C. Schindler), viele dagegen im Kleintal nicht verspürt.»

---

[1]) Solche frühere Bewegungen der Linthtalstörung könnten z. B. die östliche Fortsetzung der Klöntalstörung um bedeutende Beträge horizontal verschoben haben.

[2]) Scheuchzer: Naturgeschichte des Schweizerlandes 1706; Chronik von Tschudi 1714.

IV. Versuch einer Phasengliederung der tektonischen Bewegungen

(Tafel III)

Die Aufgliederung in tektonische Phasen stützt sich zur Hauptsache auf folgende, bei der lokalen Tektonik eingehend besprochene Tatsachen:

1. Sehr alte, mesozoische Strukturen liegen in den *persistenten Brüchen* vor, d.h. im Hochtorbruch, Dohlenbruch und den Rässeggbrüchen. Als frühalpin bedingte Bewegung ist am Hochtorbruch eine eindeutige, starke Absenkung des S-Flügels anzunehmen, welcher eine Stauchung und Verklemmung folgte (S. 78). Neben derartigen Verbiegungen der Bruchfläche sind im kleinen Masse nach der Absenkung auch Gleitbrettbewegungen eingetreten.

2. Die tiefere Fortsetzung des *Vorderglärnischbruchs* war vermutlich mit dem Trogrand des Lias identisch, beeinflusst aber die Facies der höheren Schichten nicht. Trotzdem ist er deckenspezifisch, verbogen und enthält regenerierte tektonische Breccien, so dass er frühalpin durchgebrochen sein muss. Seine Bruchfläche ist aber viel steiler als jene des Hochtorbruchs, zudem wurde er von den Gleitbrettbewegungen nicht erfasst, welche jenen besonders im Niveau der Zementstein- und Öhrlischichten überprägten. Deshalb muss er deutlich nach diesen Verstellungen am Hochtorbruch durchgebrochen sein (vgl. Tafeln II und III).

3. In der Forrenstock-Serie finden wir in der Guppen-Synklinale sowie in den Falten des Forrenstocks und der Bruchegg *alte Strukturen*, welche von der obern Deckengrenze rücksichtslos und scharf durchschnitten werden (vgl. S. 62 und Figur 8). Ein alter Raum mit schon bestehenden Falten ist also später von Schub- und Scherflächen durchsetzt worden, welche offenbar einem ganz anderen tektonischen Stil und einer ganz anderen Bewegungsphase entsprechen.

4. Betrachtet man die Scherflächen an den Deckengrenzen, so lässt sich ohne weiteres neben Abtrennungen entlang inkompetenten, plastischen Horizonten auch eine grosse Zahl derartiger, «listrischer» Flächen feststellen, deren schiefe Stellung im Schichtverband am besten durch die obere Grenze der Forrenstock-Serie demonstriert wird (schief im Quer- wie im Längsprofil, vgl. S. 105).

5. Günzler-Seiffert hat sich eingehend mit dem *Einfluss der persistenten Brüche auf die alpine Tektonik* beschäftigt (1941, 1952) und kommt zum Schluss, dass der S-Flügel eines solchen Bruches normalerweise zu einem Gewölbe geformt wird, während der N-Flügel eine Synklinale bildet. Es ist deshalb anzunehmen, dass sowohl die Guppen-Synklinale wie die Anlagen der Axenstirn und des Bösfaulen-Gewölbes mit persistenten Brüchen zusammenhängen und als weiter transportierte, frühalpine Strukturen zu verstehen sind (vgl. Tafel III und Nachtrag auf S. 56).

6. Den frühalpinen Flächen wie auch den Decken- und Schuppengrenzen im Glärnischgebiet ist gemeinsam, dass sie von Lochseitenkalk oder regenerierter Breccie begleitet sind und nur sehr wenig Zerstörung aufweisen. Dies unterscheidet sie scharf von jüngeren Bewegungen, unter der Bedingung allerdings, dass sie nicht selber wieder überarbeitet wurden.

7. Im Gebiet des Bächifirns und der Zeinenfurggel sind die *Decken- und Schuppengrenzen* wie auch der Hochtorbruch durch jüngere Bewegungen verbogen und steilgestellt, ebenso ist die Gesamtheit der Decken weiter nördlich in Wellen gelegt (Glärnischgletschermulde...). Dieser *weite Faltenwurf* steht im scharfen Gegensatz zu den flachliegenden Schuppenstrukturen an den Deckengrenzen und muss jünger sein. Das alte Bösfaulen-Gewölbe wurde zur Zeit der Verbiegungen stark übersteigert.

8. Eingehend beschrieben wurden bereits die *jüngsten Störungen des Linth- und Klöntales* wie auch die Aufrichtungen und Bruchsysteme in ihrem Gefolge. An der Ostflanke des Glärnisch treten sie in Kontakt mit den vorher beschriebenen Verbiegungen und überprägen diese (vgl. S. 76). Sowohl zum Zeitpunkt der Verbiegungen wie auch jetzt wurden einzelne Schubflächen neu belebt, wobei im Gegensatz zu älteren Bewegungen an vielen Orten grosse Zerstörungen angerichtet wurden. Mit einigen eingehend

besprochenen Ausnahmen versetzen die jungen Brüche und Klüfte alle tektonischen Grenzen und sind unverbogen, so dass sie nicht überarbeitet sein können.

Auf Grund dieser Überlegungen wie auch durch zahlreiche Einzelbeobachtungen kommt man zu folgender Phasengliederung, welche anhand der Tafel III im Detail illustriert wird:

a) Frühhelvetische Phase (mit blossen Bewegungen im ursprünglichen Absatzraum)

Es wurde bereits ausgeführt, dass die Auffassung von Boussac, R. Staub, Helbling u.a. sich bestätigte, wonach die hier behandelten helvetischen Einheiten nahe aneinander anschliessen und lediglich als Schollen oder Teildecken einer grösseren Stammdecke betrachtet werden können, mag man sie nun Glärnisch-Decke, Wildhorn-Decke oder Glarner Stammdecke nennen.

Wie schon bei Beispiel 3 und 4 eben besprochen (S. 115), wird der Faltenbau einer ersten Phase durch schiefe, grosszügige Scherflächen durchschnitten, so dass aus der heutigen Begrenzung des Schichtstosses der Decken weitgehend auf die ursprüngliche Struktur zurückgeschlossen werden kann. Unter der ersten, d.h. frühhelvetischen Phase seien hier alle alpin bedingten Bewegungen zusammengefasst, welche sich vor dem Hauptvorstoss der helvetischen Decken mit seinem ganz andersartigen tektonischen Stil abspielten.

Unter Berücksichtigung der alten Brüche mit ihren verbogenen Strukturen sowie der Tatsache, dass die Deckengrenzen gegen alle Erwartung diesen alten Scherflächen an vielen Orten nicht folgen, kommen wir zu folgendem Bewegungsablauf:

Einem ersten Absinken des S-Flügels des persistenten Hochtorbruchs, sehr wahrscheinlich auch des Dohlenbruchs, folgt eine Stauchphase mit Gleitbrettbewegungen und weiten Faltenwürfen, wobei der N-Flügel der persistenten Brüche zu einer Synklinale gebogen wird, während der S-Schenkel eine liegende Antiklinale bildet. Etwas komplexer verhält sich der Schichtstoss an den Rässeggbrüchen, welche nahe beieinander liegen (vgl. Oberholzer 1933, Günzler-Seiffert 1942). Gleitbrettbewegungen sind entsprechend der Faciesentwicklung in den südlicheren Gebieten besser vertreten, wobei der höhere Schichtstoss stets nordwärts verschoben wurde. Hierbei wurde auch der Hochtorbruch im Niveau der plastischen Grenzschichten von Malm und Kreide beeinflusst, während der wenig weiter nördlich liegende Vorderglärnischbruch keine Verflachung zeigt, welche über die normale Abwinklung von Bruchflächen in plastischen Horizonten hinausginge. Als letzte Bewegung ist somit der Durchbruch dieser Fläche anzunehmen, was ebenso wie die andern, eben besprochenen Bewegungen wahrscheinlich macht, dass sich die Sedimente damals von der Unterlage noch nicht gelöst hatten. Die rekonstruierten Strukturen zeigen eine gewisse Ähnlichkeit mit solchen aus dem Faltenjura oder anderen ausseralpinen Gebieten, welche unter geringer Überlastung entstanden (Tafel III).

b) Helvetische Hauptphase

Ganz anderen Stil zeigen die heutigen Decken- und Schuppengrenzen, welche über längere Strecken plastischen Horizonten folgen, die starreren Schichtpakete jedoch oft scharf und ohne Rücksicht auf die Schichtlage durchschneiden. Diese eigentlichen Schubflächen steigen in Form typisch listrischer Anlagen wohl meistens flach nordwärts in der Schichtreihe auf, wie dies z.B. Helbling 1938 für unser Gebiet feststellte; sie können aber alte Strukturen auch unter ganz anderen Winkeln durchsetzen (z. B. Guppen-Synklinale). Auch hier begünstigt die südliche Facies Gleitbrett-Tektonik, während im N die listrischen Flächen vorherrschen. Allgemein scheint es so zu sein, dass die neu entstandenen Scherflächen soweit möglich den flachliegenden plastischen Horizonten als Schwächezonen folgten, die starren Pakete aber einfach in flach ansteigender Fortsetzung durchschnitten. de Sitter (1939) beobachtete im Glarnerland diesen Verlauf und führte das Ansteigen durch starre Pakete auf starkes Ausdünnen einer oder mehrerer Schichten zurück, was wohl eine allzu starke Vereinfachung ist[1]). Immerhin scheint z.B. das Ver-

[1]) Vergleiche auch de Sitter (1956), S. 280/281.

schwinden der Rauhwacke-Facies im nördlichen Teil der OBERHOLZERschen Mürtschen-Decke mit einem ersten Aufstieg der Scherfläche verbunden zu sein, welchem nordwärts sehr bald der Schnitt bis an die Kreidegrenze folgt (vgl. S. 105).

Sehr wichtig wird aber auch der Verlauf der alten Brüche als besondere Schwächezonen, so dass es nur Verfaltungen und Verkeilungen (z.B. am Hochtor) zu verdanken ist, dass trotzdem mancherorts beide Flügel nebeneinander erhalten blieben. – Die Scherflächen dieser Phase sind oft von «Lochseitenkalk» begleitet, während an frühhelvetisch aktiven Flächen zur Hauptsache regenerierte tektonische Breccien zu finden waren. Immerhin treten auch solche – mit allen Übergängen zu Lochseitenkalk – an Flächen auf, die der helvetischen Hauptphase angehören müssen (Grenze Radstock-Schuppen–Axen-Decke, vgl. S. 109). Bei guten Aufschlüssen in kalkigem Material sind am Glärnisch schon auf Grund dieser Erscheinungen die Bewegungen späterer Phasen gut zu unterscheiden (vgl. S. 110). Der tektonische Stil, vermutlich auch die Mylonitisierung des Lochseitenkalkes, weist auf hohe Belastung hin und ist ostalpiner Art.

Der Flysch der helvetischen Decken des Untersuchungsgebietes wurde wohl zu Beginn der Hauptphase bis auf kleine Reste abgeschert und verschleppt. – Im obersten Teil der Forrenstock-Serie fehlt ein beträchtliches Paket von Kreide, was, wie auch die Trias der Bruchegg-Schuppe, darauf hinweist, dass die Tektonik jenes Gebietes wohl sehr komplex war; wahrscheinlich sank der S-Flügel des Dohlenbruches vorerst noch um weit grössere Beträge ab, als dies auf Tafel III dargestellt ist.

Die tektonischen Flächen weisen darauf hin, dass zu Ende dieser Phase die einzelnen Bauglieder des Glärnisch schon annähernd die heutige Lage erreicht hatten, dass z.B. schon damals die Bächistock-Decke über den Radstock-Schuppen und der Axen-Decke lag oder die Serien an der Glärnischbasis von den vorfahrenden höheren Decken bereits in flachliegende Schuppen zerlegt waren. Sie sei deshalb helvetische Hauptphase benannt.

Ein Profil im Luchsingertobel mit vollständiger Verheilung der Kontaktfläche zwischen Lias und einer Verrucano-Schuppe der Dohlen-Serie (S. 108) wie auch die verheilten Kontakte im Chilchliboden (B: Kilchli) westlich Dohlenberg beweisen, dass auch die Grundanlage der komplexen Tektonik der frontalen Lias-Schollen schon damals bestand, dass also schon damals Geisser-Schuppe, Oberblegi-Falte und Bränd-Schuppe abgetrennt waren. Es ist deshalb sehr wahrscheinlich, dass die späteren Bewegungen des Lias trotz gewaltiger Zerstörungskraft und verwirrendem Reichtum an Erscheinungsformen nur noch geringfügig waren.

Damals muss auch die schon besprochene schiefe Orientierung der tektonischen Achsen bereits bestanden haben, welche einerseits auf das Auskeilen des Verrucanos nach W, anderseits, nach R. STAUB (1954), auf das besondere Vorprellen der ostglarnerischen Elemente um das Tödigebiet als Eckpfeiler des Aarmassivs zurückzuführen ist.

c) Späthelvetische Stauch- und Gleitphase

Wie unter Punkt 7, S. 115, ausgeführt, sind die Schuppen- und Deckengrenzen nachträglich verbogen worden, wobei auch das Bösfaulen-Gewölbe noch stark übersteigert wurde und die Glärnischgletscher-Mulde entstand. Im gleichen Zusammenhang wie diese jungen, weit geschwungenen Strukturen muss aber auch die Einwicklung der Kreideplatten vor der Axenstirn im Deyengebiet samt der letzten Vorbewegung der Axen-Decke stehen, welche klar tektonische Grenzen verbiegt, so vor allem die Basis der Kreide-Decke am Wiggis (Säntis-Decke).

Offenbar ergreifen diese Bewegungen besonders die höheren Stockwerke, wobei Axen- und Bächistock-Decke sich als Einheit verhielten, während die tieferen Einheiten am Glärnisch nur geringfügig verbogen wurden. Das Fehlen von regenerierten Breccien wie auch der tektonische Stil lassen vermuten, dass die Überlastung nun viel kleiner geworden war als in der helvetischen Hauptphase. Einerseits ist am Bösfaulen-Gewölbe noch eine deutliche *Stauchbewegung* von SSE her abzulesen, anderseits vermittelt aber der letzte Vorstoss der Axenstirn in die Kreide-Decke bereits die Verbindung zur *Gleittektonik* jener höheren Elemente.

AMPFERER vertrat erstmals die Idee, dass in unserem Abschnitt der Alpen, besonders in den höheren Decken, Gleittektonik auftrete. 1934 vertrat er die Auffassung, dass die Axen-Decke auf ein bereits bestehendes Relief im Klöntal auffuhr und deshalb dort eingewickelt und festgehalten wurde, während die höheren Kreidemassen über das durch den Einschub der Axen-Decke nur ausgeebnete Relief jener Furche bis zum Alpenrand vorglitten. OBERHOLZER und ALB. HEIM griffen noch im gleichen Jahr diese Auffassung an und glaubten im Bau der Glarner Alpen nur Schubkräfte zu erkennen, während GAGNEBIN (1945) die Gedanken von AMPFERER zwar ebenfalls eingehend kritisierte, auf anderer Basis aber für die höheren Kreide-Decken ebenfalls Gleittektonik annahm. Er wie auch R. STAUB (1954) postulieren als ersten Vorgang einen Vorstoss der tieferen und mittleren helvetischen Elemente (samt der Axen-Decke) durch Schub, lehnen eine Relief-Überschiebung im Alpeninnern ab und bekämpfen die Vorstellung, dass die Decken beim «Aufbranden» am Alpenrand die Molasse steilgestellt hätten. Die Gleitbewegung der höheren Decken im W der Linth wäre durch den späten Aufstieg des Tödimassivs als Teil des Aarmassivs verursacht worden, wobei diese Hebung die Neigung der Überschiebungsfläche gegen NW vergrössert hätte. Für die Kreide-Decken im N des Walensees nimmt R. STAUB dagegen nur Schub an.

