Neujahrsblatt

herausgegeben von der

Naturforschenden Gesellschaft in Zürich

auf das Jahr 1927.

129. Stück.

Die Gipfelflur der Alpen.

Von

ALBERT HEIM.

Mit 11 Figuren.

Beer & Cie. in Zürich.

Verzeichnis der bisher erschienenen Neujahrsblätter der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich.

		Preis Fr. Rp.
1.	H. C. Hirzel: Einleitung zu den Neujahrsblättern. Zweck der Gesellschaft, Beschreibung ihrer Sammlungen, Nutzen der Naturwissenschaften. Auf 1799	Vergriffen —.—
2.	— Die Verwüstungen des Landes durch die kriegerischen Ereignisse des Jahres 1799. Auf 1800	Vergriffen —.—
3.	H. R. Schinz: Leben des Pfarrers Rudolf Schinz, Sekretär der Gesellschaft. Auf 1801	Vergriffen —.—
4.	J. C. Escher (?): Ueber die Gletscher. Auf 1802	Vergriffen —.—
5.	J. J. Römer: Aus Afrika. Auf 1803	Vergriffen —.—
6.	— Aus Australien. Auf 1804	Vergriffen —.—
7.	H. R. Schinz: Der Lämmergeier. Auf 1805	Vergriffen —.—
8.	J. C. Escher (?): Reise auf den Gotthard. Auf 1806	Vergriffen —.—
9.	— Ueber die Bergstürze in der Schweiz. Auf 1807	Vergriffen —.—
10.	H. R. Schinz: Die Murmelthiere. Auf 1808	Vergriffen —.—
11.-17.	J. J. Römer: Beschreibungen und Abbildungen merkwürdiger Insekten. Auf 1809-15 Z. T.	Vergriffen —.—
18.	— Der Bär in der Schweiz. Schweizerische Schmetterlinge und Käfer. Auf 1816	Vergriffen —.—
19.	H. R. Schinz: Entdeckungsreisen in Neuholland. Auf 1817	Vergriffen —.—
20.	J. J. Römer (?): Biographie von Prof. David Breitinger. Abbildung und Beschreibung der Tollkirsche. Auf 1818	Vergriffen —.—
21.	— Conrad Gessner. Auf 1819	Vergriffen —.—
22.-38.	H. R. Schinz: Der Steinbock. Die Gemse. Der Luchs. Der Bär. Der Wolf. Die Elephantenreste der Schweiz. Geier und Adler. Der Seeadler. Die Eulen. Der Kukuk. Der Storch. Die Schwalben. Die Nattern. Die Vipern. Der Alpenhaase. Die Mäuse. Das Wiesel. — Der Preis dieser Neujahrsblätter, auf 1820-36, — die Nrn. 22, 23, 32, 34 sind vergriffen — variiert per Nr. von Fr. —.60 bis	1.20
39.	Ferd. Keller: Ausflug nach dem Lägernberg. Auf 1837	1.20
40.	— Ueber Meteore. Auf 1838	—.60
41.	— Wetterlöcher und Windhöhlen. Auf 1839	1.20
42.	— Die Karren (Lapies) in den Kalkgebirgen. Auf 1840	1.20
43.	H. R. Schinz: Das Renntier. Auf 1841	1.20
44.	— Der Biber. Auf 1842	1.20
45.	— Der Fuchs. Auf 1843	—.60
46.	— Die Mäuse. Auf 1844	1.20
47.	O. Heer: Ueber die obersten Grenzen des pflanzlichen und thierischen Lebens in unsern Alpen. Auf 1845	1.80
48.	R. Wolf: Johannes Gessner. Auf 1846	1.20
49.	H. R. Schinz: Die Forellen. Auf 1847	1.20
50.	— Die Lachse. Auf 1848	1.20
51.	A. Menzel: Die Spinnen. Auf 1849	1.20
52.	A. Mousson: Tarasp. Auf 1850	1.80
53.	J. J. Siegfried: Torf-, Schiefer- und Braunkohlenlager des Kantons Zürich mit ihren Tierresten. Auf 1851	1.80
54.	O. Heer: Die Hausameise Madeira's. Auf 1852	1.80
55.	— Der botanische Garten in Zürich. Auf 1853	—.60
56.	G. v. Escher: Die Quellen überhaupt und die Bäder von Saxon. Auf 1854	1.20
57.	— Die Mineralquellen der Schweiz. Auf 1855	1.20
58.	Chr. Heusser: Das Erdbeben im Visperthal i. J. 1855. Auf 1856	1.20
59.	A. Menzel: Die niedere Lebenswelt des Wassers. Auf 1857	1.20
60.	— Forscherleben eines Gehörlosen (Joh. Jak. Bremi). Auf 1858	1.20
61.	J. M. Ziegler: Ueber die neuesten Reisen und Entdeckungen in Inner-Afrika. Auf 1859	1.20
62.	M. Ulrich: Der Hüfi-Firn und die Clariden. Auf 1860	1.20
63.	J. M. Ziegler: Die Mineralquelle Pfäfers. Auf 1861	1.20
64.	O. Heer (?): Uebersicht der Geologie des Kantons Zürich. Auf 1862	1.20
65.	H. Locher-Balber: Rud. Heinrich Schinz. Auf 1863	—.60
66.	U. Stutz: Ueber die Lägern. Auf 1864	1.20
67.	A. Menzel: Zur Geschichte der Biene und ihrer Zucht. Auf 1865	1.20
68.	O. Heer: Die Pflanzen der Pfahlbauten. Auf 1866	Vergriffen —.—
69.	C. Mösch: Geologische Beschreibung der Umgebungen von Brugg. Auf 1867	1.80
70.	Ed. Gräffe: Reisen im Innern der Insel Viti-Levu. Auf 1868	1.20
71.	A. Menzel: Die Biene. Auf 1869	1.80
72.	G. Schoch: Ein Tropfen Wasser. Auf 1870	—.60
73.	A. Escher v. d. Linth u. A. Bürkli: Die Wasserverhältnisse von Zürich. Auf 1871	Vergriffen —.—
74.	O. Heer: Flachs und Flachskultur. Auf 1872	1.20
75.	R. Wolf: Joh. Fehr, ein Beitrag zur Geschichte der Schweizerkarten. Auf 1873	1.20
76.	Alb. Heim: Verwitterungsformen der Berge. Auf 1874	1.20

Die Gipfelflur der Alpen.

Von

ALBERT HEIM.

Mit 11 Figuren.

Neujahrsblatt der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich
auf das Jahr 1927.

129. Stück.

Druck von Gebr. Fretz A.G. in Zürich.
In Kommission bei Beer & Co. in Zürich.

Die Gipfelflur der Alpen.

1. Die äusserliche Erscheinung der Gipfelflur.

Wohl alle meine Leser haben schon oftmals den Anblick der Alpen von beherrschenden Aussichtspunkten aus genossen und das herrliche Bild hat sich tief in ihr Gedächtnis eingeprägt. Sie erzählten von dem „Meer von Berggipfeln", das vor ihnen lag. Der Vergleich war ihnen deshalb nahe, weil auch die Gipfelhöhen des Gebirges, wenigstens regionenweise, eine auffallende Ausgeglichenheit ihrer Höhe ähnlich den Wellen des Meeres zeigen, und weil die Ausdehnung des ganzen Gebirges im Vergleich zum einzelnen Berge fast so gross schien wie das Meer im Verhältnis zu seinen Wellen.