Der Gedanke an eine späte Hebung des Aarmassivs in diesem Alpenabschnitt ist alt und wurde immer wieder vertreten (ARBENZ 1911 und 1934; R. STAUB 1919 und 1934; HELBLING 1938; W. BRÜCKNER 1943; GAGNEBIN 1945). So schreibt z. B. ARBENZ 1934 im geologischen Führer: «Es kann keine Rede davon sein, dass die helvetischen Decken nur als passive Stirngarnitur der penninischen Decken aufzufassen seien, ebenso wenig können sie durch Abgleiten von den während des Deckenschubes erst in Bildung begriffenen Massivscheiteln in ihrer prinzipiellen Anlage erklärt werden. Erst bei der späteren Ausgestaltung nach der vollen Aufwölbung der Massive mögen Schwereglеitungen noch im Spiel gewesen sein.» Neuerdings hat DE SITTER (1954) versucht, in einer schönen Zusammenstellung von Strukturen der Gleittektonik die helvetischen Decken des Glarnerlandes nur durch Gleitung zu deuten, doch möchte ich mich der Auffassung von ARBENZ, R. STAUB und GAGNEBIN anschliessen, welche mit den Beobachtungen am Glärnisch vorzüglich übereinstimmen.

Wir finden hier zur Hauptsache die tieferen, z. T. gestauchten Bauglieder, welche von der Gleittektonik der höheren Kreide-Decken nur passiv noch etwas erfasst und bewegt wurden.

Nimmt so schon der Glärnisch eine gewisse Brückenstellung zwischen Gebieten von wesentlich verschiedenem Verhalten im Querprofil ein, so gilt dies in vermehrtem Masse auch für die tektonischen Stiländerungen im Streichen. ARBENZ hatte schon 1926 die Verbreitung von «Tauchfalten» im schweizerischen Helvetikum zusammengestellt und dabei das Deyenstock-Gewölbe als solches aufgeführt, während er östlich der Linth keine derartigen Strukturen fand. Auch J. CADISCH, ARN. HEIM, R. HELBLING und R. STAUB stellten eine Änderung des Baustils von E nach W fest, wobei nach R. STAUB die Wirkung des ostalpinen Schlittens besonders im E erkennbar ist, während im W der Einfluss des Aarmassivs klar zur Geltung kommt, welches im Tödigebiet gegen E abbricht. Demnach ist im E ein «ostalpiner» Stil unter hoher Überlastung bis nahe an den Alpenrand zu verfolgen, während im W frei sich entwickelnde Gleittektonik das primäre Bild weitgehend überprägt. Dieser Wechsel ist z. B. auf OBERHOLZERS Profilen (1933) sehr augenfällig, wobei beide Stil-Typen sich gerade im Querschnitt des Glärnischgebietes ablösen. Es kann deshalb auch nicht verwundern, dass sich gerade hier die Strukturen stark verändern: sind zum Beispiel im Chalttäli noch innerhalb der Axen-Decke der Glärnisch-N-Wand Schollen klar erkennbar, so tritt gegen W in zunehmendem Masse eine Verschleppung nach N ein (vgl. S. 82). Auch die im E gut vertretenen Radstock-Schuppen verschwinden grösstenteils gegen W, während die obere Scherfläche der Axen-Decke in der SE-Flanke des Glärnisch grösstenteils listrisch ist, gegen W aber mehr den plastischen Horizonten folgt (S. 84). – Die Anordnung der abgescherten höheren Kreidemassen in unserem Querschnitt entspricht noch den Verhältnissen im W.

d) Nachhelvetische Stauch- und Zerbrechungsphase

Auf diese jüngsten Vorgänge ist bereits eingegangen worden (S. 114). Merkmal dieser Phase ist der ungewöhnlich hohe Grad von Zerstörung, welcher diese an sich geringen Bewegungen morphologisch viel stärker zur Geltung kommen lässt als manche viel bedeutendere, aber ältere. Da zu Zeiten dieser Phase anscheinend keine bedeutenden Deckenbewegungen im Untersuchungsgebiet mehr stattfanden, wird sie als nachhelvetisch bezeichnet. (Die späte Bewegung an einzelnen Schubflächen erreichte nur kleine Beträge).

Von Interesse ist auch, dass nach freundlicher, mündlicher Mitteilung Herr N. PAVONI[1]) in der Molasse des Zürichseegebietes ältere Faltenstrukturen fand, welche von jüngeren Brüchen versetzt sind, wobei die Bruchrichtungen jenen der Linthtalstörungen, des Murgseebruches oder vieler Brüche in der Silbern ähnlich sind.

[1]) Inzwischen erschien N. PAVONIS Dissertation, in welcher diese Strukturen ausgiebig besprochen werden. (Anmerkung während des Druckes.)

e) Versuch einer Datierung

Es konnten im Glärnischgebiet vier komplexe, in viele Einzelbewegungen aufgelöste Hauptbewegungsphasen unterschieden werden, welche sich durch markante Stilwechsel auch scharf gegeneinander abtrennen liessen. In bezug auf eine genaue zeitliche Einreihung dieser Phasen schweben wir aber noch im ungewissen.

Zeitlich ebenfalls nicht fixiert ist eine ähnliche Gliederung, die W. Brückner (1943) im oberen Schächental durchgeführt hat, d.h. in einer Gegend, welche dem Aarmassiv weit näher ist. W. Brückner unterscheidet für jenes Gebiet:

1. *Ultrahelvetische Phase* mit Überschiebung von Flysch auf die autochthonen Elemente, welche keine bedeutende Verfaltung erlitten. Günzler-Seiffert (1952) führt seinerseits die autochthon-helvetische Absenkung des S-Flügels der persistenten Brüche auf das Aufgleiten von abgeschürften Flyschmassen zurück. Diese Phase ist wohl mit der frühhelvetischen Phase zu vergleichen.

2. *Erste helvetische Phase* mit Hauptverfrachtung nach N und einem Baustil, welcher sehr gut mit jenem der helvetischen Hauptphase am Glärnisch verglichen werden kann (Fig. 1 in Brückner 1943). Das Grundgebirge wie auch das Autochthon wurden im Schächental wenig beeinflusst, stark dagegen die höheren tektonischen Elemente. Listrische Flächen und linsenförmige Schuppen sind kennzeichnend. Diese Abteilung ist mit unserer helvetischen Hauptphase zu vergleichen.

3. *Zweite helvetische Phase.* Verbiegung und Verfaltung der tieferen Decken, Stauchung im Autochthon, während die Axen-Decke gleichzeitig nochmals bewegt wurde und deshalb eine unverbogene Überschiebungsfläche aufweist. Heraushebung des zentralen Alpenkörpers. Der Vergleich mit unserer späthelvetischen Stauch- und Gleitphase ist sehr naheliegend.

4. Auf S. 31 schreibt W. Brückner, indem er sich auf die jungen Brüche bezieht (1943): «Alle übrigen Umformungen der zweiten (helvetischen) Phase gingen völlig plastisch vor sich, haben sich also in grösserer Tiefe ereignet. Damit sich später in denselben Einheiten Brüche (oft mit mächtigen Reibungsbreccien) bilden konnten, muss die Tiefenlage dieser Bauglieder in der Zwischenzeit beträchtlich kleiner geworden sein; mit anderen Worten muss also zwischen Entstehung der plastischen Deformation und Bildung der Brüche eine kräftige Abtragung der höheren Gebirgsteile stattgefunden haben und somit ein längerer Zeitraum verflossen sein.» Er erwägt deshalb die Ausscheidung einer vierten Phase, welche zweifellos unserer nachhelvetischen Stauch- und Zerbrechungsphase gleichzusetzen ist.

Somit ist, was eigentlich zu erwarten war, zwischen den Phasen im Schächental und am Glärnisch eine weitgehende Übereinstimmung anzutreffen, während wir andernorts bereits feststellten, dass in bezug auf die späthelvetische Stauch- und Gleitphase unsere Ergebnisse sich jenen von Arbenz, Gagnebin und R. Staub anschliessen. Die Datierung vieler Brüche als jüngste Bewegungen wird übrigens von jeder Kartierung des Glärnischgebietes und seiner weitern Umgebung bestätigt (z.B. Glarner Karte 1942), da sie ja alle Deckengrenzen wie auch Strukturen der späthelvetischen Phase versetzen. Da eine Verquickung dieser Brüche mit späten, kleinen Bewegungen der Schubflächen wie auch den Aufrichtungen am Glärnisch nachweisbar ist, kann eine Abtrennung von der vorhergehenden Phase kaum bezweifelt werden.

Wenn nun im folgenden eine nähere Datierung versucht wird, so geschieht dies vorwiegend auf Grund der Literatur sowie der einschlägigen Ansichten von R. Staub. Wir hatten festgestellt, dass ein scharfer Schnitt zwischen der helvetischen Hauptphase und der späthelvetischen Phase zu legen ist, weil die erstere alle Merkmale von hoher Überlastung zeigt und an ihren tektonischen Flächen oft Lochseitenkalk oder regenerierte Breccien zu finden sind, während die Stauch- und Gleitphase wie auch die nachhelvetischen Bewegungen unter weit geringerer Überlastung stattfanden und keine derartigen tektonischen Kontakte mehr zeigen. Die Regeneration von Lochseitenkalk und tektonischen Breccien fand unter beträchtlicher Überlastung statt, zudem muss aber auch ein beträchtlicher Zeitraum für diese Vorgänge der Umkristallisation zur Verfügung gestanden haben. Es kann von einer ganz schwachen Metamorphose gesprochen werden, wie sie in weit stärkerem Masse auch im tieferen Penninikum beobachtet werden kann, wo z.B. in den Simplon–Tessin-Decken die Decken- und Schuppengrenzen meist völlig verheilt sind, während junge, geringfügige Bewegungen aller Art breite Zerstörungszonen schaffen konnten.

Für die helvetische *Hauptphase* mit ihrer hohen Überlastung und dem mächtigen Vorstoss der helvetischen Hauptdecken ist die Parallelisation mit der *tirolíden* Phase von R. Staub (1924, 1934, 1952) naheliegend, welche ins Rupélien gestellt wird. So wurde im Glarnerland der Mattersandstein als wohl jüngstes Schichtglied von der vorrückenden Deckenmasse überfahren; nach Boussac entspricht er etwa der Grenze Lattorfien-Rupélien. Im Chattien setzten im Alpenvorland mächtige Nagelfluhschüttungen ein (Rigi, Mont Pèlerin...).

Günzler-Seiffert (1952) bezeichnete die Absenkung des S-Flügels der persistenten Brüche als *postpriabon*, so dass für die *frühhelvetische Phase* nur ein kurzer Zeitraum zur Verfügung stände und diese damit als blosses Vorspiel zur Hauptüberschiebung zu verstehen wäre. Sie hätte damit zu einem Zeitpunkte eingesetzt, als sich die ostalpine Stirn bereits dem helvetischen Sedimentationsraum näherte. Der markante Stilwechsel zu unserer helvetischen Hauptphase wäre daher weniger durch eine neue Phase als durch die plötzliche, hohe Überlastung durch die ostalpinen Decken zu erklären. Aus unserem Untersuchungsgebiet heraus kann die Frage nach dem Alter der frühhelvetischen Phase nicht entschieden werden, doch haben die letzten und stärksten Bewegungen dieser ersten Phase kaum vor der Ablagerung des Mattersandsteines stattgefunden, da sie doch einen starken Einfluss auf die Flyschsedimentation hätten haben müssen.

Im Zusammenhang mit der *späthelvetischen Stauch- und Gleitphase* wurde auch die randliche Molasse überfahren, weshalb sie nach R. Staub als *spätinsubrisch* zu bezeichnen wäre (1917, 1924, 1934). Somit steht für die *Regeneration der tektonischen Breccien* und Mylonite ein Zeitraum zur Verfügung, welcher mit der Schüttungszeit der Molasse zu vergleichen ist. Damit sei allerdings keineswegs gesagt, dass in der langen Zwischenzeit keine Bewegungen mehr stattfanden; diese scheinen sich aber, und offenbar nicht nur im Glärnischgebiet, eher auf Hebungen, Senkungen und Verbiegungen als auf grosse Verschiebungen konzentriert zu haben. Nach R. Staub (1934, 1952), K. Habicht (1938), J. Speck (1953) u.a. spiegelten sich solche Bewegungen ausgezeichnet in der Molasse-Sedimentation, dagegen können sie naturgemäss im Gesteinsverband des Glärnisch nicht mehr erkannt werden. Während dieser Zeit muss die überlagernde ostalpine Deckenlast allmählich abgetragen worden sein, so dass die späthelvetische Stauch- und Gleitphase unter viel geringerer Überlastung stattfand.

Am unsichersten muss die Datierung der *letzten Phase* bleiben, welche ins Pliocän fallen muss, wenn man sie nicht sogar als noch jünger betrachten will. Ein Zusammenhang der Bewegungen unter sich ist meiner Meinung nach anzunehmen. Nach dem Grad der angerichteten Zerstörung wie auch wegen der Durchschneidung und Versetzung mächtiger Deckenpakete, Stauchungen usw. geht es kaum an, in all den jüngsten Bewegungen nur einen allmählichen, unbedeutenden Ausklang der alpinen Bewegungen zu sehen, sondern diese Erscheinungen müssen einer Reihe von kräftigen Stössen, vor allem aus dem Untergrund, entsprechen. Selbstverständlich ist es möglich, dass diese Flächen z.T. schon früher entstanden oder auch noch später spielten (Erdbeben). Entsprechend dem Gedankengang W. Brückners (1943) möchte ich für die nachhelvetische Phase einen beträchtlichen zeitlichen Abstand von der späthelvetischen Stauch- und Gleitphase annehmen. Nach Argand (1916) und Staub (1934) haben sehr beträchtliche Hebungen im Alpenkörper an der Wende des Unter-Pliocäns zur Astizeit stattgefunden. Diese äusserten sich auch in einer starken Reaktion der Talbildung. Vielleicht fällt unsere nachhelvetische Phase damit zusammen[1]).

Es wurde im vorstehenden versucht, mit Hilfe der Beobachtungen nicht nur den Endzustand des Glärnisch zu deuten, sondern auch in die bunte Vielfalt von Bewegungen einzudringen, deren ungeheure Gewalt und Grossartigkeit oft kaum zu erfassen sind. Diese Geschichtsschreibung muss notgedrungenermassen fragmentarisch bleiben und weist Lücken und Unsicherheiten sowohl im vor-orogenen wie auch im orogenen und spät-orogenen Teil auf. Abschliessend sei bemerkt, dass die hier geäusserten Gedanken über Überlastung und tektonische Kontaktflächen in bezug auf die einzelnen Phasen im strengen Sinne nur für das Untersuchungsgebiet am Glärnisch gelten und deshalb nicht ohne weiteres auf Nachbargebiete zu übertragen sind. So ist z.B. entsprechend dem Zurückweichen der ostalpinen Stirn gegen W in diesem Ausschnitt des Helvetikums eine Änderung der Verhältnisse in jener Richtung zu erwarten.

---

[1]) Auch ein Zusammenhang mit der zweiten Jurafaltung und den von N. Pavoni (1957) beschriebenen Brüchen in der Zürcher Molasse ist durchaus denkbar. Der orogene Stoss wäre über unser durch frühere Phasen bereits weitgehend in sich verkeiltes Gebiet weiter nach Norden getragen worden.

Morphologie und Quartär

I. Morphologie

In einem der reizvollsten Kapitel beschreibt Baltzer in seinem «Glärnisch» (1873) unter dem Titel «Äussere Architektur und Ornamentik» einige Ausschnitte in der bunten Vielfalt der Formen dieses Gebirgsstockes. Mutet heute auch manches in seinen Ausführungen sonderbar an, so spürt man darin doch eine tiefe Begeisterung und Liebe für dieses trotzige, herbe und doch so reizvolle Massiv mit seinen unvermittelten Gegensätzen. Leider ist hier nicht der Platz dafür, von all den unberührten Winkeln, dem exponierten Gemsjägerweg des Fryfads oder den Überraschungen von Fauna und Flora zu schreiben.

Bei maximaler Neigung stürzt die *Glärnisch-N-Wand* unvermittelt in den stillen Klöntalersee (z. B. entspricht einem Gefälle von 2100 m unter dem Ruchen nur 2000 m Horizontaldistanz), wobei der geradlinige Verlauf der unteren Partien der Wand gegen oben hin durch tiefe Nischen aufgelockert wird. Lokal haben sich neben der Formung durch Wassererosion und Felssturz auch steile Kessel ausgebildet (Darli im NW des Ruchen, Chalttäli, Gleiter), doch stehen wir überall eindeutig vor sehr jungen Geländeformen.

Die Ausräumung der tiefen *Klöntalerfurche* unmittelbar vor der Wand kann nur zum Teil durch die blosse Tätigkeit des Wassers erklärt werden. Wir haben das Gebiet Hinter Sackberg–Hochwald–Löcherwald als anstehenden oder etwas versackten Komplex interpretiert, so dass dort eine bedeutende Schwelle anzunehmen wäre. Auch sonst deuten die Formen und die Gefällsverhältnisse in vielem auf die Tätigkeit des Klöntalgletschers. Die Erosion hat aber nur deshalb ein derart tiefes Tal herausmodellieren können, weil im N der intakten Felsmauer des Glärnisch eine Zone mächtiger Zerstörung lag (Tafeln I und II).

Jung erscheinen auch die Formen des Linthtales, doch ist dort die Wirkung der komplexen Störungen weniger eindeutig erkennbar. Zwischen Nidfurn und dem Stöckli ob Glarus entspricht die Grenze des Anstehenden dem Einsatz starker Störungen, wobei allerdings der Bergsturz von Guppen eine tiefe Sondernische in die ursprüngliche Talwand hineingerissen hat.

E. Gogarten (1910) hatte am Glärnisch zahlreiche Terrassen als Reste von alten Talsystemen aufgefasst, doch bewies Oberholzers vortreffliche und ausführliche Entgegnung die Unhaltbarkeit dieser Annahmen (1933, S. 535 ff.).

Als einziger derartiger Überrest könnte vielleicht eine geneigte Terrasse bei Rütenen westlich Leuggelbach gelten, wobei am unteren Rand der Verflachung prachtvolle Gletscherschliffe im Quarzporphyr des Verrucano zu beobachten sind. E. Brückner (1904, S. 614) nahm seinerzeit zwei fossile Talbodensysteme im Linthtal an, wobei das untere mit dieser Verflachung in Zusammenhang gebracht werden könnte (unterer Rand der geneigten Terrasse auf ca. 900 m, Talboden von E. Brückner bei Linthtal auf 950 m, bei Schwanden auf 800 m).

Erst südlich der Linie Nidfurn–Guppen Oberstafel–Ruchen–Feuerberg treten ausgedehnte, flachliegende Gebiete am Glärnisch auf, welche aber ohne Zweifel weitgehend das Siegel des tektonischen Baues und der Schichtstellung tragen: die Karmulden im weichen Aalénien von Oberblegi und Guppen Oberstafel werden z. B. talwärts von Barrieren aus Liaskalk abgeschlossen, wobei der einstige Gletscher die tektonischen Strukturen prachtvoll herausmodelliert hat. Der Glärnischgletscher folgt einer tektonisch bedingten Mulde, während sein Abfluss im Rossmattertal durch querlaufende Bruchzonen nordwärts abgeleitet wurde. Weiche Schichten bilden Terrassen (Baumgarten, Leuggelen, Bänder der SE-Flanke usw.), wobei Verwitterung und Gletschertätigkeit Hand in Hand arbeiten. Junge Bruch- oder Kluftflächen können auf grosse Strecken zur Terrainoberfläche werden (z. B. Sunneplangge nordöstlich des obersten Teiles der Guppenruns) oder mächtige Wände abgrenzen (Wand des Leuggelenstockes usw.).

In wenig geneigten Partien legt die Morphologie wie auch die häufig zu beobachtende Karstentwässerung das Schwergewicht der Erosion auf die Lokalgletscher, während das fliessende Wasser nur in jungen Schluchten grosse Bedeutung gewinnt (Schlucht der Guppenruns bei Guppen Mittelstafel, Luchsingertobel, Schlattalpelibach, Löntschtobel, Linth zwischen Schwanden und Glarus usw.).

Wie schon R. Staub (1934) betonte, sind die Formen in dieser Gegend jung, was etwa durch den Vergleich mit dem von ihm (1952) eingehend untersuchten, von reicher Vorgeschichte belasteten Malojapassgebiet eindrücklich demonstriert wird. Stellten wir die Hauptzertrümmerung durch junge Brüche ins Pliocän (vermutlich ins späte), so fällt damit ein sehr wesentlicher Anteil der Ausräumung der heutigen Täler ins jüngere Pliocän und ins Diluvium und muss ein Maximum unterhalb des heutigen, schuttbedeckten Talbodens des Linthtales erreicht haben. Wie tief die Ausräumung einst war, weiss man noch nicht, doch deuten die Verhältnisse in der tief eingefressenen, wenig bedeutenden Wüestruns westlich des Stöcklis auf eine wesentlich tiefere Erosionsbasis bei Glarus, als wir sie heute finden (vgl. S. 94). Wie die von Moräne überkleisterte Hügelreihe Bergli–Unter Sack und die ebenfalls von Moränenresten gekrönten Bergsturzmassen des Guppen-Bergsturzes wie auch die Stauschotter bei Nidfurn beweisen, wurde aber bereits vor dem Churer Stadium der Gletscher (siehe S. 131) das heutige Talniveau annähernd erreicht (Ausnahme: der Deyensturz).

II. Bergstürze und Sackungen

Nur wenig sei hier in Zusammenfassung und Ergänzung der vorzüglichen Untersuchungen von Oberholzer (1900 und 1933) gesagt:

1. Stöckli-Bergsturz

Dieser – soweit bekannt – älteste Bergsturz des Untersuchungsgebietes fiel auf ein altes, tief eingeschnittenes Relief, wobei der Lauf der Wüestruns tief begraben und erst später wieder unvollständig freigelegt wurde. Stark verkittete, oft in grobe, nicht durchgehende Bänke gegliederte Relikte finden sich sowohl auf dem Felserker des Stöcklis wie auch viel tiefer unten westlich des Bettes der Wüestruns. Oft erweckt die Breccie mit ihren steilen Wänden, ihren Höhlen und bizarren Türmen den Eindruck von anstehendem Fels, was noch dadurch unterstützt wird, dass die unscharf abgesetzten Bänke mit stärkerer Verkittung meist flach liegen und keineswegs hangparallel laufen. Das eckige, meist recht feine Trümmermaterial besteht aus einer bunten Mischung von Quintnerkalk, Troskalk, Zementstein und Öhrlikalk der Forrenstock-Serie wie auch aus Dogger der Axen-Decke, so dass der Sturz eindeutig in der steilen Nische zwischen Forrenstock und Bruchegg im NE-Pfeiler des Vorderglärnisch zu beheimaten ist. Wie Oberholzer ausführte, kann die merkwürdige heutige Lage des Sturzes nur dadurch erklärt werden, dass am Stöckli das Relikt eines grossen, alten Sturzes zu sehen ist, während die Hypothese einer Schuttauffüllung im «toten Winkel» zwischen Linth- und Klöngletscher bei hohem Gletscherstand recht unwahrscheinlich ist, weil auch die tiefe Wüestruns vom Bergsturz ausgefüllt ist und somit der eisfreie Winkel mindestens 300 m unter die damalige Eisoberfläche hätte offen sein müssen. Die starke Verkittung, besonders aber die intensive Erosion, deuten auf ein höheres Alter des Stöckli-Sturzes als jenes des Guppensturzes, welcher zwischen dem Bühlstadium und dem Churer Stadium niederbrach. Anderseits konnten weder Oberholzer noch ich erratische Gesteine auf der Kappe des Stöcklis finden, was gegen einen Sturz vor dem Bühlstadium spricht, doch wäre es immerhin denkbar, dass eventuell einst vorhandene Moränenreste dem kräftigen Abtrag zum Opfer gefallen wären. Als wahrscheinlichste Lösung bleibt ein Sturz zum Zeitpunkt, an dem die Eismassen des Bühlstadiums schon weitgehend abgeschmolzen waren, wobei vielleicht ein Weitergleiten der tiefergelegenen Sturzmassen auf Eis stattfand. Die Möglichkeit eines höheren Alters ist aber vorerst nicht auszuschliessen.

2. Guppen-Bergsturz

Grossartig ist das von Alb. Heim (1895) und Oberholzer (1900) aufgestellte Bild dieser gewaltigen Katastrophe: aus der tiefen Nische zwischen Vorderglärnisch, Guppenfirn und Guppen Oberstafel lösten sich ca. 800 000 000 m³ Gestein los und brandeten mit ungeheurer Wucht am Gegenhang bei Sool ob Schwanden auf, worauf sie dann, scharf gegen N abgelenkt, in allmählich ersterbendem Schwung bis nach Glarus vorstiessen. – Im grossen und ganzen betrachtet, handelt es sich um einen einmaligen mächtigen Sturz, welcher einerseits in der Gegend von Glarus Moräne überfuhr, anderseits aber auch mehrfach von einer schwachen Moränendecke überkleistert ist (Schwändi, Soolerhügel, Schweizerhaus – wo dies schon A. Escher 1842 bemerkte – Bühlen usw.). Da die Moräne meist schmächtig ist und viel aufgearbeitetes Material aus dem Bergsturz selber enthält, ist eine Ausscheidung meist schwierig; doch finden sich darin häufig unverkennbar erratische Blöcke. So hinterliess der Guppengletscher bei Schwändi auf den Trümmern des Sturzes Moränen (Oberholzer 1900 und Tagebücher), aber auch in der Ausbruchnische selbst sind bei Guppen Mittelstafel prächtige Wallmoränen dieses Gletschers anzutreffen.

Alles weist auf einen einzigen, gewaltigen Sturz mit schwarmweise gruppierten Trümmern hin, doch ist trotzdem eine scharfe Gliederung der Ausbruchnische in drei Teile festzustellen. Die Wand der Hauptnische unter dem Guppenfirn sinkt steil von der Unterkreide der Axen-Decke bis ins Niveau der Aalénienschiefer hinunter, von wo ein flacher Boden ostwärts bis zur Trias von Guppen Mittelstafel anschliesst. Eine zweite Nische im Gebiet zwischen Vorderglärnisch und Sienen lieferte zur Hauptsache Juragesteine und war nur locker mit der ersten verbunden. Wir finden dementsprechend zwei gesonderte Kegelspitzen des Sturzmaterials, eine bei Schwammegg im NE von Guppen Mittelstafel und eine zweite unter den nördlichen Sienen; die Schuttmassen stossen talwärts bald zusammen, sind aber bis nach Schüpfen ob Schwändi noch deutlich durch ein Tälchen getrennt. Auffälligerweise enthält der südlichere Kegel im Gegensatz zu den übrigen Schuttmassen reichlich Kreidegesteine; vielleicht handelt es sich um Gesteine aus einem Nachsturz aus dem Gebiet der heutigen Zunge des Guppenfirns; zudem wurde dieses Gebiet aber auch vom Guppengletscher nochmals überfahren und ist in einzelnen Teilen mit Bachschutt der Guppenruns bedeckt, so dass dessen Oberfläche komplex zusammengesetzt ist (Bergsturz, Erratikum, aufgearbeiteter Bergsturz, Bachkies).

Südlich und unmittelbar nördlich der Guppenruns findet man unter Schwändi Gesteine aus der Forrenstock-Serie und der Nidfurner-Stöckli-Serie, welche einer dritten Teilnische unterhalb der Schwelle von Guppen Mittelstafel entstammen müssen (Verrucano, Troskalk, etwas Kreide, Assilinengrünsand, Globigerinenschiefer). Schutt dieses Einzugsgebietes findet sich auch beim «Kalkofen» an der Hauptstrasse wenig nördlich Schwanden (von Rothpletz noch als anstehend betrachtet), von wo Oberholzer (1900, S. 156 und Tafeln) eine eingehende Beschreibung gibt und eindeutig die Bergsturznatur nachweist.

Der Bachschutt in den toten Läufen der Guppenruns und Hansliruns auf dem Blockwerk des Bergsturzes erzählt eindrücklich die Geschichte der allmählichen Eintiefung dieser Bäche, wobei die Guppenruns sich allmählich sogar tief in die Schwellenzone der anstehenden Rauhwacke der Forrenstock-Serie bei Guppen Mittelstafel einfrass. Mit dieser späten Eintiefung hängt auch die junge, scharfe Erosionskerbe des Baches in den bachaufwärtsliegenden Schutthalden des Legers zusammen, doch darf man für die Hansliwie auch für die Guppenruns die Erosionsbeträge – der weitflächigen Schuttkegel gegen das Linthtal wegen – nicht überschätzen, da diese den Bergsturz meist nur in geringer Mächtigkeit überlagern und oft kleine «Fenster» desselben offenlassen.

Schon früh sind die *Schotterterrassen* hinter Schwanden aufgefallen, Schotter, deren Ablagerung durch die Absperrung des Linthtales unterhalb Schwanden durch den Guppen-Bergsturz verursacht wurde. Nach Alb. Heim (1895) soll die mit wenigen Ausnahmen flachliegende Schichtung der Kiese darauf hindeuten, dass die Linth hinter dem Bergsturzriegel nirgends einen See bilden konnte, sondern vollständig darin versickerte. Deltaschichtung wurde von Oberholzer (1900) als Ausnahme von einigen Stellen beschrieben, so vom Linthbord südlich Nidfurn (am Bönigerrain) und von einer ehemaligen Kiesgrube nördlich Nidfurn an der Strasse nach Schwanden, wobei dort auch merkwürdige «Verwerfungen» zu beobachten waren. An dieser Stelle soll nach Oberholzer (1900, S. 134) die Moräne eindeutig auf den Schotter hinaufgreifen, doch ist heute der Aufschluss vollkommen verwachsen. Viel eindeutiger ist die Überdeckung durch Moräne

am Bönigerrain, d.h. südlich des Moränenkranzes von Nidfurn. Über einer ca. 20 m hohen, z.T. leicht verkitteten Kieswand fand OBERHOLZER (1900, S.147) über 2 m Moräne.

Durch reichlichen Gehalt an Flysch und etwas Kristallin, ferner auch durch die vorzügliche Rundung, erweisen sich die Schotter von Matt nördlich Nidfurn wie auch jene vom Bönigerrain als Linthschotter. Deren Terrassenniveau entspricht übrigens keineswegs der höchsten Aufstauung, erwähnt doch OBERHOLZER bei Sool und Schwanden Kiesterrassen bis auf 590 m Höhe, allerdings aus Sernftschotter. Im «Bühl» südlich Schwanden werden drei Terrassenniveaux erwähnt, wovon das mittlere dem unsrigen entspricht. Nach OBERHOLZERS Tagebüchern (51/99) soll im Niederental der Niederenbach sogar bis auf die Höhe von 605 m Terrassen gebildet haben, welche von Moräne überdeckt wurden.

Man mag sich fragen, ob die bedeutende Wassermenge der Linth und des Sernft auf die Dauer im Bergsturzriegel von Guppen wirklich versickern konnte, wenn ein durchaus ähnlicher Riegel im Klöntal andrerseits einen See aufzustauen vermochte und Beispiele von Kolmatierung in Bergsturzgebieten (z.B. Klöntal, Flimser Bergsturz) oder auch bei modernen Kraftwerkbauten (z.B. Stauwerk von Wettingen mit weitgehender Abdichtung von Schottern in wenigen Jahrzehnten) bekannt geworden sind [1]). Eine solche Abdichtung ist um so wahrscheinlicher, als die Ablagerung der Schotter zwischen zwei Vergletscherungsstadien zu liegen kommt und somit die Linth und Sernft zeitweise reichlich Gletschermilch führen mussten.

Vor dem neuerlichen Gletschervorstoss waren die Schotter durch die inzwischen bis mindestens in das heutige Talniveau in den Bergsturzriegel eingefressene Linth bis auf kleine Reste abgetragen worden. Entsprechend dem Profil des Terrassenabfalls nördlich Nidfurn (OBERHOLZER 1900) wie auch den Aufschlüssen bei Zügersten (siehe unten) und am Bönigerrain muss bereits zu jenem Zeitpunkte der heutige Terrassenrand an vielen Orten erreicht worden sein. Sowohl die Terrassenfläche wie auch das Steilbord sind dort nämlich lokal mit Moräne überdeckt, ohne dass die Vorkommen in den Halden überall mit Abrutschen der Moräne erklärt werden können. Es mutet allerdings merkwürdig an, dass die Terrassenkante nördlich Nidfurn den Gletschervorstoss bis Netstal überstehen konnte; viele Schotterhorizonte sind aber stark verkittet, so dass sie vielleicht damals der nur kurzen Übergletscherung Widerstand leisten konnten. Der Abfall des Steilbordes ist entsprechend der Feinschichtung gestuft. Die eigenartig querliegende Kante nahe nördlich Nidfurn kann am ehesten zur Zeit des Nidfurner Stadiums des Linthgletschers entstanden sein.