In keiner Gebirgsregion gibt es einen Gipfel, der alle Umgebenden sehr wesentlich überragen würde. Die Ausnahmen von dieser Gebundenheit der Gipfel an eine ausgeglichene Höhe sind fast immer ganz bescheidener Art. Sie können in den Alpen auf einige hundert Meter steigen (Säntis und Glärnisch sind ca. 300 m, Tödi etwa 400 m zu hoch), aber sie gehen (mit Ausnahme des Monte Viso in den Westalpen) niemals gegen 1000 m.

Übersehen wir die Alpen von einem etwas herausgehobenen oder ganz ausserhalb liegenden Standpunkt, wie z. B. Weissenstein, Hohentwiel, Säntis, Mythen, Monte Generoso etc., so sehen wir beim Blick gegen Osten oder gegen Westen, wie das Gebirge vom Aussenrand gegen die Zentralzone hin in stetig und ziemlich gleichmässig zunehmenden Gipfelhöhen ansteigt.

Diese Erscheinung liegt uns im Bewusstsein. So ist es jedem in den Alpen Bewanderten unwillkürlich selbstverständlich, dass es im Gebiete des Kantons Schwyz keinen Gipfel von 3000 m geben kann, und dass am Vierwaldstättersee ein 4000er unerhört und unmöglich wäre. Im grössten Teil Graubündens liegen die Gipfelhöhen zwischen 3000 und 3400 m, nur in der Region Oberengadin S-Seite liegen sie zwischen 3400 und 4000 m.

Andererseits ist kein selbständiger Kulminationspunkt von bloss Rigihöhe in der Kette Calanda-Dents du Midi oder in der Wasserscheidezone zwischen Rhone und Rhein gegen den Po hin möglich. Sogar die Passeinschnitte, mit einziger Ausnahme der Maloja, sind viel höher als die Rigi.

Die gleiche Erscheinung wiederholt sich im Juragebirge, das eine Abzweigung von den Alpen ist. Von Ost nach West steigen die Kammhöhen von 900 m ziemlich gleichmässig langsam bis 1600 m an. Aber nie unterbricht ein 2000er oder gar ein 3000er die ausgeglichenen Höhen der Firstlinien.

Überall zeigt sich die Tatsache, dass die Gipfelhöhen regionenweise oder zonenweise auf bestimmte Beträge abgestimmt, eingestellt oder ausgeglichen sind.

Für diese auffallende Erscheinung der regionalen Ausgeglichenheit der Gipfelhöhen hat 1919 PENCK das Wort „Gipfelflur" geprägt. Die Geographen haben vielfach ein Geschick in solchen Worten entwickelt. Oft sind sie sehr nützlich. Schädlich aber können sie werden, wenn das Wort aus einer irrtümlichen Theorie hervorgegangen ist. Oft haben dann solche Schlagworte eine hypnotisierende Kraft. Hat man das Wort, so ist man suggeriert in Beziehung auf die Sache. Die Suggestion kann ins weite Publikum hinaustreten und dort falsche Theorien dogmatisieren bis in die Schulbücher hinein. Ich brauche nur zu erinnern an einzelne Glieder des „glazialen Formenschatzes". Im Wort „Gipfelflur" liegt glücklicherweise keine Theorie. Es bezeichnet einfach eine Erscheinungstatsache. Es ist uns willkommen.

Die Tatsache der Gipfelflur besteht, sie ist aber nur angenähert in Zahlen zu fassen. Ihre Bestimmung erfordert etwas Formengefühl. Die Gipfelflur ist die von Natur annähernd gleiche Höhe der Grosszahl der höchsten Kulminationen einer Gebirgsregion oder Gebirgszone. Es handelt sich dabei nicht um einen geometrisch definierbaren oder rechnerisch festzustellenden Begriff, sondern um das Erfassen der merkwürdigen Tatsache, dass scharenweise beisammen auftretende Gipfel immer ähnlich hoch sind.

Die Gipfelflur kann gegen eine andere Region hinaussteigen oder absinken — seltener auch plötzlich abbrechen, um einer wesentlich anderen Gipfelflur das Gebiet zu räumen. Der Gipfelflur gehören alle Gipfel an, die der mittleren Höhe der höchsten Kulminationen innerhalb ± 100 bis 300 m entsprechen. Sehr selten gibt es Gebirgsregionen, in denen zwei verschieden hohe Gipfelfluren sich durchsetzen oder dicht zusammenstossen (Bergell: Bernina; Himalaja).

Die Tatsache der Gipfelflur ist schon lange beachtet und beschrieben worden. Die ersten Hypothesen über die Entstehung oder Ursache der Gipfelflur gruppieren sich in die Stauungshypothesen und die Reliktenhypothesen. Die Geologen waren am ehesten geneigt, die Gipfelflur, ihr Ansteigen von den Randzonen nach dem Innern eines grossen Gebirges, als einfachen Ausdruck der Verteilung der ursprünglichen Aufstauungshöhen im Gebirge anzusehen. Die Geographen sahen die Gipfel eher für die Relikte einer ursprünglichen, später durch Täler vollständig zerstückelten Plateaufläche an. Dabei dachten die einen an die ursprüngliche Aufwölbungsfläche des Gebirges, andere an eine aus einer bestimmten Phase hervorgegangene „Fastebene". Einige wollten sogar in letzterer die präglaziale Oberfläche der Alpen sehen, die dann durch die Gletscher bis auf die Gipfel als Reste zerschnitten worden sei!

2. Der innere Bau einer Gipfelflur.

Gewiss ist die Gipfelflur zunächst eine Erscheinung der Oberflächengestaltung, also der äusseren Form: Aber die vielfach versuchte bloss morphologische Betrachtung wäre ein Irrweg. Sobald wir den inneren Bau der zu einer Flur gehörigen Gipfel prüfen, kommen wir zu dem Resultate, dass die Gipfelflur dem inneren Bau oder der „angeborenen Höhe" gar nicht entspricht, vielmehr ihm zum Trotze besteht und den inneren Bau vollständig überwunden hat. Bau und Gipfelflur stehen in einem scharfen Gegensatz. Wir müssen dies zunächst mit einigen Beispielen belegen, die für hunderte gelten sollen:

Beispiel Nr. 1. Der Nordrandzone der Alpen zwischen Reuss und Linth gehören folgende Gipfel an: Rigi 1800, Hochfluh 1702, Mythen 1902, Biet 1968, Fluhbrig 2095, Schimbrig 2046, Köpfler 1823, Schäniserberg 1865, Speer 1956 m und andere. Diese nördliche Randzone der Alpen hat eine Gipfelflur von 1900 ± 200 m. Aber diese durch ähnliche Höhe verbundenen Gipfel sind aus ganz verschiedenen Stockwerken des Alpenbaues geschnitzt: Rigi, Schäniserberg und Speer sind aus der mit der tektonischen Alpenbrandung aufgestossenen Molassenagelfluh gebildet; Hochfluh, Biet, Fluhbrig und Köpfler bestehen aus der anbrandenden Stirn der helvetischen Kreidedecken; die Mythen sind „Klippen" — d. h. Relikte der überschobenen ostalpinen Decken. Wenn die Schichten der Mythen von der Hochfluh und dem Biet, über denen sie einst vorhanden waren, nicht abgetragen worden wären, so wären diese Gipfel 1500 bis 2500 m höher als die Mythen. Nach der tektonischen Anlage sollten die genannten Gipfel Höhen wechselnd zwischen 1800 und 3600 m haben.

Beispiel Nr. 2. Die im Kern und in der Hauptsache autochthone Kette des Aaremassives und seines Mantels vom Rhein bis zur Reuss weist folgende Gipfel auf: Calanda 2808, Ringelspitz 3206, Sardona 3118, Vorab 3030, Hausstock 3156, Selbsanft 3024, Clariden 3270, Scheerhorn 3296, Ruchen 3138, Windgälle 3192 und 2988 m. Es schliessen sich daran im östlichen Aarmassiv: Piz Tumbif 3250, P. Ner 3070, P. Gliems 2913, P. Cambriales 3208, Düssistock 3262, P. Cavardiras 2905, Oberalpstock 3330, P. Giuf 3098, Bristenstock 3075, Crispalt 3080, Rienzerstock 2980 m. Die gleiche Gipfelflur setzt sich westlich der Reuss am N-Rand des Aarmassives fort in Schlossberg 3133, Spannort 3205, Krönte 3108, Seewenstock 2966, Grassen 2945, Titlis 3233. Die mittlere Höhe dieser genannten Hauptgipfel des Gebietes, den ausnahmsweise überhöhten Tödi mit Bifertenstock nicht eingerechnet, beträgt 3106 m. Die ganze Gipfelflur steht auf 3100 ± 200 m.

Diese auffallend gleich hohen Gipfel gehören aber ganz verschiedenen Stockwerken des alpinen Faltenbaues an. Von der Aare durch die Reussregion gegen E sinkt der Rücken des altkristallinen Aarmassives ab. Es sinken ferner mit ihm die autochthonen und parautochthonen Falten seines Sedimentmantels, wie sie an seinem Nordrande entlang laufen, gegen E axial ab. Ferner sinken streckenweise die helvetischen Decken, die das Aarmassiv überbrandet und sich dann an dessen N-Seite ausgebreitet haben, gegen E ab. Die gesamte Absenkung dieses Faltenbaues vom Querprofil des Titlis bis an die Ringelspitze beträgt auf ca. 70 km Länge 4500 bis 5000 m. So kommt es, dass die Gipfel des Niveaus

3100 ± 200 m im E aus den höchsten, nach W vorrückend aus den tieferen und an der Reuss aus den tiefsten Gebirgsstockwerken herausmodelliert sind. Der Calanda ist aus dem dort noch einmal etwas aufgewölbten autochthonen Sedimentmantel und den daraus nach N vorgequetschten parautochthonen Falten gebaut. Auf der Ringelspitze liegt über dem Rückenflysch des Aarmassivmantels noch die Verrucanobasis der unteren helvetischen Decken aufgeschoben, und ist in Sardona und Vorab ca. 500 m erhalten. Diese Gipfel unserer Flur enthalten die höchsten hier noch erhaltenen Teile des alpinen Baues. Gegen W nimmt mit dem Steigen des Baues der Abtrag zu. Der Hausstock trägt auf seinem ungeheuren Flyschsockel nur noch eine Kappe von ca. 200 m aus helvetischem Deckengebirge (Malm, Trias und Perm). Am Selbsanft ist dieses abgetragen bis auf den autochthonen und gegen den N-Gipfel parautochthonen Nummulitenkalk. Die Gipfelreihe der Clariden liegt in parautochthonen Schuppen. Im Scheerhorn finden sich unter den letzten Spuren derselben das autochthone Eozän des Gewölbeschenkels einer mächtigen nördlichen Randfalte des autochthonen Sedimentmantels des Aarmassives, das ist die Windgällenfalte. Wie diese gegen W ansteigt, so gehören nun die verschiedenen Gipfel der Gipfelflur, um gleich hoch bleiben zu können, stets tieferen Teilen der Falte an, während die höheren in die Luft hinauf ausstreichen: Die Gewölbeumbiegung des Malm liegt flach nach N über. Sie bildet in steilen Platten den Ruchen und besonders die Windgälle. Die kleine Windgälle ist aus dem liegenden altkristallinen Gewölbekern (Porphyr) und dem Verkehrtschenkel geschnitten. Im Schlossberg reicht das Eozän der Mulde noch an den Grat, der in der Hauptsache aus dem Malmmuldenschenkel der Windgällenfalte gebildet wird. Der Titlis gehört einer noch tieferen, nördlich abfallenden Streichzone desselben autochthonen Malmmuldenschenkels an.

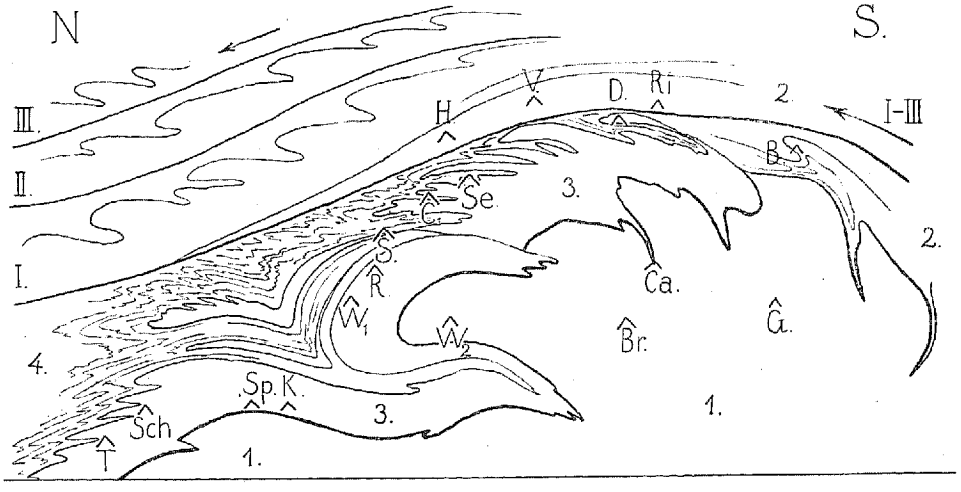


Fig. 1. Schematisches Querprofil durch den östlichen Teil des Aarmassives zur Angabe der tektonischen Lage der Gipfel einer Gipfelflur. Maßstab ungefähr 1 : 100 000.

1 = Altkristallin des Aarmassives, 2 = Verrucano der unteren helvetischen Decken, 3 = Mesozoikum des autochthonen Massivmantels, 4 = Flysch. I = untere und mittlere helvetische Decken (nur angedeutet), II = obere helvetische Decken, III = Klippendecke (unterostalpin).
∧ = Gipfel: Ri = Ringelspitz, B = Brigelserhörner, D = P. Dartjes, V = Vorab, H = Hausstock, Se = Selbsanft, C = Claridengrat (Gemsfayer bis Kammlistock), S = Scheerhorn, R = Gross-Ruchen, W_1 = Grosse Windgälle, W_2 = Kleine Windgälle, K = Krönte, Sp = Spannort. Sch = Schlossberg, T = Titlis, Br = Bristenstock, Ca = P. Cambriales, G = P. Giuf.