Anschliessend an die Besprechung des Guppen-Bergsturzes sollen hier noch drei Aufschlüsse aus dessen unmittelbarer Nachbarschaft erwähnt werden:

a) Unter der breiten Nische östlich des Gipfels des Vorderglärnischs liegen in den steilen Wildheuplanggen nördlich Baumgarten verkittete Breccien aus Dogger und Malm der Axen-Decke, was sowohl der darüberliegenden Nische wie auch Bergsturzmassen am Fuss der grossen Wand darunter und in der Gegend des Fadenwaldes entspricht. Das Verhältnis zu den Sturzmassen von Guppen wurde nicht näher untersucht.

b) Durchwegs eckiges, z.T. etwas verkittetes Material mit viel Malm (Schiltschichten, feine Breccien, Quintnerkalk, helle Kalke ähnlich Troskalk oder Schrattenkalk), daneben aber auch Lias, Verrucano, Dogger und Kreide finden sich in einer kleinen Kiesgrube am Rand der Schotterebene von Matt, am Fusse des Hanges gegen Leuggelen. OBERHOLZER bemerkt in den Tagebüchern (55/36), dass die Zusammensetzung wie auch die Morphologie einem Bergsturz entspreche, während die Deutung als Moräne auf viele Widersprüche stosse. Die Gesteine können aus dem nahen Glärnischhang abgeleitet werden. Die Schuttmassen ziehen sich zwischen Heimli und Halten westlich Thon weit in den Hang hinauf, so dass es sich um einen kleinen Bergsturz handeln muss, dessen Fuss von den Linthschottern anscheinend eingedeckt wurde.

c) OBERHOLZER (1900) erwähnte vom nördlichsten Abschnitt der Schotterterrasse von Matt «mehrere flache Terrainwellen mit grossen Blöcken von Lias», welche er von einer Lokalmoräne aus dem Glärnischgebiet oder von Lawinen ableitete. Neben den auffälligen Liasblöcken fand ich dort auch noch kleinere, z.T. gerundete Trümmer von Verrucano, grauer und rötlicher Echinodermenbreccie, Malm und unterer Kreide, so dass die Deutung als Lokalmoräne sich aufdrängt (vermutlich im Verband mit dem Talgletscher beim Vorstoss von Netstal). Dies wird auch dadurch unterstrichen, dass 1956 beim Ausbau eines Strässchens am Fuss der Terrasse der Zügersten (bei Schwanden, NE-Ecke der Schotterterrasse) verrutschte Moräne

[1]) Nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Herrn Ing. ZELLER.

mit gerundeten, z. T. gekritzten Blöcken in lehmiger Grundmasse zum Vorschein kamen. Einzelne erratische Blöcke liegen auch anderswo auf den Schottern von Matt oder am Steilbord. Eine andere Herkunft könnte höchstens für die Liasblöcke erwogen werden, welche – vermutlich durch ihr Gewicht – oft weit in die Schottermassen eingesenkt sind. – Neben diesen Blöcken und unter der dünnen Moränendecke wurde auf der Hochfläche der Zügersten früher Sand ausgebeutet, welcher zweifellos fluviatil entstanden ist. Auch an der Strasse am Fuss der Terrasse wurde Sand gefunden, daneben auch eine Lage von blaugrauem, reinem, magerem Lehm. Dieser lässt verschiedene kleine Quellen austreten, welche ihrerseits Rutschungen auslösten.

3. Riegel des Klöntals, Deyensturz

Der «Hochwald-Bergsturz» Oberholzers wurde bereits eingehend behandelt und eine Deutung vorgeschlagen, bei welcher das Hochwaldgebiet als zerrüttetes, vielleicht etwas versacktes Anstehendes betrachtet wird (S. 94).

Als echter, grosser Bergsturz muss dagegen der *Deyensturz* angesprochen werden, dessen Trümmerstrom vom Wiggismassiv her die Hochfläche des Hochwaldes wie auch das Bord des Stotzigen und die tieferen Gehänge teilweise überflutete, wobei seine Grenze stets scharf abgesetzt ist und auch durch einen markanten Wechsel in der Zusammensetzung der Gesteine leicht zu bestimmen ist. Die Sturzmassen vermochten im W von Hinter Sackberg den Fuss der Steilwand des Glärnisch zu erreichen, während sie weiter östlich auf der flach ansteigenden Hochfläche des Hochwaldgebietes zurückblieben und an der Aufbrandungsfront ein Tälchen bildeten, welches entsprechend der Deutung von Oberholzer (1900 und 1933) nicht auf Erosion zurückgeführt werden kann. Im Gebiet von Hinter Sackberg, wo die Schuttmassen eben von der Glärnisch-N-Wand zurückgewichen sind, die ursprüngliche Hochfläche aber noch überhöhen, wurde vom Gleiterbach ein schöner Alluvialboden gebildet. Dessen Niveau entspricht heute sowohl dem Aufbrandungstälchen im NE wie einer Rinne im W, wo sich der Bach in den Bergsturz eingefressen hat. Der heutige Wasserlauf zielt gegen das Klöntal und versickert allmählich im Trümmermaterial, ein Abfluss zu anderen Zeiten gegen NE ist aber durch unbedeutende Geschiebeböden im obersten Teil der Grenzfurche an der Sackbergstrasse ebenfalls belegt, während das Wasser allem Anschein nach dann versickerte, ohne Vorder Sackberg je zu erreichen.

Südöstlich Vorder Sackberg bis zum Stotzigen brandete der Sturz jenseits der Grenzfurche am Löcherwald-Hochwald-Komplex hoch auf und flutete dann talwärts über den steilen Abfall des Stotzigen hinunter, dessen Kante aber immer noch durch die Trümmermasse durchschimmert. Die Hauptmasse des Sturzes wurde aber bereits am südlichen Hang des heute begrabenen, tiefsten Teils des Löntschtales talauswärts abgelenkt und strömte bis mindestens nach Riedern vor.

Talaufwärts entstand quer über das Klöntal eine Barriere, welche den Klöntalersee weit über sein heutiges Niveau hinauf aufstaute. Aus verschiedenen Beobachtungen, so aus einer Erosionsterrasse nördlich der Löntsch, einem Bachschuttkegel mit Steilbord gegen den See bei Rhodannenberg (bei dem Staudamm) und einem Staukiesboden an der Richisauer Klön schloss Oberholzer (1900 und 1933), dass das ursprüngliche Seeniveau mindestens 60 m höher lag als der heutige, natürliche Spiegel. Am Schlattalpelibach und an der Darliruns (nördlich Ruchen) haben sich die jungen Bachläufe tief in ältere Schuttkegel eingefressen. Wenig westlich des Schlattalpelibaches ist ein Terrassenrand zu beobachten, welcher auf ein Seeniveau von 890–880 m hinweist, was mit Oberholzers Annahmen übereinstimmt. Alles deutet darauf hin, dass damals ein echter, grosser See aufgestaut wurde, wobei die Bergsturzmasse offenbar durch die Gletschermilch im Seewasser ziemlich rasch abgedichtet wurde. Oberholzer (1900, S. 90) beschreibt von der Güntlenau im Gebiet des Schlattalpelibaches ein heute durch den künstlichen Stau verschwundenes Profil: unter 6,5 m Bachkies mit kleinen Lehmbändern folgte eine unbekannte Mächtigkeit von feinem, dunkelgrauem, geschiebefreiem Lehm mit Zweigen und Blättern. Diese Schicht führte an der Grenze zum Kies beträchtliche Mengen von Grundwasser und wurde als Schlammablagerung am Grunde des Sees gedeutet.

Auf einen höherliegenden, früheren Abfluss des Klöntalersees weist die Terrasse von Bärschirüti nördlich Vorder Sackberg und der «Schuttkegel» der Allmeind von Glarus, welcher – wenigstens im südlicheren Abschnitt – als Produkt eines oder mehrerer Murgänge zu betrachten ist (siehe S. 88). Diesem höchsten

Niveau folgen mehrere tiefere Läufe mit Schuttkegeln und Terrassenrändern in der Gegend von Riedern und Glarus, zudem sind auch an den Talwänden des Löntschtobels Kiesterrassen zu beobachten. Der Klöntalersee sank allmählich ab und schrumpfte zu einem kleinen, seichten See zusammen, welcher erst durch die künstliche Aufstauung (1910) zu einem Speicherbecken bei seinem Hochstande den Grossteil seiner früheren Ausdehnung und landschaftlichen Schönheit zurückgewann.

Als *Abrissgebiet des Deyensturzes* erkennt man auf den ersten Blick die breite Nische von Blanken zwischen Deyenstock und Auernalp, wo einst die überkippte Stirne der Axen-Decke lag. Die Liste der Gesteine des Bergsturzes von OBERHOLZER (1900) wäre dahin zu ergänzen, dass im Löntschtobel westlich Bärschirüti und auch weiter bachabwärts Zementstein und oberster Quintnerkalk der Axen-Decke auftreten (vgl. S. 92). Nach OBERHOLZER ist die auf 0,6 km³ geschätzte Trümmermasse nirgends von Moräne überdeckt und damit postglazial, doch weisen die grossen Erosionsbeträge, die häufige Verkittung und die bewegte Geschichte des Klöntalersees trotzdem auf ein beträchtliches Alter. Es sind sowohl verkittete Bergsturzmassen wie auch verkittete Schotter (Steilbord des ehemaligen Löntschschuttkegels gegen die Linth bei Buchholz, OBERHOLZER 1900, S. 100) zu finden.

4. Übrige Bergstürze

Wie dies bei dem durchschnittlich überaus steilen Gelände am Glärnisch zu erwarten ist, tritt im Glärnischgebiet eine grosse Zahl kleinerer und grösserer Stürze auf. Einige wenige Beispiele sollen hier herausgegriffen werden, während ich für die übrigen auf die Karte verweise.

a) Die Schuttmasse der Fahnenplangge, 200 m im NE von Oberblegi Oberstafel, und ihre tiefere, grösstenteils unter einem jungen Bachschuttkegel begrabene rückwärtige Fortsetzung in der Ebnet bestehen vorwiegend aus Malm und wenig Dogger und stammen aus der Axen-Decke. Die geringe Neigung der Sturzbahn, das isolierte Vorkommen ohne rückwärtige Fortsetzung über den Boden von Oberblegi und die z. T. wallförmige Anordnung weisen auf ein Sturzdatum, wo noch Gletschereis einen Teil der Ebnet bedeckte (vgl. auch OBERHOLZER 1933).

b) Einige Stürze liegen *über* den jüngsten Moränenwällen, so z. B. jener des Dohlenberges ob Nidfurn und jener des Steitälis zwischen grossem und kleinem Feuerberg.

c) Geschichtlich von Interesse ist der Sturz, welcher in zwei Teilen (11. November 1593 und 3. Juli 1594) von den Felstürmen der «Schwestern» am NE-Grat des Vorderglärnisch über den Kessel des Alpeli bis zum Wyden ob Glarus niederbrach. Nach Augenzeugenberichten sollen Erdbeben den Sturz ausgelöst haben, welcher zwei der drei «Schwestern» in die Tiefe riss. Vorerst wurde kein grosser Schaden angerichtet. Weit schlimmer wirkte sich die Aufstauung des Wassers der Brunnenstübliquellen hinter dem Trümmerwall aus, welche neun Tage nach dem zweiten Sturz beim Dammbruch einen katastrophalen Murgang gegen Glarus verursachte. Eine ausführliche Darstellung und auch eine Zusammenstellung der älteren Quellen findet sich in BALTZER (1873) und in OBERHOLZER (1900).

Unbedeutende junge Stürze fanden auch in jüngster Zeit immer wieder statt; sie sind von OBERHOLZER (1933) zusammengestellt worden.

5. Sackungen

Wie bereits eingehend ausgeführt, ist das Gebiet Bergli-Unter Sack wahrscheinlich als Sackung zu betrachten. Falls dies zutrifft, wäre dies die bedeutendste dieser an Sackungen kleinen Maßstabs reichen Gegend.

Innerhalb der Abrissnische des Bergsturzes von Guppen liegt die auch in der Glarnerkarte 1942 dargestellte Sackung der Sienen mit Malm und Dogger der Axen-Decke und einer Basis aus plastischen Aalénienschiefern. Die Gesteinsmassen sind zu grossen Schollen und Türmen aufgelöst und an der Oberfläche oft tief verkarstet, so dass die Hauptbewegung schon vor langer Zeit stattgefunden hat. Bereits begründet wurde, wieso im Gegensatz zu OBERHOLZER das Areal über dem Mergelband des Quintnerkalkes als anstehend betrachtet wird (S. 96).

Ähnliche, oft überaus steile Sackungen sind sowohl in der Glärnisch-N-Wand wie auch in dessen SE-Flanke sehr häufig (so z. B. Stollenplangge nördlich des Oberblegisees, Gehänge unter Guppen Oberstafel).

Kurz vor dem Erreichen der Verebnung von Guppen Oberstafel können am Aufstiegspfad über die «Achsel», ferner auch im NE-Grat des Geissers mächtige, klaffende Spalten beobachtet werden, welche sich im Jahre 1912 (?) eröffnet haben sollen.

III. Vergletscherung

Noch heute liegt ein beträchtliches, gegen alle Flanken exponiertes Areal über der Schneegrenze, deren Höhe je nach Exposition und Lawinenverhältnissen sehr stark schwankt. In den Eiszeiten ist deshalb bis in die letzten Stadien eine allseitige, kräftige Ausbildung der Lokalgletscher anzunehmen, so dass nur relativ junge Moränen erhalten blieben. Hier sei eine kurze Ergänzung der Ausführungen von OBERHOLZER (1900 und 1933) für unser Gebiet gegeben; im übrigen verweise ich auf die Detailkartierung 1:10000 und R. HANTKE 1958[1]). Bei der engen, räumlichen Begrenzung unseres Terrains und den vielen lokal wirkenden Faktoren (starkes Relief mit wechselnder Exposition...) kann hier keine durchgehende Gliederung gegeben werden.

1. Linthgletscher

Erst im *Bühlstadium* der Würmeiszeit mit Stirnmoränen bei Hurden sank die Eisoberfläche des Linthgletschers im Glärnischgebiet unter die Grenze der ständigen Schneebedeckung, welche nach PENCK und E. BRÜCKNER (1901–1908) um 1600–1700 m gelegen haben soll, so dass Wallmoränen erst von diesem Stadium an zu erwarten wären. Sehen wir von Grundmoränen unter dem Bergsturz von Guppen ab (OBERHOLZER 1900 u.a.), so treten Ablagerungen des Linthgletschers im Glärnischgebiet aber erst von einem jüngeren Stadium ab auf. Nach einer kräftigen, lang dauernden *Rückzugsphase bis in den Hintergrund des Linthtales* stiess der Gletscher vorerst kurzfristig bis *gegen Netstal* hinaus vor und bedeckte den Bergsturz von Guppen, welcher in der eisfreien Periode nach der Würm-Hocheiszeit und wohl auch nach dem Bühlstadium niedergebrochen war. Längere Zeit stand er später bei Nidfurn still und hinterliess dort westlich der Linth einen deutlichen Kranz von Stirnmoränen. Bei Schlatt ob Leuggelbach finden sich Seitenmoränen dieses Stadiums auf 650 m, während die höhergelegenen Wälle des Bodenberglis auf 880 m dem Vorstoss nach Netstal zuzuordnen sind. In all diesen Moränen findet sich ein grosser Anteil von Blöcken, welche den Lokalgletschern des Glärnischgebietes entstammen müssen. Diese vereinigten sich damals noch mit dem Hauptgletscher und bedeckten auch nach dessen Rückzug hinter Nidfurn den grössten Teil der Flanken des Glärnischs.