Die Figur 1 erläutert die relative tektonische Stellung der einzelnen Gipfel innerhalb des Faltenwerkes. Vom Krönte-gipfel sind im Vergleich zum Selbsanft vollständig abgetragen worden: der Muldenkern, der Verkehrtschenkel, der Gewölbekern, der Gewölbeschenkel der Windgällenfalte, die Kreide und das Eozän der parautochthonen Hohfaulen- und Griesstockdecken und der grösste Teil des Flysches, was ca. 3000 m vertikalen Abtrages bedeutet. Aber der Selbsanft war selbst noch mehr als 3000 m höher geboren, denn von ihm sind die hier mächtigen helvetischen Decken und dazu noch Fetzen der ostalpinen Klippendecken abgetragen worden. Im Querprofil stieg ursprünglich gegen das Innere des Aaremassives der Sedimentmantel noch viel höher auf. Das einzige Relikt desselben auf dem nach E absinkenden Rücken, der Tödi und Bifertenstock, weist gegen W hoch hinauf. Auf dem Gipfel des P. Cambriales liegt gerade noch die untere Umbiegung einer Röthidolomitenmulde als Rest einer tiefgreifenden Sedimenteinfaltung im Aarmassiv. Mitten aus dem altkristallinen Massiv herausmodelliert sind: P. Ner, Gliems, Cambriales, Düssistock, Cavardiras, Giuf, Bristenstock, Crispalt, Rienzerstock etc. Es müssen von diesen Gipfeln Gesteinsabträge von 3000 bis 6000 m und mehr stattgefunden haben, um sie der Gipfelflur von 3100 m einzuzwingen. Der Vorab steht noch da als autochthon aufgefalteter Berg von der Sohle bis zum Kragen, über dem er noch eine Kappe helvetischer Überschiebung trägt. Der Bristenstock aber müsste nach seiner Anlage etwa 8000 m höher sein als der Vorab. Er ist bis weit in die altkristalline Unterlage hinein abgetragen worden, um der hier üblichen Höhe eingepasst zu werden. Der Zwang zur Gipfelflur hat den inneren Bau, die lokale Höhenlage der Stockwerke des alpinen Baues überwunden. Er frägt nicht nach der angehorenen Höhe, er gleicht Höhendifferenzen von 8000 m, die in der gebirgstektonischen Anlage, in der „Geburtshöhe" der Berge gegeben waren, aus bis zur geometrisch ausgeglichenen Gipfelflur.

Beispiel Nr. 3. Die Kalkhochalpen zwischen dem Lötschbergpass und dem unteren Rhonetal füllen eine tiefe Einsattlung zwischen dem Aarmassiv und dem Massiv der Aiguilles Rouges aus (Detailuntersuchung von M. LUGEON). Die Gipfel sind von WSW nach ENE: Dents du Midi 3260, Dents de Morcles 2980, Muveran 3016, Diablerets 3246, Wildhorn 3268, Wildstrubel 3252, Balmhorn 3712, Bietschhorn 3953 m. Die zwei letzten hohen Zahlen deuten das Ansteigen zur höheren Gipfelflur der Berneroberländer an. Lassen wir diese zwei Zahlen weg, so finden wir auf ca. 70 km Länge der Zone eine Gipfelflur von 3125 ± 150 m. Unsere Fig. 2 führt den Fall deutlich vor. Zwischen den beiden autochthonen Zentralmassen ist der altkristalline Rücken bis auf ca. 3500 m unter Meerniveau versenkt. Die über diesen Sattel gestossenen drei bis vier helvetischen Decken füllen ihn auf, sind dann aber beiderseits über den höheren Massivteilen abgetragen. Die Massivhöhen wie die longitudinale Senke von etwa 8000 m Tiefe dazwischen sind zur Gipfelflur ausgeglichen, sie sind orographisch-morphologisch verborgen. Zuhochaufgestautes abtragen, die Vertiefungen Füllendes schonen, das ist das Vorgehen der Verwitterung bei Schaffung der Gipfelflur. Wären die Schichten des Rawylpasses auch noch auf dem Bietschhorn erhalten, so würde es 12 400 m, die Dents du Midi 10 000 m hoch sein.

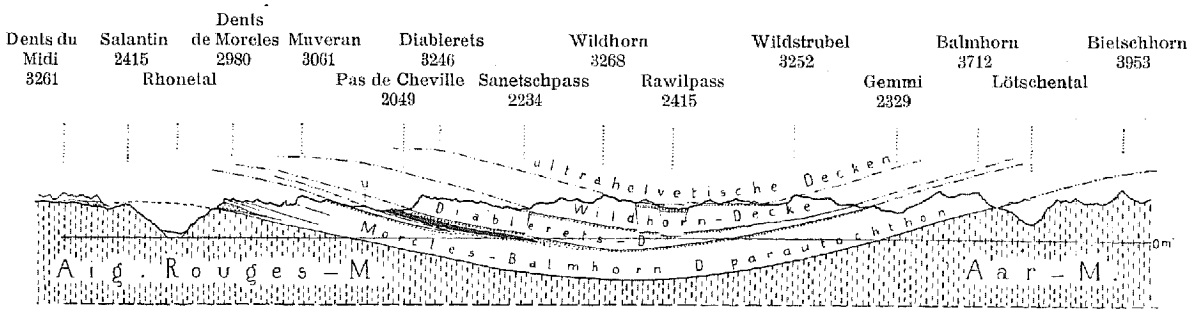


Fig. 2. Schematisches Längsprofil zwischen Aig. Rouges- und Aar-Massiv. 1 : 550 000 (nach Lugeon).

Vertikal gestrichelt = Aarmassiv, leer = Mesozoikum, punktiert = tertiär, schwarz = eingewickelte Trias, darunter; u = „Néocomien à Cephalopodes", ultrahelvetisch.

Erst nachdem wir uns noch näher den tektonischen Bau der Alpen angesehen haben, werden wir noch weitere Beispiele über die Gipfelflur darlegen.

Um die ungeheure Leistung im Ausgleich der Gipfelhöhen, das Verhältnis von innerem Gebirgsbau und Gipfelflur noch besser zu bemessen, wollen wir den Weg unserer Betrachtung umwenden, indem wir, statt von der vorhandenen Gipfelflur auszugehen, nun vom Alpenbau ausgehen wollen: Wieviel hat der Faltenbau der Alpen aufgetürmt, wie hoch und wie verschieden hoch sollten die Berge sein, wenn kein Verwitterungsabtrag stattgefunden, keine Reduktion auf die Gipfelflur eingetreten wäre.

Dies zwingt uns dazu, hier einen Zwischenabschnitt einzuschieben:

3. Kurze Zusammenfassung über unsere jetzige Kenntnis vom Bau der Alpen.

Die Erdrinde im Gebiete der Alpen besteht durchweg aus zwei nach Alter und Zusammensetzung und nach Entstehungsgeschicken sehr verschiedenen, getrennten Gesteinsgruppen, die dann später ineinander verfaltet worden sind. Die ältere, tiefere und mächtigere Masse können wir kurz als das Altkristallin, die jüngere, normal aufliegende als den alpinen Sedimentalmantel bezeichnen.

1. Das Altkristallin besteht aus paläozoischen und älteren Gesteinen sedimentären und magmatischen Ursprunges. Sie sind durch und durch regionalmetamorph, kontaktmetamorph und dislokationsmetamorph umgebildet, geschiefert, laminiert und gefaltet. Silikatgesteine sind weit vorherrschend, Karbonate untergeordnet. Das ist das tiefere Fleisch des Alpenkörpers. Innerhalb der jetzigen Alpen lässt das Altkristallin, besonders deutlich in der Zone der „autochthonen Zentralmassive" und der Südalpen, eine schon ältere Gebirgsbildung erkennen, die gegen Ende der Karbonzeit ausgeklungen ist. Sie wird als die herzynische bezeichnet. Im zwischenliegenden Gebiete finden wir vorherrschend annähernde Konkordanz zwischen Altkristallin und Sedimentmantel.

Das Altkristallin schliesst nach oben ab mit einer festländischen, oft unebenen Abwitterungsfläche, auf welcher die durch diese Abtragung gebildeten Trümmergesteine meist diskordant das Altkristallin unregelmässig bedecken. Sie gehören dem Übergang von Paläozoikum in Mesozoikum an (Konglomerate, Sandsteine, Tonschiefer, Kohlengesteine des Karbon, Perm und der untersten Trias).

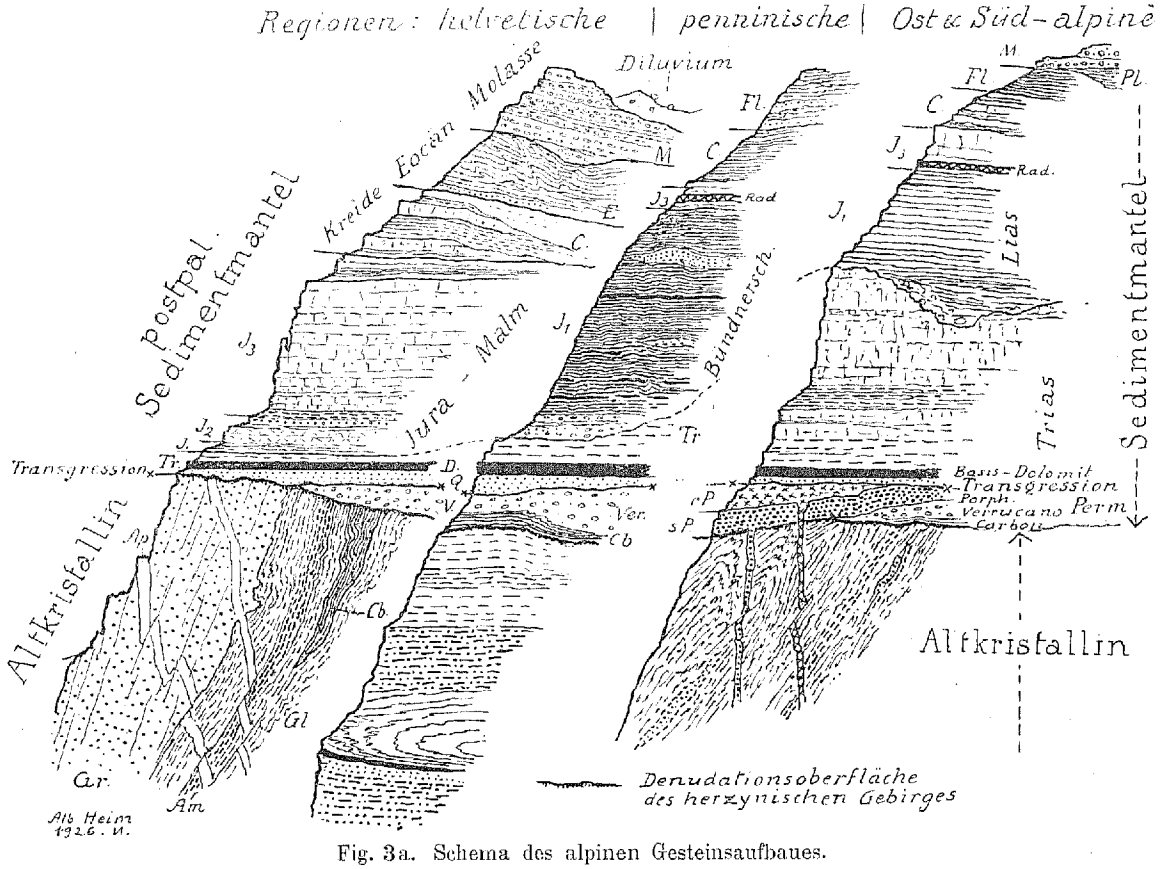


Fig. 3a. Schema des alpinen Gesteinsaufbaues.

2. Der alpine Sedimentmantel ist ein Komplex von mehreren tausend Metern fast durchwegs mariner, z. T. sandiger, toniger, vorherrschend kalkiger Sedimentgesteine der Trias-Jura-Kreide (Mesozoikum) und der Tertiärzeit. Er setzt über dem denudierten Altkristallin und seinen Trümmergesteinen mit Quarziten und marinen Triasdolomiten ein, die durch die ganzen Alpen und noch über dieselben hinaus übergreifend in Transgression erscheinen. Die Trias bildet gewissermassen das selten durchlöcherte Hemd auf dem geschleiften herzynischen Gebirgsland, welch letzteres nun während drei bis vier geologischen Perioden beständig im Meere versenkt lag. In der ungeheuren Schichtfolge finden sich nur ausnahmsweise in Konglomeraten, Breccien, Süsswasserbildungen, Andeutungen vorübergehender Inselzonen. Einlagerungen ophiolithischer Eruptiva kommen besonders im Lias vor. Teile mit öfterem, besonders meridional gerichtetem Faziswechsel lösen gewaltige Schichtmassen von entsetzlicher Einförmigkeit ab. Das Meer ist geblieben. Keine eigentliche Schichtaufrichtung, keine durchgreifende Gebirgsbildung mit nachheriger Diskordanz-Transgression unterbricht die durchweg fast ganz konkordant gelagerte gewaltige Sedimentfolge, die von der unteren Trias bis in das Tertiär reicht und viele Horizonte enthält, die reichlich Petrefakten führen. Das ist der Sedimentmantel der Alpen.

Erst nach Ablagerung dieses Sedimentmantels beginnen wieder intensive, wirklich gebirgsbildende Bewegungen — es folgt die Aufstauung der Alpen.

Die jüngsten dadurch durchgreifend gebirgstektonisch aufgerichteten, verbogenen, überfalteten und überschobenen Schichten sind die Molassekonglomerate am Alpenrande. Die ältesten

über die aufgerichteten und erodierten Schichten transgredierenden Sedimente sind am Südrand der Zentralalpen Pliozän (marines Jungtertiär), an der N-Seite und im Inneren der Alpen dagegen das Diluvium. Die gewaltige alpine Gebirgsbildung hat erfolgreich eingesetzt im S zur Zeit des älteren Mitteltertiär (Oligozän) und hat dort ausgeklungen im jüngsten Tertiär (Pliozän) und im Norden im älteren Diluvium. Die ganze Auffaltung der Alpen zum jetzigen Gebirge ist von Savona bis Wien und von der Poebene bis an den Fuss des Schwarzwaldes einheitlich nach der Zeit. Ältere „embryonale" Vorläufer sind nachgewiesen (ARGAND, STAUB), aber tektonisch verschwindend gering. Zu mehr als $^9/_{10}$ sind die Alpen in der Tertiärzeit entstanden.

In manchen Regionen der Alpen kommen ausgedehnte Diskordanzen auch zwischen älteren Schichten innerhalb des Sedimentmantels vor. Allein bei denselben liegen meistens die älteren Gesteine diskordant auf den jüngeren. Es sind keine Transgressionsdiskordanzen, die ein älteres Gebirge beweisen, sondern Dislokationsdiskordanzen, bei welchen die Dislokation, die sie erzeugt hat, jünger ist als beide der sich diskordant berührenden Schichtgruppen (steil gefaltetes Eozän unter flach überschobenem Verrukano im Glarnerland, gefaltetes Mesozoikum im Ostteil des Rhätikon überdeckt vom Altkristallin der Silvretta, die Schichtköpfe der steil aufgestellten Nagelfluh flach überdeckt von Kreide am Nordrand des Säntis, Goggeien etc.).

Eine andere Erscheinung, die oft für den Beweis einer älteren alpinen Gebirgsbildung der Ostalpen angerufen wird, besteht in einer flachen Transgression von oberer Kreide (Gosauschichten) auf gefaltetem älterem Mesozoikum. Sie findet sich ausschliesslich auf dem Rücken der höchsten, am weitesten aus S stammenden Decken, die selbst auf Flysch überschoben sind. Sie ist eine transportierte Diskordanz vom ursprünglich südlichsten Rand der Alpen. Ob sie als die Spur eines Vorläufers der alpinen Bewegungen angesehen werden soll, oder von einer älteren ausseralpinen Bewegung herrührt, ist noch nicht entschieden.