2. Klöntalgletscher

Wie ausführlich dargelegt (S. 91), sind die Klöntaler Moränen des Gebietes Hinter Sackberg-Hochwald weit ausgedehnter, als dies OBERHOLZER (1900, 1933) angenommen hatte. In zwei kräftigen und einem schwachen, tiefsten Wall steigen sie das Steilbord des Stotzigen hinunter und verschwinden unter Schutt. Auf dem Bitziberg und dem Bergli beschreibt OBERHOLZER (1900) eingehend Moränenmaterial, das aus einer Mischung von Gesteinen des Linth- und Klöntalgletschers aufgebaut ist, während alle westlicheren Vorkommen nur aus Material des Klöntalgletschers bestehen. Auch auf dem Grundkopf sind bis auf 650 m Höhe Moränen dieses Gletschers beschrieben worden (S. 92), welche als Wallmoränen zu betrachten sind.

Nach OBERHOLZER (1900, S. 61) findet sich ferner nordöstlich des Stöcklis im Wildenberg am Weg bei Pkt. 635 eine «Moräne mit Klönmaterial», wo auch Quartenschiefer auftreten sollen; auf der Karte (1942) ist aber keine Moräne angegeben. Auch aus der Morphologie würde man am ehesten an diese Deutung denken, doch fand ich bei einer Begehung kein einziges eindeutiges Erratikum, dagegen massenhaft Gestein, das auch im Hang darüber und im Stöckli-Bergsturz vorkommt (z. B. auch Lochseitenkalk und zerdrückte Kreide). Die Grundmasse ist erdig-lehmig, einzelne Komponenten sind gekritzt, doch kann man ganz ähnliche Bilder auch in den nahen, steilen Runsen antreffen. Die Deutung dieses Problems sei deshalb hier offengelassen.

[1]) Während des Druckes erschienen.

Das Areal des Vorstosses des Klöntalgletschers kann also annähernd erfasst werden, wobei meines Erachtens die Mischung mit Linthgletschermaterial bei Glarus nur bedeuten kann, dass dieses Stadium dem kurzfristigen Vormarsch jenes Gletschers gegen Netstal gleichgestellt werden muss. OBERHOLZER kam 1900 (S. 58) auf einen ähnlichen Schluss, glaubte 1933 aber in den Moränen der Kälenhöhe-Hochwald die Spuren des Bühlstadiums zu sehen. E. BRÜCKNER nahm seinerseits an, dass sich diese Moränen auf einer sekundären, abgestürzten Lagerstätte befänden, was aber den Beobachtungen im Hochwaldgebiet widerspricht. Bei der Datierung als «Bühl» ist schwer vorzustellen, wieso auch im Linthtal selbst noch Klöntalmoränen erhalten blieben, wo doch im gleichen «Bühlstadium» der Linthgletscher bis nach Hurden vorstiess. Meiner Meinung nach vereinigte nach der Bühlvereisung ein neuer, schwächerer Vorstoss beide Gletscher bei Glarus, während anderseits die auffällig schwache Moränendecke darauf hinweist, dass die Überdeckung mit Eis im Gebiet von Glarus nur kurzfristig sein konnte. Der Vorstoss der vereinten Gletscher mag etwa bis Netstal gegangen sein.

Hiefür kommt aber weder Bühl- noch Gschnitzstadium in Frage, sondern er müsste zwischen beiden liegen, womit wir auf R. STAUBS (1939) *Churer Stadium* stossen, welches er mit Vorbehalt dem Schlernstadium gleichsetzte [1]). Somit wird die verblüffende Ähnlichkeit der Erscheinungen am Flimser Bergsturz mit jenen am Guppen-Bergsturz noch dadurch unterstrichen, dass der gleiche Vorstoss analoge Trümmermassen um ähnliche Beträge überfuhr.

Ein *Seitenmoränenwall* des Klöntalgletschers legt sich auf ca. 1130 m über die Talstufe von Richisau und entspricht damit einer Gletscherstirn, welche ungefähr am östlichen Ende des Klöntalersees liegen musste; eine Verkopplung mit den Moränen der Kälenhöhe scheint mir unwahrscheinlich, da diese zu hoch liegen (besonders bei Berücksichtigung des damaligen Talquerschnittes). Weitere Rückzugsstadien lassen sich im Rossmattertal feststellen (zurzeit von R. HANTKE untersucht). Sehr jung sind die prachtvollen Wälle bei der Glärnischhütte, soll doch noch zur Zeit des Baues der ersten SAC-Unterkunft der Gletscher in wenigen Minuten erreichbar gewesen sein. Die höheren Wälle jener Gegend entsprechen nach R. STREIFF-BECKER (1932) einem Gletschermaximum am Anfang des 19. Jahrhunderts. Heute liegt vor der Stirn eine prachtvolle Rundhöckerlandschaft mit Gletscherschrammen auf dem in jüngster Zeit eisfrei gewordenen Areal, ist doch die Stirne in 150 Jahren um über 900 m Horizontaldistanz und 400 m Gefälle zurückgewichen. [2])

3. Bösbächi-Oberblegi-Gletscher

Prachtvolle Moränenbilder lassen sich an diesem Gletscher beobachten, dessen Hauptnährgebiet im Areal des heutigen Bächifirns nur locker mit dem angeschlossenen Einzugsgebiet des hinteren Bösbächitales verbunden war. Eine Transfluenz beidseits des Vorderkammstocks (Gebiet des Kamms) ist wohl nachweisbar, scheint aber keine grosse Bedeutung erlangt zu haben, weil der Verlauf der Seitenmoränen des Bösbächigletschers unbeeinflusst blieb, soweit dies noch zu kontrollieren ist. Über dem Niveau der auffälligsten Wälle von Oberblegi sind auf der Wyssgand, am oberen Ende der Ijenruns und im NE des Steinigerbaches bei Zetterris Wälle zu beobachten, welche einem stärkeren Vorstoss entsprechen. Die beobachteten Mächtigkeiten sind gering, Wälle sind nur an wenigen Stellen zu beobachten; wahrscheinlich entspricht dieses Stadium der Seitenmoräne am Bodenbergli, welche ihrerseits dem kurzfristigen Vorstoss des Linthgletschers gegen Netstal hinaus zuzuschreiben ist.

Im untersten Teil der Schlattberge ob Luchsingen wie auch weiter im Norden ist bis auf die Höhe von 150 m über dem Talboden Material des Linthgletschers mit Lokalmoräne vermengt, während in beiden Flanken des Luchsingertobels keine Gesteine des Hauptgletschers zu finden sind und zudem auf beiden Seiten des Tobels je ein zweifelhafter Wall hinuntersteigt. Die Verhältnisse um Luchsingen sind recht unklar und bleiben noch näher zu untersuchen. Lokal treten am Hang über Luchsingen und Leuggelbach halb im Schutt begrabene, etwas zweifelhafte Wälle des Talgletschers auf (unter Bränd auf 730 m, im Steiniger-

[1]) N. ZWEIFEL (1956) hat neuerdings ebenfalls festgestellt, dass dieser Vorstoss des Hauptgletschers und der Seitengletscher im Linthtal über den Stand des «Gschnitzstadiums» hinausreichte. Sein Vergleich des Nidfurner Stadiums des Linthgletschers mit der Schlussvereisung scheint mir aber der Tatsache zu widersprechen, dass diese weit rückwärtiger im Haupttal zu erwarten wäre.

[2]) Darstellung der Bewegungen in «Mitt. natf. Ges. Glarus», Heft X, Taf. XX, 1958.

wald auf 700 m), welche für das Nidfurner Stadium eher zu hoch liegen, aber auch dem Netstaler Vorstoss nicht entsprechen können.

Die Verfolgung der zahlreichen Wälle des Oberblegigletschers südlich des Steinigerbaches in die begrasten Hänge östlich von Oberblegi Oberstafel zeigt uns, dass die scheinbare Vielfalt von Rückzugsstadien gegen oben in zwei bis drei eng beeinanderliegende Wälle ausmündet und deshalb der gleichen Phase zuzuschreiben ist, deren Maximum mit dem Nidfurner Stadium des Linthgletschers verbunden werden kann. Die allmählich zurückweichenden Eismassen lösten sich vorerst deutlich vom Talgletscher, gegen das Ende dieses Stadiums hin aber auch vom benachbarten Bösbächigletscher. Den kleinen Stirnen bei Bösbächi Unterstafel entsprechen die äusseren Wälle des Moränen-Amphitheaters südlich des Oberblegisees.

Alles deutet – auch entsprechend Oberholzer (1933) – darauf hin, dass die Stirnen des Bösbächigletschers bei Bösbächi Unterstafel mit den benachbarten Moränen des Oberblegisees gleichaltrig sind und somit ebenfalls dem allmählichen Rückzug aus dem Nidfurner Stadium des Linthgletschers entsprechen. E. Brückners Berechnungen stellten die dortigen Moränen des Bösbächigletschers zum «Gschnitz»-, jene des Oberblegigletschers dagegen zum «Daun»-Stadium, was schon wegen der räumlichen Verteilung der Wälle (gegenseitige Beeinflussung der Eismassen) eindeutig abzulehnen ist.

Die prachtvollsten alten Moränenwälle, welche sich nach Oberholzers Zeugnis in den Glarner Alpen finden, überraschen uns beidseits des weiten Bösbächitales, wo mehrere parallele Wälle auftreten, welche kleine, langgestreckte Tälchen abtrennten. Die auffälligsten Wälle entsprechen Stirnen in der Gegend von Bösbächi Unterstafel. Stirnmoränen lassen sich aber auch bei Bösbächi Mittelstafel und weiter talaufwärts in den «Birchen» feststellen. Dem entspricht am Oberblegigletscher eine ganze Reihe kleiner Wälle, die sich immer enger um den Oberblegisee gruppieren.

Oberholzer (1933) stellt die Wälle des Siwellenbodens im hintersten Bösbächital in das «Daun»-Stadium, ebenso lässt sich von der vorher besprochenen Moränenreihe in der nördlichen Ebnet von Oberblegi ein schwacher, tiefliegender Wall abtrennen. Es bleibe dahingestellt, ob sich diese Datierung halten lässt.

Sehr jung sind die Moränen vor den kläglichen Überresten des Bächifirns, welchen ältere Karten (Dufourkarte mit Nachtrag 1866, Baltzer) noch als kräftigen Gletscher von beinahe doppelt so grosser Fläche darstellen. Wenn auch im Jahr 1955 in dieser Gegend wegen der ungewöhnlich schwachen Ausaperung nur lückenhafte Beobachtungen möglich waren, so ist trotzdem ein kräftiger Rückzug in den letzten Jahren unverkennbar, welcher den ursprünglichen Gletscher allmählich in zwei Teile aufspaltet und auch das Firngebiet angreift (z. B. unter der Zeinenfurggel).

4. Nidfurnergletscher

Unter diesem Namen beschreibt Oberholzer (1933) den nördlich des trotzigen Nidfurnerturmes niedersteigenden Kargletscher, welcher für die Ausräumung des Beckens von Guppen Oberstafel verantwortlich ist, in der Senke nördlich des Abbruches des Leuggelstockes die Schwelle des Karbeckens aber während langer Zeit überflutete. Er hinterliess dabei beidseits von Dohlenberg ob Nidfurn schöne Wälle, welche bis auf ca. 800 m hinuntersteigen. Sie überqueren unbeeinflusst das Niveau der Seitenmoräne des Linthgletschers bei Bodenbergli, sind deshalb jünger als dessen Netstaler Vorstoss. Sie müssen dem Nidfurner Stadium des Talgletschers entsprechen. Mit Ausnahme von einigen höchsten Relikten (bei Guppen Oberstafel selbst) sind auch auf der obern Guppenalp die Moränenwälle eng geschart und sind meiner Meinung nach – genau wie jene auf Oberblegi – dem Nidfurner Stadium und dem allmählichen, anschliessenden Rückzug zuzuordnen. Nur der innerste der vielen Moränenwälle vermochte die Karschwelle nicht mehr zu überschreiten und bildet einen hübschen, kleinen Grat am tiefsten Sattel zwischen Oberblegi und Guppen.

5. Guppengletscher

Im Zusammenhang mit dem Bergsturz von Guppen wurde dieses Gletscherchen bereits erwähnt, welches Moränen sowohl auf dem Abrissgebiet bei Guppen Mittelstafel wie auch auf dem Trümmermaterial bei Schwändi hinterliess. Die schmächtigen Moränen bei Schwändi entsprechen einem kräftigen Vorstoss

bis über dieses Dörfchen hinaus, dem wenig auffällige Gletscherablagerungen im Hang südlich Guppen Mittelstafel (Chueplangge) bis auf 1320 m hinauf entsprechen. Der auffällige Hauptwall, auf dem die Alphütte selbst steht, kommt aus folgenden Gründen für dieses Stadium nicht in Frage:

Die Guppenruns hat sich hinter Guppen Mittelstafel in Schotter eingefressen, welche die Moräne überlagern, so dass die Schlucht nördlich der Alphütten zur Zeit des Gletschervorstosses höchstens in den Anfängen vorhanden war. Unter diesen Voraussetzungen war aber der Gletscher zur Zeit der Ablagerung des Hauptwalles hier nur noch sehr dünn und muss in der Nähe gestirnt haben.

Der heutige Guppengletscher ist in starkem Schwinden begriffen, war er doch nach Zeugnis älterer Einwohner früher von Schwanden aus sichtbar und beschreibt ihn noch BALTZER 1873 als echten Hängegletscher.

6. Weitere heutige Firnfelder und Gletscherchen

Mit beängstigender Schnelligkeit schwinden die schimmernden Firnfelder des Glärnischmassivs dahin, so dass bei gleichbleibender Entwicklung der vollständige Verlust dieses Schmuckes mit Ausnahme des Glärnischfirns befürchtet werden muss. So sank z.B. das Wahrzeichen des Glärnisch, das weithin leuchtende Firnfeld des Vrenelisgärtlis in sich zusammen, welches zur Zeit von ESCHER und BALTZER noch mit kräftiger Aufwölbung gezeichnet wurde.

Durch den Rückgang erfolgte eine weitgehende Auflösung der Zusammenhänge, so dass bei den verbliebenen, kleinen Flächen bloss lokale Faktoren für die Festsetzung der *Firnlinie* ausschlaggebend werden. Für den Glärnischfirn liegt diese nach OBERHOLZER (1933) auf ca. 2500 m.

Sehr häufig sind Firnfelder, welche BALTZER 1873 als «parasitisch» bezeichnete, d.h. Schneemassen mit Speisung durch niederstürzende Eismassen oder Lawinen. So beschrieb er einen Eiskegel im Hintergrund der Oberblegialp, welcher durch Eisstürze aus dem oberen Firnband zwischen Spitzisteiturm und Nidfurnerturm genährt wurde, doch ist dieser heute bis auf ein kleines Schneefeld verschwunden. Dagegen sind noch heute Felder von Lawinenschnee zu sehen, welche den Sommer in sehr tiefen Lagen überstehen. (Oberblegi 1540 m, Guppenruns 1420 m, Wüestruns ob Glarus 1000 m, Gleiter 1550 m, Chalttäli 1700 m usw.). Die mächtigsten Felder bilden *Schneehaldenmoränen* aus, wobei im Chalttäli und in der Darliruns eine eigenartige Hufeisenform im zentralen Abschnitt zu beobachten ist – vermutlich deswegen, weil zwei grosse Lawinenzüge die Felder nähren (vgl. OBERHOLZER 1933, Tafel 15, Chalttälifirn-Moräne). Besonders häufig sind Schneehaldenmoränen am Glärnisch in Höhenlagen von 1400–1700 m (N-Wand) und 1700 bis 1900 m in der SE-Flanke.

Lawinen sind entsprechend dem durchschnittlich äusserst steilen Gelände sehr verbreitet und vermögen in einzelnen Gegenden sogar morphologisch wirksam zu werden: in der «Laui» am Weg von Schwändi nach Baumgarten wird z.B. der Schutt in breite, parallele Rinnen gepresst, welche den Stromlinien der Lawinen entsprechen. Durch Zerstörung des Baumbestandes können allmählich Runsenzüge und Abrissgebiete entstehen. Der Merkwürdigkeit halber seien auch noch prachtvolle Polituren und Kritze durch Lawinen erwähnt, welche auf Kalkplatten oder sogar auf gepresstem, festgeklemmtem Schutt entstehen können (Vorderglärnisch-E-Flanke, «Auf der Wand»).

7. Zeitliche Folge der wichtigsten Quartärablagerungen am Glärnisch

Als Übersicht sei hier eine Zusammenfassung angeschlossen, welche sich allerdings im lokalen Rahmen halten muss und keinen Anspruch auf Vollständigkeit erhebt (vgl. OBERHOLZER 1900, S.151/152):

a) Hauptvereisung der Würmeiszeit, Stadien bis *Bühl*, anschliessend Rückzug bis in den Talhintergrund des Linth- und Klöntales, Stöckli-Sturz vermutlich zu einem späten Zeitpunkt.

b) Eisfreie Periode am Glärnischfuss. Sackung des Berglis (?), Bergsturz von Guppen. Aufstauung der Linth und Sernft hinter dem Bergsturz und allmähliche Ausfüllung des Seebeckens durch Kies, wobei sich die Linth zugleich allmählich in den Riegel einfrass und daher deren Schotter auf verschiedenen Niveaux auftrat. Später vermochte die Erosion vom Riegelgebiet her zurückzugreifen und die Geschiebeaufschüttungen bis auf einzelne Terrassen auf ein Niveau hinunter zu erodieren, das mindestens der heutigen

Talsohle entspricht. Oberholzer (1900 und 1933) nahm für die eisfreie Periode eine Dauer von mindestens 5000 bis 7000 Jahren an; eine derart lange Dauer dieser Episode ist aber nach den Altersbestimmungen in Nordeuropa wenig wahrscheinlich.

c) Gletschervorstoss mit kurzfristigem Maximum, das dem *Churer Stadium* Staubs entspricht (= Schlernstadium). Linth- und Klöntalgletscher vereinigen sich bei Glarus und stossen bis in die Gegend von Netstal vor. Die Lokalgletscher wachsen stark an und hinterlassen schmächtige Moränen: Oberblegigletscher mit dem Hauptgletscher vereinigt, ebenso Nidfurnergletscher, wahrscheinlich auch Guppengletscher, der Moränen bei Schwändi hinterlässt.

d) Nach einem schnellen Rückzug setzt mit einer Reihe kräftiger Wälle ein zögernder Rückgang der Gletscher ein; dies entspricht dem *Ilanzer Stadium* von R. Staub (Teile des Gschnitz?). Moränen des Linthgletschers bei Nidfurn (als höchster Stand dieses Stadiums); Oberblegigletscher und Bösbächigletscher, vorerst mit dem Talgletscher vereinigt, weichen dann allmählich bis Bösbächi Mittelstafel bzw. Oberblegiseegebiet zurück; Moränen des Nidfurnergletschers, welcher vorerst unterhalb Dohlenberg stirnt und allmählich bis zur Oberkante des Lias zurückweicht; Guppengletscher-Moränen bei Guppen Mittelstafel und rückwärtiger; sehr wahrscheinlich sind die Moränen des Klöntalgletschers im Hochwald dem Churer Stadium zuzuordnen, während vermutlich die Moräne von Richisau dem Ilanzer Stadium entspricht, so dass damals der Klöngletscher die Stirn nahe am E-Ende des heutigen Klöntalersees hatte.

e) Niedergang des *Deyensturzes, Stauung des Klöntalersees* auf ein Niveau, das das heutige übertrifft, dann allmähliche Absenkung durch Erosion der Schwelle. Der Zeitpunkt des Sturzes ist unbestimmt, doch ist er auf jeden Fall relativ alt. So könnte er sogar noch während des Ilanzer Stadiums niedergebrochen sein.

f) Jüngste Gletscherstadien, Schlussvereisung von R. Staub. Die Verhältnisse sind im Untersuchungsgebiet unübersichtlich und können nur in grösserem Rahmen gedeutet werden[1]).

IV. Wasserverhältnisse

1. Seen

Bereits besprochen wurde der Klöntalersee als eindeutiger Bergsturzsee (S. 125), wenn auch vermutlich von komplexer Geschichte. Du Riche-Preller (1915) machte den merkwürdigen Versuch, diesen mit einer Talstufe zu verbinden, welche mit dem Deckenschotter des Uetliberges zusammenhängen sollte.

Viel umstrittener war die Deutung des idyllischen Oberblegisees und des analog gelegenen Tümpels der Guppenalp, gerade weil zur Zeit der Untersuchungen die Freunde und Gegner der Glacialerosion sich in den Haaren lagen. Tatsache ist, dass beide Becken eindeutig übertieft sind und keinen Abfluss besitzen. Die Versickerungsstellen sind bei niedrigem Wasserstand in beiden Seen gut aufzufinden und gaben zur Bildung einer Sage Anlass: ein vorwitziger Ziegenhirte soll beim Schwimmen auf dem unheimlichen Oberblegisee plötzlich versunken sein, worauf sein Kopf recht unerwarteterweise seiner Mutter in das Wassergefäss plumpste, das sie am Leuggelbach eben auffüllen wollte. (Vgl. Glarner Heimatbuch, S. 395.)

Die Ausflüsse beider Becken sind in den vielen Quellen zwischen Leuggelen und dem Luchsingertobel zu erwarten.

Neben der von vorneherein ausgeschlossenen Deutung der übertieften Becken durch Kolkwirkung von Bächen (Swerinzew 1896) standen sich eine glaciale Deutung als Karsee (Oberholzer 1933) und eine fluviatile als Dolinenbecken gegenüber (Baltzer 1873, Rothpletz 1898, Blumer 1902). Ohne Ober-

[1]) Sehr interessant sind die regionalen Untersuchungen durch R. Hantke (1958). Bei weitgehender Übereinstimmung mit den hier für das Glärnischgebiet vertretenen Überlegungen gliedert er die Moränenkränze folgendermassen: Netstaler Stadium = Schlern?; Nidfurner Stadium = Alt-Gschnitz; Jung-Gschnitz ist (ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes) durch Linthmoränen nahe Linthal und Klöntalgletschermoränen bei Klönstalden vertreten. Das Becken des heutigen Klöntalersees soll damals von einer mächtigen Toteismasse im Schatten der Glärnisch N-Wand gefüllt gewesen sein. – Die Moränenkränze von Bösbächi, Oberblegi und Guppen werden als Gesamtheit ins Daun gesetzt (= Schlussvereisung).

HOLZERS überzeugende Argumente für ein Karbecken im Oberblegiseegebiet zu wiederholen, möchte ich kurz auf die noch einfacheren Verhältnisse bei Guppen Oberstafel eingehen: wie das Profil zeigt, entstand die Mulde des Seebodens dadurch, dass Zehntausende von Kubikmetern von Eisensandstein und von tonigen Schiefern des Aalénien verschwanden, während die härteren, kalkigen Platten des Lias herauspräpariert wurden. Wohl sind im Lias auf der Hochfläche vom Geisser bis zur Wand des Leuggelstockes wie auch am Ostrand des Guppenseelis zahlreiche Versickerungstrichter festzustellen, doch sind nirgends grössere kalkige Gesteinskomplexe entfernt worden. Die Deutung als Riesen-Doline ist deshalb völlig unhaltbar, denn in jenem Falle würde der Kalk angegriffen und die Tonschiefer verschont. Die Annahme eines glacialen Beckens mit selektiver Erosion wird dadurch unterstützt, dass die Moränen auf der Schwelle bereits beträchtliche Anteile von Lias und Aalénien enthalten. (Diese Gesteine mussten vom Gletscher hangaufwärts getragen werden!) Die Übertiefung von 40 oder 50 m in beiden Becken kann heute nicht mehr stutzig machen, da weit extremere Erscheinungen dieser Art von ungezählten Orten in den Alpen und anderen Gebirgen bekannt geworden sind, und zwar auch in Gebieten, wo – wie im Kristallin – jede Deutung als Doline ausgeschlossen ist.

2. Wasserläufe

Ein grosser Teil des mit Niederschlägen freigiebig bedachten Glärnischgebietes hat *unterirdische Wasserabflüsse.* So sind Höhlensysteme bis ins Gipfelgebiet aufzufinden (Vrenelisgrätli E-Wand über dem Guppenfirn, wo die grösste Höhle als Biwakplatz für die geologischen Aufnahmen im Gipfelgebiet und in der N-Wand diente; Schwandergrat östlich Pkt. 2862 usw.), während in tieferen Regionen zahlreiche Quellen auftreten. Allerdings sind am Glärnisch – im Gegensatz zum benachbarten Silberngebiet – auch *oberirdische Wasserläufe* recht häufig, doch ist ihre Wasserführung sehr unregelmässig. Bei Hochwasser können sie oft verheerende Murgänge verursachen und mussten deshalb zum Schutz des Kulturlandes z. T. durch kostspielige Verbauungen gezähmt werden (Guppenruns, Wüestruns).

Viele *Quellhorizonte* sind mehr oder weniger direkt tektonisch bedingt, da die an sich undurchlässigen Schichten meist zerklüftet sind und deshalb das Wasser durchdringen lassen. Neben Austritten an jungen Schubflächen (Beispiel auf S. 96) treten zudem auch solche in Verbindung mit der Klüftung auf (Quelle des Gleiterbaches; Abflüsse des Oberblegisees und Guppensees). Eine Diskussion der einzelnen Quellen im gesamten Glärnischgebiet würde zu weit führen. Als bedeutendste seien genannt: Quellen des Leuggelbaches, des Dohlenberges, ferner jene des Brunnenstüblis im Sackberggebiet, welche Glarus schon seit Jahrhunderten mit vorzüglichem Trinkwasser versorgen. Letztere stehen wohl in Verbindung mit der Bruchzone des Klöntales. Auf dem rechten Ufer des Löntsch entspringen gegenüber dem «Faulen Kopf» mächtige Quellen, welche laut einem Gutachten von ALB. HEIM konstante Temperatur und Wasserführung haben und deshalb dem Deyensturz entspringen sollen (vgl. OBERHOLZER 1900, S. 105–107).

Zusammenfassung

(Vergleiche mit der Literatur siehe bisheriger Text)

Das Glärnischgebiet im östlichen Teil des schweizerischen Helvetikums wurde neu aufgenommen, wobei die neue Kartengrundlage im Maßstab 1:10 000 eine weit detailliertere Untersuchung dieses schon zu Beginn der geologischen Alpenerforschung begangenen Gebietes erlaubte.

1. Die **Stratigraphie** war aus früheren Arbeiten schon weitgehend bekannt, dagegen erforderten tektonische Fragen die Aufnahme detaillierter Schichtprofile. Infolge günstiger Umstände konnten diese zu einem Querprofil abgewickelt werden, welches den Faciesraum von der Axen-Decke bis zur nördlichsten «Glarner Decke» gut erfasst. Von besonderem Interesse war hierbei die Entdeckung von persistenten Brüchen (Rässeggbrüche, Dohlenbruch, Vorderglärnischbruch, Hochtorbruch), wobei der Zusammenhang beider Bruchflügel wie auch jener von Jura und Kreide zum Teil erhalten blieb. Der Sedimentationsraum des Untersuchungsgebietes wurde im höheren Mesozoikum durch diese Strukturen ungefähr parallel dem alpinen Streichen gegliedert, während im Perm nach R. Staub eine fremdartige, quere Begrenzung des Troges erkannt werden kann. Neben dem von R. Trümpy entdeckten *Kristallin* südlich des Aufnahmegebietes fand sich bei Bränd in der Mürtschen-Decke auch eine Serie, welche *karbonartige Facies* aufweist, aber auch bereits Anklänge an den *Verrucano* zeigt. Ebenfalls in der Mürtschen-Scholle liegen jüngere Quarzporphyre, Spilite und Tuffe, deren Derivate z. T. an den Ilanzer Verrucano erinnern. Im Aufnahmegebiet erscheint der höhere Sernifit scharf abgetrennt und setzt lokal mit Basalkonglomeraten und Diskordanzen ein. Die höchsten Lagen erinnern an die Grischschichten von L. Wyssling.

Mit Beginn des *Lias* setzt die Gliederung des Sedimentationsraumes durch persistente Brüche ein, die nach R. Trümpy eine antithetische Bruchschollentreppe erzeugten. In sehr vielen kleinen, ruckhaften Bewegungen wurde der jeweilige S-Flügel abgesenkt, während die Oberfläche der Schollen (und damit auch die Facies) oft rückläufige Tendenz zum allgemeinen Gefälle aufwies. Entlang dem Beckenrand entstanden hierbei submarine Rutschungen, Einschwemmungen und Schüttungen von eigenem oder fremdem Material. Besonders krass sind die Beispiele des *Lias* und *Doggers* (auf den ausführlich eingegangen wird), doch sind wahrscheinlich auch im *Malm* noch die gleichen Tendenzen vorhanden. Der Bruch am Trogrand des Lias wurde zu Beginn des Doggers inaktiv. Durch den Quintnerkalk wurden mehrere Profile gelegt und dabei erkannt, dass weder die Grenzen des «Troskalk» noch jene der «Malmbreccie» im Glärnischgebiet als stratigraphische Marken zu gebrauchen sind. Als Arbeitshypothese wurde das neu beschriebene «Helle Band» der Mürtschen-Scholle dem Abschluss des ersten Sedimentationszyklus des Quintnerkalkes gleichgestellt.

In den *Grenzschichten von Malm und Kreide* wurde eine Unterteilung vorgenommen, welche sich – wenigstens im lokalen Rahmen – durchziehen liess. Ein markanter Unterbruch in der Sedimentation lässt sich nicht erkennen; nach den Untersuchungen von R. Hantke sowie drei Ammonitenfunden vom Glärnisch scheint der gesamte Schichtverband der untersten Kreide zuzugehören. Die obere Abteilung (die unteren Öhrlimergel) ist ruhig gelagert, wogegen die darunterliegenden Zementsteinschichten intensive Sedimentationsstörungen aufweisen. Auffälligerweise findet gleichzeitig eine Umstellung im Relief des Sedimentationsraumes statt; die Verhältnisse im Jura waren nur durch Zerrung zu erklären, während die Kreide epirogene Verhältnisse aufweist. Es liegt auf der Hand, die Störungen in den Zementsteinschichten im Zusammenhang mit dieser Umstellung zu deuten.

Gut zu gliedern ist die *Kreide* der höheren helvetischen Decken, während in Richtung zur kretazisch wirksamen nordhelvetischen Schwelle eine zunehmende Verarmung an mergeligen Horizonten und an Fossilien auftritt. Auf das Verhalten der einzelnen Abteilungen wird im Detail eingegangen. Auffälligerweise wechseln im Querprofil Zonen schneller, aber kontinuierlicher Änderungen in Mächtigkeit und Facies

mit solchen, wo Stillstand oder gar schwache Rückläufigkeit beobachtet werden kann. Die Knickpunkte entsprechen den bereits im mittleren und oberen Jura wirksamen persistenten Brüchen. Sowohl am Hochtorbruch wie am Rässeggbruch können vereinzelte synsedimentäre Bewegungen nachgewiesen werden, doch sind diese im Vergleich zu jenen im Jura nur geringfügig und können am besten als Ausgleichsbewegungen in den Scharnieren der Verkippung verstanden werden. Diese Kippung grosser Schollen bleibt durch die gesamte Kreide-Serie gleichsinnig, ist sehr langfristig und wirkt auch auf die Transgressionsflächen. Sowohl die Details am Hochtorbruch wie auch die grossen Zusammenhänge lassen auf oszillatorische Bewegungen mit schwachem Überwiegen der Stauchung schliessen (epirogene Bewegungen im Sinne von Haug und Stille). Haben somit tangential angreifende Kräfte im Jura wie in der Kreide massgebenden Einfluss auf die Gestaltung des Sedimentationsraumes, so sei trotzdem keineswegs die Rolle der grossräumigen Absenkbewegungen vergessen, welche während der Kreide und vielleicht auch früher drei Hauptelemente formten: die relativ stabile nordhelvetische Schwelle, welche im Querprofil beidseits von zwei Senkungsfeldern abgegrenzt wird.

Wenig kann über das *Tertiär* ausgesagt werden, welches im Untersuchungsgebiet grösstenteils abgeschert wurde. Es ist überall in Mürtschenfacies ausgebildet.

2. In der **Tektonik** waren die *Parallelisationen* von Arn. Heim und J. Oberholzer über das Linth- und Klöntal hinweg zu überprüfen; im grossen und ganzen glaube ich diese bestätigen zu können, doch bleiben noch einige Punkte, die abgeklärt werden müssen. Zugleich wurden in den beiden genannten Talläufen aber auch zusätzliche mächtige Störungszonen gefunden, wie dies A. Rothpletz und R. Staub angenommen hatten. Zwischen der Forrenstock-Serie (= Teil der Oberholzerschen Mürtschen-Decke) und der Axen-Decke fanden sich Späne von Trias und Dogger *(Bruchegg-Schuppe)*, zwischen Axen-Decke und Bächistock-Decke mächtige Schuppen aus Kreide *(Radstock-Schuppen)*. Der *Lias* wurde in den frontalsten Einheiten (Geisser-Schuppe, Oberblegi-Falte) von der Axen-Decke abgetrennt. Es liegen hier überfahrene Schuppen vor, welche nach W immer stärker zurückweichen, während die Kneugrat-Falte und das südlich daran anschliessende Gebiet im ursprünglichen Zusammenhang mit der Axen-Decke blieben.