Der tertiäre Alpenschub hat die unterlagernde herzynisch gebildete Erdrinde, das Altkristallin, nicht unverändert gelassen, sondern aus der Tiefe heraufgefaltet und als Kernmassen in die alpine Faltung und Überfaltung des aufliegenden Sedimentmantels einbezogen und samt dem letzteren noch tertiär-alpin dislokationsmetamorph umgearbeitet. Die Alpen-erzeugende Tertiärbewegung in der Erdrinde war ein Horizontalschub aus S gegen N und NW gerichtet. Alle vermeintlichen Abweichungen lösen sich bei genauer Prüfung in diese Schubrichtung auf, jede Faser, jede Falte bezeugt sie.

Die alte Meinung, dass Eruptionen die Alpen getürmt hätten, ist längst als Irrtum erwiesen. Zuerst hatte ARNOLD ESCHER, dann ED. SUESS die „Passivität" der alpinen Eruptivgesteine erkannt. Wir konnten bald von allen Eruptiva der Zentralalpen mit wenigen Ausnahmen beweisen, dass sie altkristallin, d. h. viel älter als die tertiäre Gebirgsbildung sind, indem sie von letzterer gequetscht, verschleppt, gefaltet worden sind, oder schon Gerölle in die gefalteten Gesteinsschichten geliefert haben. Nirgends dringen sie gangförmig oder metamorphosierend in den gefalteten Sedimentmantel ein.

Vollständig resultatlos sind die Bemühungen geblieben, zwischen Horizontal-Dislokation und Intrusion in den Alpen eine ursächliche Gleichzeitigkeit zu finden. Die magmatischen Intrusivgesteine der Alpen sind entweder älter oder jünger als die grossen zusammenschiebenden Bewegungen in der Erdrinde. Es erscheint dies übrigens verständlich, denn die ungeheure Zusammenstauung hat dem Magma nicht Auswege geschaffen, sondern solche geschlossen und das Magma weggedrängt.

ARNOLD ESCHER V. D. LINTH hatte zuerst die ungeheuren Überschiebungen und Überfaltungen gefunden, durch welche die S alpine Trias über die Alpen und über den jungen Flysch mehr als 120 km weit nach N bis an den N-Rand der bayrischen Alpen vorgeschoben worden ist. Er hat gefunden, und wir haben es bestätigt, dass die Glarneralpen auf der jüngeren Gesteinsunterlage des Flysch mit flacher Schubfläche aufliegen. Diese Resultate von ESCHER sind in seinem „Vorarlberg" nur angedeutet. Bestimmter sind sie ausgesprochen in Protokollen über Sitzungen der naturforsch. Gesellschaften. Sie sind dann infolge der übermässigen Bescheidenheit in der Kundgabe in Vergessenheit geraten. Viel später und unabhängig von ESCHER haben sodann BERTRAND, SCHARDT und besonders LUGEON die ungeahnte Allgemeinheit der Überschiebungsfalten („nappes", Decken) erkannt und bewiesen. ARGAND hat sie nach W, und R. STAUB nach E im Altkristallinen von der Schweiz ausgehend durch die ganzen Alpen verfolgt und fast die ganze lebende Generation der schweizerischen und viele Geologen der umliegenden Länder (STEINMANN, TERMIER, KOBER etc.) haben mitgeholfen,

den Bau der Alpen in Stockwerke aus flach überliegenden Falten, d. h. in die „Decken" als das wesentlichste tektonische Element aufzulösen und zusammenzufassen. Heute handelt es sich längst nicht mehr um eine „Deckentheorie", sondern um eine durch die Beobachtung überall zu erkennende tektonische Tatsache.

Wir verweisen auf den stark schematisierten vereinfachten Querschnitt durch das Deckengebäude der Alpen, wie ihn Fig. 3b darstellt.

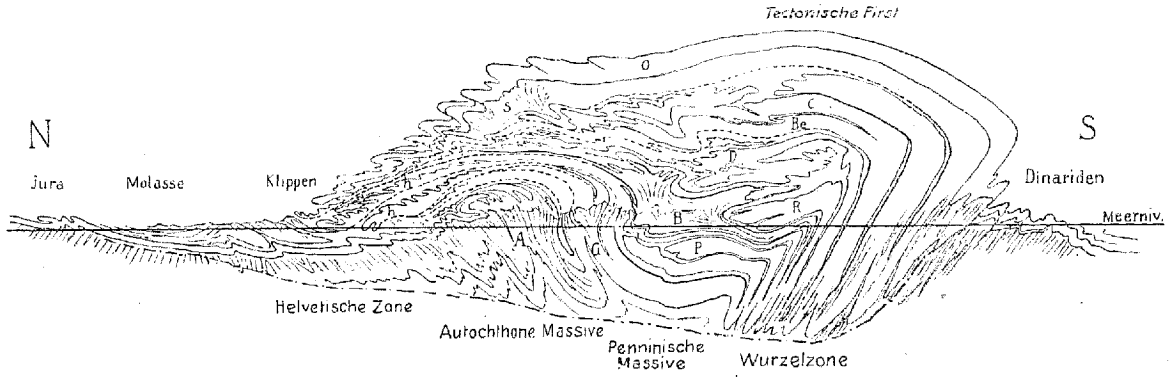


Fig. 3b. Schematisches Querprofil der alpinen Faltung.

Die einzelnen Decken steigen in zwei südlichen Zonen in annähernd senkrechten susammengedrückten Schichtmassen aus der Tiefe herauf. Das sind die Wurzelzonen der Decken. Die höheren Decken kommen stets aus den südlicheren Wurzeln. Dann biegen sie in der Höhe nach N über (Firstlinie), und nun fallen sie flach nach N ab. Sie sind alle an der Unterseite ziemlich eben, bald mit reduziertem, laminiertem verkehrtem Mittelschenkel, bald einfach mit Rutschfläche der jüngeren Unterlage aufgesetzt. Die Stirnumbiegung, mit Knie nach N gewendet, ist manchmal prachtvoll erhalten, manchmal abgebrochen, abgewittert. Der Rücken der Decke zeigt im Gegensatz zur Basis intensive Stauung mit zahlreichen, vorherrschend nach N überliegenden Falten, die auch grosse Dimensionen annehmen und dann zu Teildecken auswachsen können. Die Beweise der Überschiebungen liegen reichlich vor in folgenden Erscheinungen:

Eine Menge von Gebirgsgruppen oder einzelnen Bergen in den Alpen bestehen aus älteren gefalteten Gesteinen, die mit Rutschfläche wurzellos auf jüngeren aufgeschoben liegen. Die Abtragserscheinungen liefern der Beobachtung Reste höherer Decken: „Überschiebungsklippen" oder Erosionslöcher, sogenannte „Fenster", bieten Einblicke in tiefere Deckenstockwerke. Die liegenden Antiklinalen in den Decken wenden ihr Knie stets nach N, die liegenden Synklinalen nach S. Scheinbare Ausnahmen erweisen sich als Einwicklungen. Die direkten Zusammenhänge von Deckenstirn durch den Deckenrücken bis in die Wurzel hinab sind manchmal lückenlos zu verfolgen. Die Faziesfolgen innerhalb einer Decke schliessen sich stets von der Wurzelnähe der unterliegenden Decke an die Stirn der nächst überliegenden an. Nahe übereinanderliegende Teile verschiedener Decken verraten durch die grosse Differenz ihrer faziellen Ausbildung die grosse Distanz ihrer ursprünglichen Ablagerungsgebiete und ihre Annäherung durch grosse Horizontalbewegungen.