Die komplexe Struktur der Glärnisch-N-Wand liess sich näher erfassen, indem die Axen-Decke unter den neu erkannten Radstock-Schuppen von mächtigen alten Brüchen durchsetzt wird, dem *Hochtorbruch* und dem nach oben sich verzweigenden *Vorderglärnischbruch*. Trotz hohen Versetzungsbeträgen lassen sich an diesen verfalteten und verbogenen Linien keine bedeutenden Zerstörungen feststellen. Dagegen treten Breccien auf, welche mit Material verkittet sind, das dem umgebenden Gestein ähnlich ist. Diese *regenerierten tektonischen Breccien* treten ebenfalls an einigen Schuppengrenzen auf und wurden als frühhelvetisch gedeutet. In scharfem Gegensatz zu diesen Erscheinungen stehen junge Brüche und Bewegungen mit geringen Schubbeträgen, welche von gewaltigen Zerstörungen begleitet sind. Die Feldbeobachtungen führen uns zum folgenden Bild des Ablaufes der tektonischen Bewegungen im Glärnischgebiet:

a) **Frühhelvetische Phase:** Absenkung des S-Flügels der persistenten Brüche; Verbiegungen von faltenjuraähnlichem Stil; Formung mehrerer Faltenstrukturen, welche in der Folge transportiert wurden; geringe Überlastung. Alter: im wesentlichen vermutlich oberes Lattorfien.

b) **Helvetische Hauptphase** mit listrischen Abscherungen, Schuppenstrukturen, grossen Verschiebungsbeträgen. Dies wie auch die Regeneration einiger tektonischer Breccien lässt auf hohe Überlastung schliessen. Der Bau der tieferen helvetischen Elemente im Querprofil des Glärnisch wird im wesentlichen abgeschlossen. Alter: Rupélien (tirolide Phase von R. Staub). Mit der ersten Phase vermutlich durch einen gleitenden Übergang verbunden.

c) **Späthelvetische Stauch- und Gleitphase** unter relativ geringer Überlastung; Verbiegungen, Aufstauchungen im Hinterland und in den tieferen Decken; Gleitung der höheren Decken westlich der Linth. Alter: spätes Miozän oder frühes Pliozän (spätinsubrische Phase von R. Staub). Zwischen der helvetischen Hauptphase und dieser Phase liegt eine lange Zeitspanne, während welcher die ursprüngliche hohe Überlastung reduziert wird und die tektonischen Breccien verheilen, soweit dies das Material erlaubt. Kleinere Bewegungen in dieser Zeit sind wohl möglich, lassen sich aber hier nicht nachweisen.

d) **Nachhelvetische Stauch- und Zerbrechungsphase:** Brüche und breite Zerstörungszonen, welche die bisherigen Strukturen schief und ohne Rücksicht auf den Bau zerschneiden. Neben steilen Brüchen mit

glatten Kluftflächen finden sich auch «Dislokationsbreccien» mit wirrer Zerstörung anstehenden Gesteins, das dadurch seine Standfestigkeit verliert und für Sackungen, Bergstürze und tiefe Erosionsrinnen prädestiniert wird. Auf diese Erscheinungen wird näher eingegangen und besonders auch eine neue Deutung des «Hochwaldbergsturzes» wahrscheinlich gemacht. Es wird ein breiter Streifen von «Dislokationsbreccie» vor der Glärnisch-N-Wand angenommen, von der im Gebiet Hochwald–Löcherwald Aufschlüsse zu sehen sind (vielleicht z. T. allerdings versackt). Das Linthtal von Schwanden bis Mollis und auch das untere Klöntal sind wahrscheinlich als solche tektonische Trümmerzonen zu deuten, welche später durch die Erosion ausgeräumt wurden. Es wird angenommen, dass diese Störungszonen alten Gliederungen im kristallinen Untergrund entsprechen; in der heutigen Form sind sie aber z. H. erst sehr spät durchgebrochen und sind von der späthelvetischen Phase vermutlich durch eine grössere Zeitspanne getrennt, d. h. am ehesten spätpliozän.

Zwischen den Decken des Untersuchungsgebietes wurden sehr nahe Zusammenhänge nachgewiesen. Die einzelnen Glieder sind also nicht als selbständige, grosse Decken aufzufassen, sondern als – wenn zwar auch grosse, so doch nur sekundäre – *Abspaltungen einer mächtigen Stammdecke.* Sie ist der Wildhorn-Decke, der Glarner Überschiebungsmasse (Helbling) oder der Glärnisch-Decke (R. Staub) gleichzustellen. Sehr interessant ist der *Wechsel im tektonischen Stil,* welcher sich im Glärnisch anbahnt; das Untersuchungsgebiet vermittelt zwischen der «ostalpinen» Schollentektonik des Walenseegebietes und den Gleitstrukturen im benachbarten Kanton Schwyz und im nordwestlichen Teil des Glarnerlandes. Diese Brückenstellung zwischen NE und SW (d. h. im Streichen) hängt sehr wahrscheinlich mit einem Zurückweichen der ostalpinen Stirnen nach Westen zusammen.

Der reiche und vielgestaltige Bau des Glärnisch liegt, wie wir gesehen haben, im Schnittpunkt mannigfaltiger Einflüsse verschiedensten Alters. So kann es denn nicht verwundern, dass er dem Geologen neben seiner landschaftlichen Schönheit eine überreiche Fülle von reizvollen Problemen bietet.

Curriculum vitae

Als Sohn des Conrad R. Schindler und der Margarethe Schindler, geb. Lanz, wurde ich, Conrad Max Schindler, am 19. Oktober 1929 in Gap (Südfrankreich) geboren. Ich besuchte in Grand Pré bei Gap die ersten Stufen der Primarschule, bis wir im Jahre 1938 den Wohnsitz in die Schweiz verlegten. Bis zum Eintritt in das kantonale Realgymnasium in Zürich wurde der Elementarunterricht in Zollikon und Erlenbach (ZH) fortgesetzt. Im Herbst 1948 schloss ich die Mittelschule mit dem Maturitätszeugnis vom Typus B ab und begann mit dem Studium der Naturwissenschaften an der Eidg. Technischen Hochschule. Dieses wurde von Militärdienst und Praktika unterbrochen (kleine Aufträge, ferner Feldarbeit für das Erddammprojekt Göschenenalp im Auftrag der Versuchsanstalt für Wasserbau und Erdbau an der ETH). Anschliessend an das Diplom der geologisch-mineralogischen Richtung im Herbst 1953 begann ich mit der Arbeit an der Dissertation, doch wurden auch hier mehrere Aufträge eingeschaltet (Frostversuche u. a. an der Versuchsanstalt für Wasserbau und Erdbau, Feldaufnahmen für das Blenio- und Maggiawerk für Herrn Prof. Leupold).

Im Sommer 1956 wurde die Arbeit an der Dissertation in grossen Zügen abgeschlossen; gegenwärtig bin ich in der Türkei angestellt.

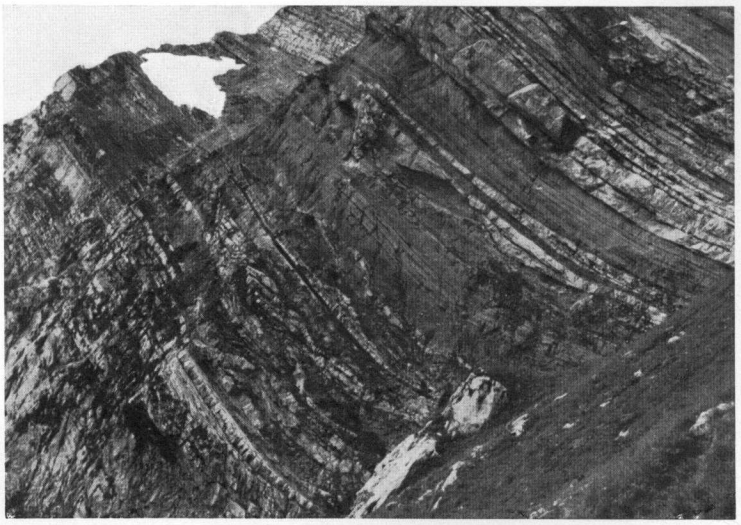


Photo 1. Sedimentationsstörungen in den Zementsteinschichten der Axen-Decke.
Spitzisteinen ob Oberblegi, Blick gegen SW.
Heller Kalk im unteren Teil des Bildes = Gassenkalk.

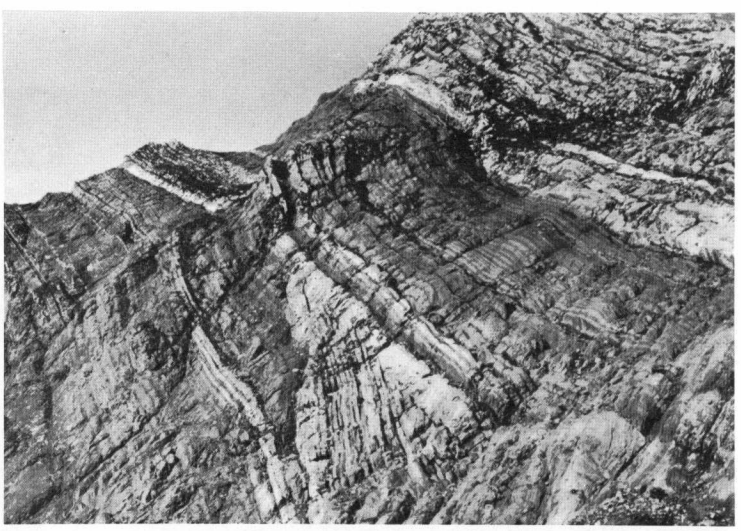


Photo 2. Sedimentationsstörungen in den Zementsteinschichten der Axen-Decke.
Heuberge ob Guppen, Blick gegen SW.
Heller Kalk im obern Teil des Bildes = Gassenkalk.

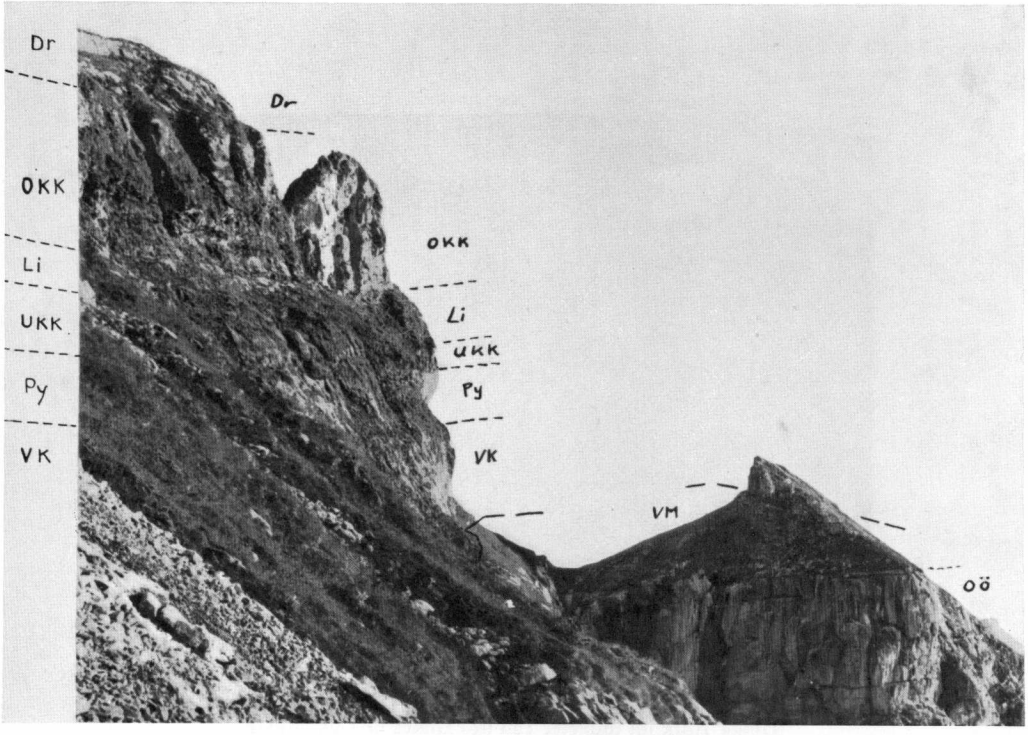


Photo 3. Hochtorbruch am unteren Hochtor, Blick gegen NE.
Unten Valanginienmergel (VM) und oberer Öhrlikalk (Oö) des N-Flügels. Darüber Profil des Süd-Flügels mit anormalem Verhalten: VK = Valanginienkalk, z. T. brecciös; Py = Pygurusschichten; UKK = Unterer Kieselkalk, z. T. brecciös; Li = Lidernenschichten, z. T. brecciös; OKK = Oberer Kieselkalk; Dr = Drusbergschichten. Man beachte die ruhige Lagerung. Die Pygurusschichten sind im Gegensatz zum unteren und mittleren Kieselkalk kaum reduziert worden.



Photo 4. Süd-Flügel des persistenten nordwestlichen Rässeggbruches auf der Plattenalp im Mürtschenstock-Gebiet.
Drusbergschichten in stark abweichender Facies mit lagigem Kieselkalk (dunkel) und hellem Kalk; sehr unruhige Sedimentation.



Photo 5. Primärbreccie vom gleichen Ort wie Photo 4.

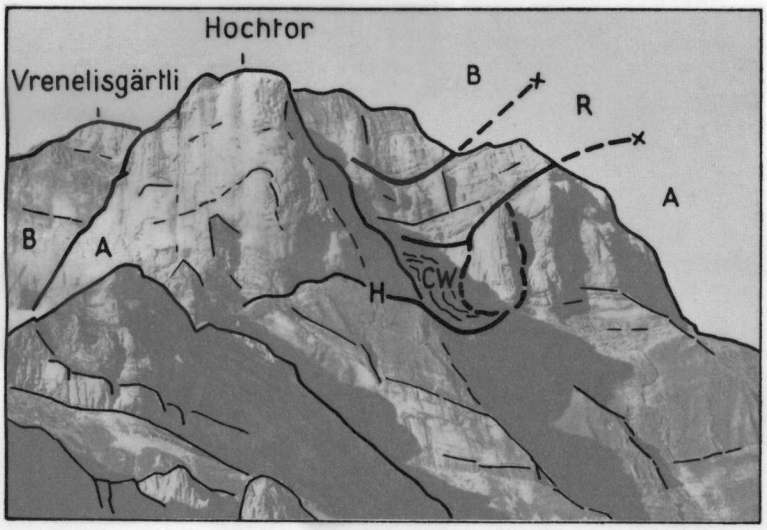


Photo 6. NE-Pfeiler des Vrenelisgärtli und Hochtorgrat, aufgenommen vom Vorderglärnisch aus.
H = Hochtorbruch. A = Axen-Decke. R = Radstock-Schuppen. B = Bächistock-Decke. CW = Vordere «Chrummi Würm».