Jüngere Decken deformieren ältere, oft wickeln sie dieselben ein. Aus solchen Erscheinungen sind Phasenfolgen der Bewegungen abzuleiten (ARGAND, R. STAUB). Die oberen Decken sind gewöhnlich die später bewegten, sie haben vielfach die unteren in verschürftem Zustande vorgeschoben. Manchmal aber sind auch umgekehrt Fetzen höherer Decken von der Bewegung tieferer verschleppt worden. In den Alpen liegen etwa 20 verschiedene Decken übereinandergeschoben. Ihre Stirnränder wie diejenigen einzelner Falten und wie das ganze Alpengebirge sind in der Schubrichtung ausgebogen; oft bilden sie Girlanden zwischen Widerstandsmassen. Die Faltenbögen verschiedener Deckenstockwerke können sich dabei schief überschneiden, und Zerrungen zwischen ungleich stark bewegten Massen erzeugen kurze Querfalten.

Die Dimensionen im Deckenbau sind ungefähr die folgenden: Die Überschiebungsbreite der einzelnen Decken kann 10 bis 50, aber auch bis über 100 km betragen. Sie greifen ungleich weit übereinander, die Oberostalpinen, d. h. die obersten, greifen am weitesten nördlich über alle tieferen Zonen der Alpen hinaus. Die Längserstreckung der einzelnen Decken kann von 50 bis 1000 km (= ganze Länge der Alpen) betragen. Die Dicke oder Mächtigkeit der ungefaltet, gedachten Erdrinde, die im Gebiete der Alpen entblösst ist, beträgt (altkristallin + Sediment) 10 bis 25 km, diejenige der verschiedenen Deckfalten kann bei Teilfalten, die nur einen Teil der Sedimentmassen ergriffen haben, unter 1 km bleiben, bei grossen Deckfalten mit mächtigen altkristallinen Kernmassen auf 10 bis 20 km ansteigen. Die penninischen Decken im Wallis z. B. bestehen aus 5 bis über 10 km Altkristallin und 1 bis 8 km mesozoischen Sedimenten. Die ganze zusammengefaltete Masse über dem autochthonen Altkristallin bildet in den Alpen ausserhalb der autochthonen Zentralmassive häufig ein Paket von 15 bis 20 km, in der inneren penninischen Zone von 30 bis 60 km Mächtigkeit, oder noch mehr. Den Hochgang der Falten (das durch Verwitterung Abgetragene ersetzt gedacht) können wir in den äusseren Zonen auf 5 bis 15, in den inneren auf 20 bis 40, im Gebiete der tessinischen Aufwölbung und der tektonischen Firstlinie 50 bis 60 km über Meerniveau bemessen. Der Tiefgang der Falten, eingetaucht in die Erde unter Meerniveau, lässt sich aus den Faltenformen und ihren Zusammenhängen in den nördlicheren Zonen auf 20 bis 30, in der Nähe der Firstlinie auf über 40 bis 60 km annehmen. Unter den Wurzelzonen der Decken kann die Anpassung der alpinen Falten an die nicht gefalteten dichteren Schalen der Erde wohl erst in einer Tiefe von 100 bis 120 km erwartet werden.

Denken wir uns die Gesteine der Decken wieder zurückversetzt in ihre ursprüngliche gegenseitige Lage und Entfernung — mit anderen Worten: Wickeln wir im Geiste all' die Falten und Überschiebungsdecken wieder ab zur ausgeglätteten Rinde, so führt uns das zu dem Resultate, dass im Alpengebirge ein horizontaler Zusammenschub von S nach N bis NW im Betrage von wenigstens einigen hundert km stattgefunden hat. Auf einem Querprofil durch die Zentralalpen treffen wir folgende tektonische Zonen von N nach S vorschreitend:

1. Die Zone der subalpinen (d. h. alpin dislozierten) Molasse, zunächst gegen die Alpen einsinkend, dann aufgestaut in Antiklinalen und Synklinalen, dann gegen N aufgeschoben. Breite der Zone 10 bis 20 km, vielleicht noch weit unter Nr. 2 südlich sich fortsetzend.

2. Zone der helvetischen Decken, 25 bis 40 km breit, an ihrem N-Rand der Molasse anbrandend aufgeschoben. Älteste Deckenkerne Perm, vorherrschende Gesteine kalkige, marine, mesozoische und alttertiäre Sedimente, Zwischenmittel meistens Flysch. 3 bis 8 Decken.

3. Auf der tiefsten Synklinale im nördlichen Dritteil von 2. liegt eine Zone von „Klippen" d. h. Relikten der unterostalpinen Decken (Rhätikon, Iberg, Mythen, Stanserhorn etc., Stockhornzone, Préalpes).

4. Zone der autochthonen Zentralmassive mit ihrem Sedimentmantel. Altkristallin mächtig alpin verfaltet mit dem Sedimentmantel. Dieselbe erstreckt sich vom Mittelmeer im W bis an den Rhein zwischen Chur und Ragaz (Pelvoux, Belledonne, Aiguilles Rouges, Montblanc, Aarmassiv, Gotthard). Diese Zone fehlt in den Ostalpen. Breite ca. 20 km.

5. Wurzelzone der helvetischen Decken, auf und am S-Rand der Zone 4. Zwischen Gemmi und Dents de Morcles ist der Zusammenhang von Wurzel mit Decken (4 zu 2) vollständig erhalten, sonst meistens (durch Erosion und Überschiebung durch 6) nur von Narbencharakter.

6. Zone der penninischen Decken, 25 bis 40 km breit. 6 bis 7 Decken, mächtige altkristalline, liegende Gewölbekerne sind umhüllt von Trias und Jura penninischer Fazies („Bündnerschiefer") als Zwischenmittel. Die Gesteine sind gewaltig gefältelt oder laminiert, kristallisiert und ummineralisiert. Laminierte verkehrte Mittelschenkel sowie Stirnumbiegungen sind vorzüglich erhalten. Die penninischen Decken steigen gegen S zur tektonischen Firstlinie der alpinen Faltung an, die hoch über Monte Rosa, Domodossola, Bellinzona, Chiavenna, Poschiavo verläuft.

7. Östlich der Linie Malenco-Chur-Bodensee sind die penninischen Decken meistens verdeckt durch die darauf liegenden ostalpinen Decken mit Überschiebungsbreiten bis 120 km. 5 bis 7 Decken.

8. Die Wurzelzone der penninischen und ostalpinen Decken streicht mit steiler Schichtstellung von Ivrea durch Locarno, Bellinzona, Veltlin, Meran etc. Sie bildet von nördlich Locarno bis über Lago di Mezzola einen auf wenig mehr als 1 km NS Breite zusammengequetschten Fächerstiel.

9. Insubrische Zone (oder Südalpen, Dinariden) bestehen aus herzynisch gefaltetem Altkristallin mit permischen Porphyren und überlagernder mächtiger südalpiner Trias mit Jura, ferner Kreide, Eozän und Molasse. Sie ist der Zone 8 z. T. unterschoben, im Ganzen mässig gefaltet. Die Antiklinalen und kleineren Überschiebungen sind oft gegen S zurückgekippt.

10. Ungefähr unter der tektonischen Firstlinie der Alpen finden sich, keine eigentliche Zone bildend, sondern nur zerstreut, einzelne Granit- und Tonalit-Massive. Sie sind in Teile der Zonen 6, 7, 8 und 9 eingeschmolzen, ohne deren alpine Lagerung zu stören und ohne selbst von alpiner Dislokation ergriffen worden zu sein. Es sind mitteltertiäre südostalpine Intrusionen.