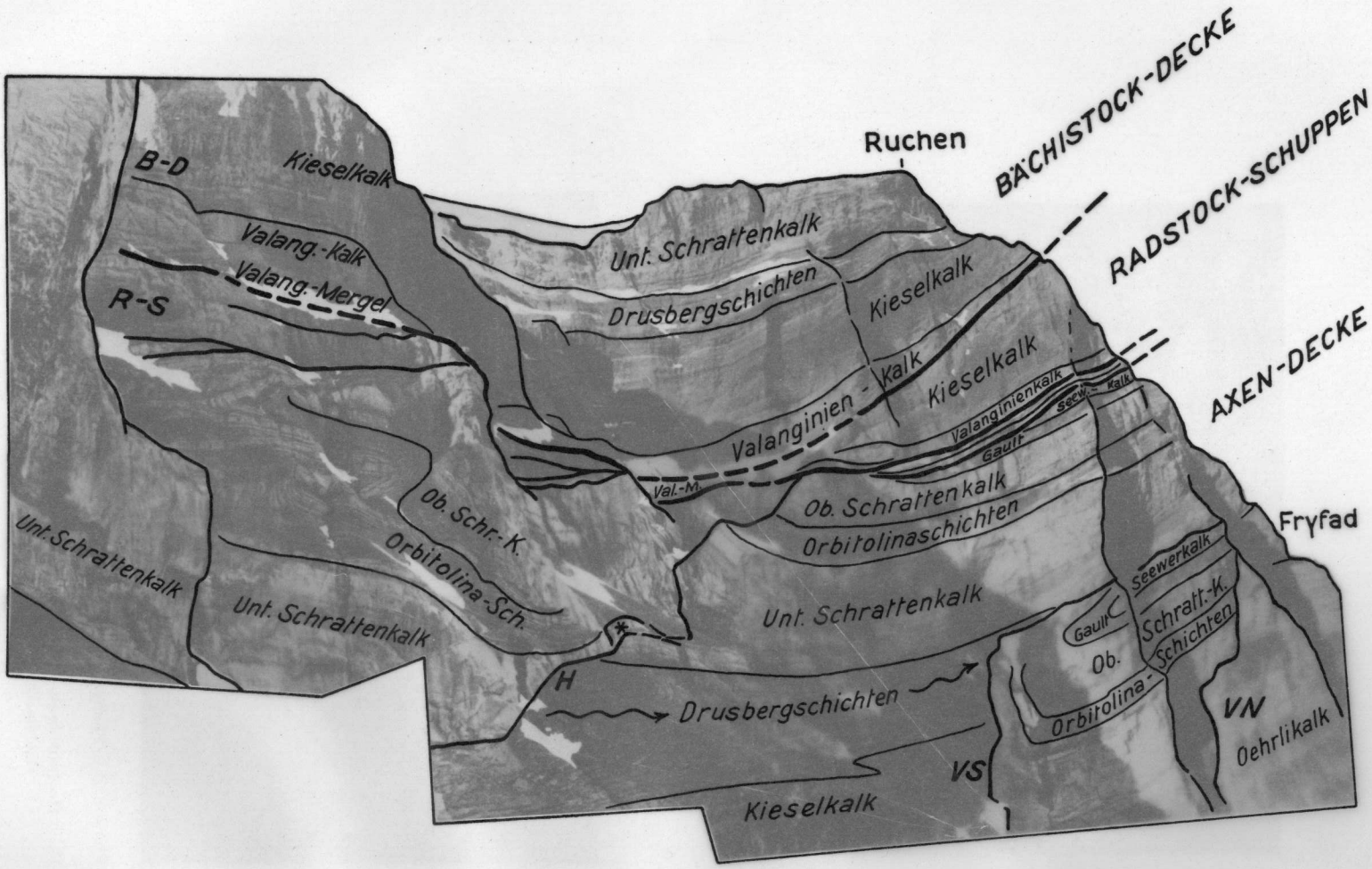


Photo 7. Chalttäli und NE-Flanke des Ruchen; Aufnahme vom Band der Drusbergschichten der Axen-Decke aus gegen W.
H = Hochtorbruch, VS = Südast des Vorderglärnischbruches, VN = Nordast des Vorderglärnischbruches. Die Drusbergschichten der Axen-Decke wirkten als Gleithorizont, auf dem der südlichere Schrattenkalk den eingesunkenen Keil im N überfuhr. * = Klemmpaket mit Pygurusschichten, Schniden-Fossilhorizont und unterem Kieselkalk. Links verfaltete Orbitolinenschichten = Hintere «Chrummi Würm».

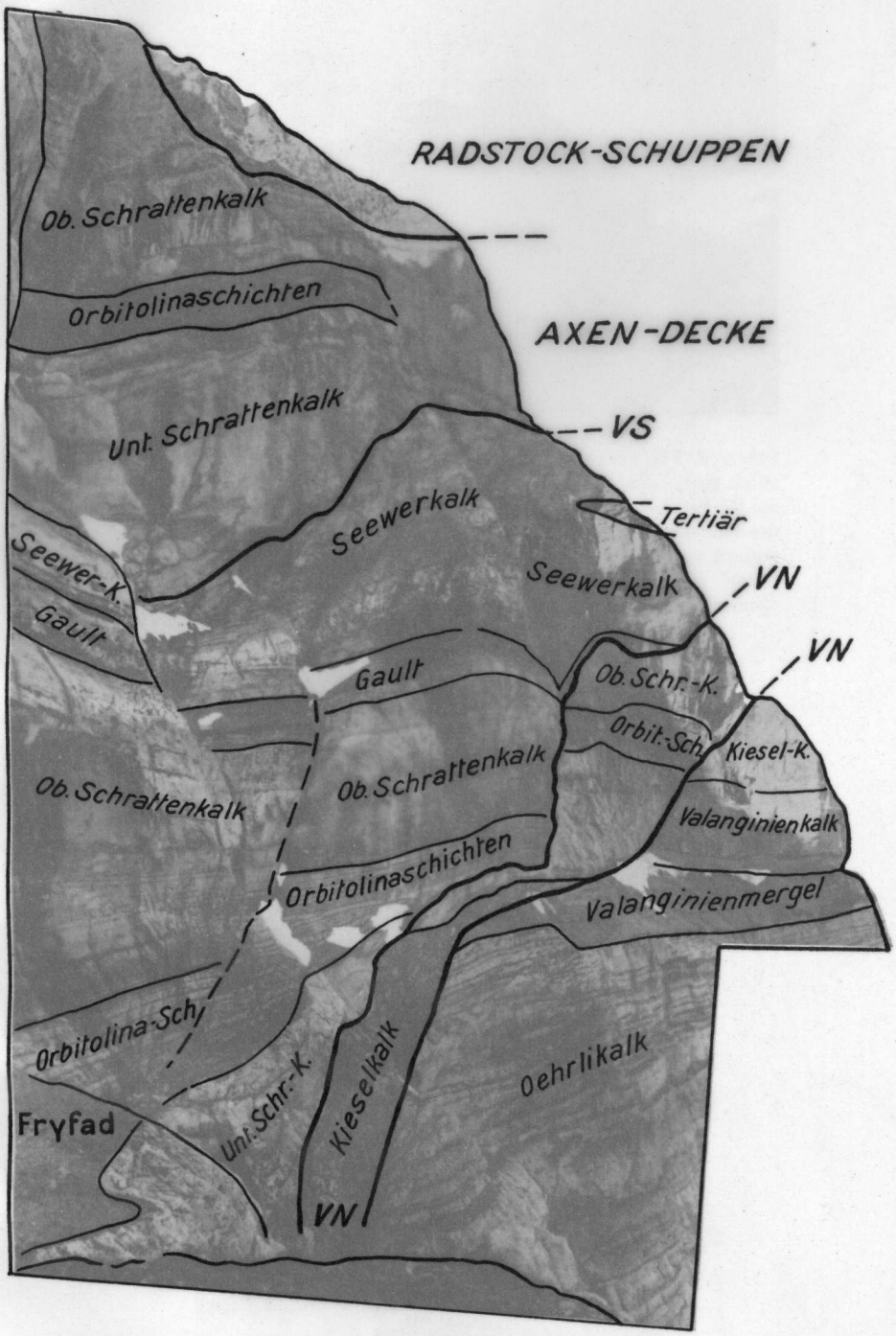


Photo 8. Ruchen-N-Wand, aufgenommen vom Fryfad aus (über der Darliegg, Blick gegen W).

Der S-Flügel der südlichen Abzweigung des Vorderglärnischbruches (VS) hat den N-Flügel überfahren und eine scheinbare Synklinale erzeugt. Im Gegensatz dazu steht der nördliche Ast desselben Bruches noch steil (VN) und bewirkt gewaltige Verstellungen. Die Zerstörungen sind äusserst gering (Regeneration). Höhendifferenz vom Fryfad zur Basis der Radstock-Schuppen: ca. 300 m.



Photo. 9. Vorderkammstock zwischen Bächifirn (links) und Bösbächital. Blick gegen das Gebiet des Bächistockes, d. h. nach N. Links, gegen uns, die Bächiruns mit unteren Öhrlimergeln (dunkel), welche dem S-Flügel des Hochtorbruches angehören. Der Bruch wurde durch spätere Bewegungen verbogen und steigt nun schräg nach links hinauf. Über den N-Flügel (rechts, standfester Zementstein) ist von S her steilgestellter Quintnerkalk aufgeschoben worden, welcher dem N-Schenkel des Bösfaulen-Gewölbes angehört.

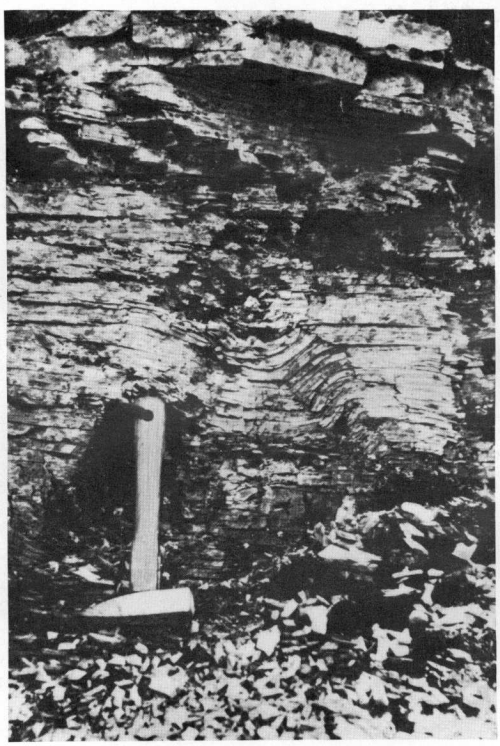


Photo 10. «Unterer Lochseitenkalk» in der N-Flanke des Luchsingertobels, zwischen Schwefelquelle und Bränd. Zerstörung der ursprünglich kompakten Bank durch junge Bewegungen. Auflösung des Verbandes zu Plättchen ohne jede Kohäsion. Diskordante Verfältelung.



Vorlage > A3

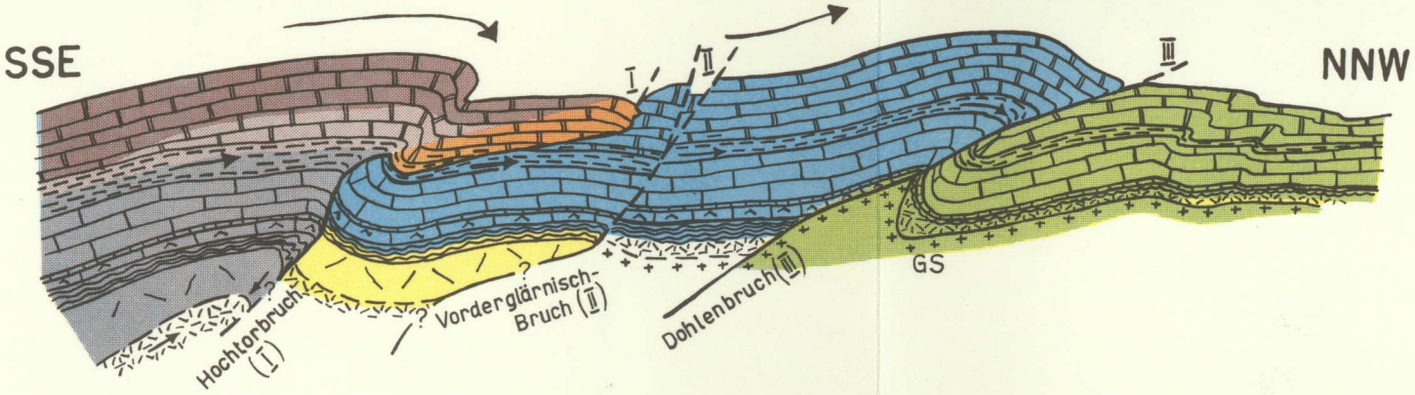




Vorlage > A3



FRÜHHELVETISCHE PHASE (GERINGE ÜBERLASTUNG)

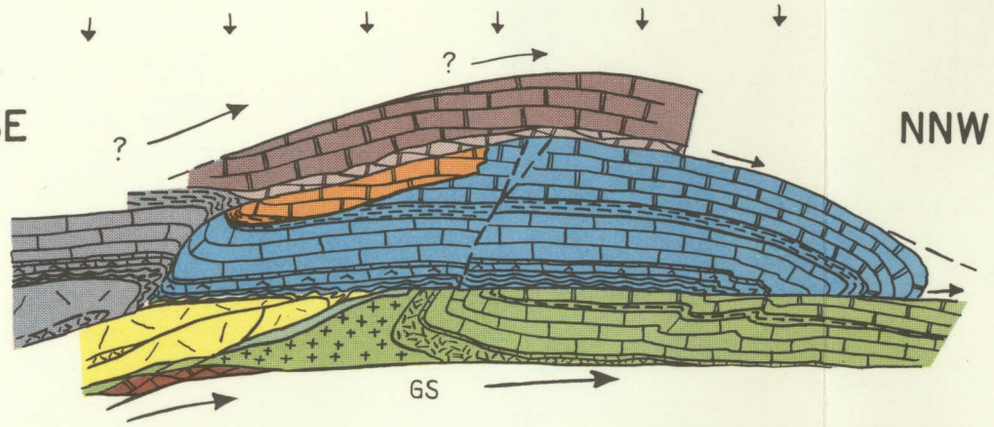


Masstab 1:75000

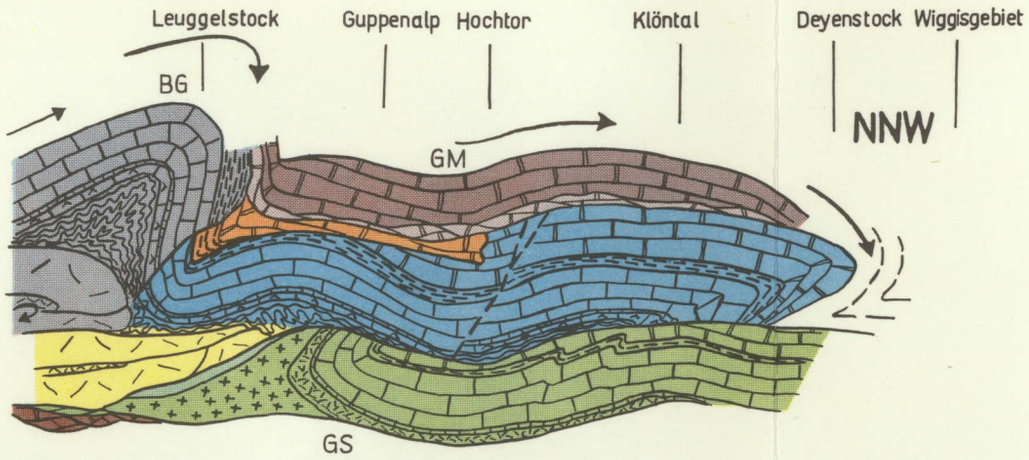
0 1 2 3 4 5km

SCHEMATISIERTE PHASENFOLGE

HELVETISCHE HAUPTPHASE (HOHE ÜBERLASTUNG)



SPÄTHELVETISCHE STAUCH- UND GLEITPHASE (MÄSSIGE ÜBERLASTUNG)



STRATIGRAPHIE

- Kreide
- Grenzschichten Malm-Kreide
- Kalke des ob. Malms
- Schiltschichten
- Kalke des ob. Doggers
- Aalénien
- Lias
- Trias
- Vormesozoikum

TEKTONIK

- Nidfurn-Stöckli-Serie
- Mürtschen-Scholle (im Sinne von Oberholzers Mürtschendecke)
- " " ", Anteil südl. Dohlenbruch
- Frontale Lias-Schollen (Axen-Decke)
- Axen-Decke, Hauptstockwerk nördl. Hochtorbruch
- Axen-Decke, Kreide südl. Hochtorbruch
- Axen-Decke, Jura südl. Hochtorbruch
- Radstock-Schuppe
- Bächistock-Decke

→↓ Bewegung, hoher Druck, Überlastung

BG Bösfaulen-Gewölbe
GM Glärnisch-Mulde
GS Guppen-Synklinale

WASSERMANN A.G., BASEL



Vorlage > A3





Vorlage > A3





Vorlage > A3





Vorlage > A3





Vorlage > A3