Die tektonische Firstlinie der Alpen liegt wenig nördlich über der Wurzelzone (Nr. 8). Die Wasserscheide zwischen N und S ist durch die Rückwärtserosion in den steilen S-Tälern über die ursprüngliche tektonische Firstlinie in unregelmässigem Verlauf nach N ausgebuchtet und zurückgetrieben worden. Die helvetischen Decken (2) haben durchweg die Zone 4 überfahren. Die ostalpinen Decken reichen im Osten mit ihren altkristallinen Kernen (Silvretta) über die nach E untergesunkene autochthone Zone (4) und mit ihren mesozoischen Sedimenten bis weit auf die Zone 2 oder sogar bis dicht an deren N-Rand hinaus (Klippen und Stockhorn-Préalpes). Die höchsten, jüngsten tertiären Sedimente der penninischen Decken hatten zwischen Aare- und Montblanc-Massiv die autochthone Zone (4) überbrandet und liegen als Niesenzone auf den helvetischen Decken.

Die Schweiz hat für die Erkenntnis des ganzen Alpenbaues den Schlüssel ergeben. Es war dies möglich, weil in der Schweiz (Tessin) die tiefsten Stockwerke des Alpenbaues durch Verwitterungsabtrag für die Beobachtung blossgelegt sind, zugleich aber auch stellenweise die höchsten Stockwerke noch erhalten sind (Silvrettamassiv). In den Ostalpen sind die tiefen Stockwerke meistens in der Tiefe verdeckt, in den Westalpen die höheren ganz abgetragen, verschwunden. Dazu kommt, dass wir in der Schweiz schon viel länger als unsere Nachbarstaaten über gute Gebirgskarten zum Eintragen der geologischen Beobachtungen verfügten und endlich, dass bei uns die grösste Zahl begeisterter, aufopferungsfähiger, geeigneter Forscher an der Arbeit waren. Die tektonische Karte der Alpen in 1:1,000,000 von R. Staub mit drei Blättern von Profilen dazu („Beiträge z. Geol. Karte der Schweiz, Spezialkarten N. 105 A, B und C und Text, Lfg. 52, n. F.“) gibt zum ersten Mal ein vollständiges Übersichtsbild über den ganzen Bau der Alpen.

4. Die Längsprofile durch den Deckenbau im Verhältnis zur Gipfelflur.

Schon für die Querprofile gilt die Regel: die stratigraphisch oder tektonisch obersten Glieder der Erdrinde sind in den tief eingetauchten Mulden (Synclinalen) erhalten geblieben, die ältesten und tiefsten hingegen oben auf den Gewölben und Kämmen entblösst. Diese Umkehr der Höhenlage haben Faltung und Abwitterung zustande gebracht, denn in der Einsenkung war Schutz, auf dem Rücken aber Exposition. In grossartiger Art zeigt sich diese Regel bei Betrachtung der Bergrücken in ihrem Längsverlauf.

Manche Rätsel im Alpenbau haben sich dadurch gelöst, dass die in der Längenrichtung der Alpen vorhandenen Höhenschwankungen der Falten in nähere Betrachtung gezogen wurden. Im Vergleich zu den Querprofilformen sind die longitudinalen Höhenschwankungen sehr sanft gestaltet, sie greifen aber bis über 40 km tief und sehr weit aus, so dass sie den Höhenstand des alpinen Gebäudes wesentlich bedingen. Zwischen den axialen Aufwölbungen und Einsenkungen beherrscht das Längsgefälle, oder axiale Gefälle („Dip“) die Schichtlagen und täuscht ein alpines Querstreichen vor. Die Aufwölbungen brachten die oberen Stockwerke zu stärkerem Abtrag und entblössten dadurch die tiefern. Im Schutze der Einsenkungen zwischen den Aufwölbungen sind dagegen die höheren Stockwerke des Deckenbaues erhalten geblieben. Die longitudinalen Höhenschwankungen ergreifen immer alle Stockwerke, das ganze dort vorhandene Bündel der Decken, im Gegensatz zu den Faltungen im Querprofil, wo tiefere und höhere Decken oft ganz ungleich bewegt erscheinen. Nach ihrer Lage und ihrem häufigen Durchsetzen quer durch eine ganze Anzahl nebeneinander liegender Faltenzüge

war man versucht, sie als „Querfaltungen“ durch einen Ost-West-Schub zu betrachten. Indessen sind diese longitudinalen Höhenschwankungen mechanisch anders bedingt. Am häufigsten sind die Aufwölbungen durch Stauung des Horizontalschubes an stärkeren vorliegenden Widerständen, die Einsenkungen dagegen in freieren Bahnen der allgemeinen Schubbewegung entstanden, sie sind aber beide nicht durch einen Längsschub etwa von O nach W bedingt. Genauere Prüfung hat immer wieder auf die Einheit der Schubrichtung aus S. geführt.

Ein Blick auf die Figuren 2 und sodann auf Fig. 4, 5 und 6 (beiliegende Tafel), die einige Stücke aus Längsprofilen nach Argand und Staub darstellen, zeigt sofort die grosse Bedeutung der longitudinalen Schwankungen und der Gipfelflur für das durchgehende Verfolgen des Deckenbaues. Bald steigen die tieferen Decken longitudinal auf zur Entblössung an der Gebirgsoberfläche, bald tauchen sie unter höhere Stockwerke hinab. Auf der ganzen Länge der Alpen erscheinen 5—6 stärkere und viele schwächere Aufwölbungen mit zwischenliegenden Depressionen. Dieselben sind:

Aufwölbungen — Kulminationen	Depressionen
SW.	SW.
Mercantour, Pelvoux-Dora Maira	Tarantaise Susa – Lanzo
Mont Blanc, Val Savaranche, G. Paradis	Wildstrubel, Walliser (Dt Blanche) – Aosta
Aarmassiv, lepontinische Aufwölbung (Tessin)	Bündnersenke (Bernina – Silvretta)
Tauern	Pinzgauer – Grossglockner
Salzach – Hochham	Juvavische-Muralpen-Klagenfurter Depression
Semmering – Kulmination	NE.
NE.	

Im Längsverlaufe der Alpen treffen wir meistens 10 bis 12mal die gleichen Stockwerke der Decken mit abwechselnd gerichtetem Axialgefälle an der Oberfläche entblösst. Das unterliegende autochthone Altkristallin schwankt in diesem Verlaufe in seiner Höhenlage um 38—40 km. (Über Mt. Blanc ergänzt steigt es auf ca. 8 km über Meer, unter Silvretta sinkt es auf ca. 30 km unter Meerniveau.)

Die Gipfelflur durchschneidet mit einer unerhörten Rücksichtslosigkeit und Allgewalt diesen inneren Bau des Gebirges. Sie hat alles auf annähernd gleiches Niveau horizontal abgemäht. Einen Berg, der nach seiner inneren Anlage 20,000 oder 40,000 m hoch sein sollte, den erniedrigt sie auf einen Fünftel oder einen Zehntel seiner angeborenen Höhe. Die gebliebenen Höhen und Höhenunterschiede der einzelnen Berge sind kein Abbild mehr ihrer inneren Grösse. Sie verschwinden gegenüber der Höhenschwankung im Bau. Alles, was zu gewaltig heraustreten wollte, ist von der Gipfelflur nach ihrem Gesetz zugestutzt worden.

Die Erkenntnis dieser Verhältnisse löst ein altes Problem der Alpengeologie, über welches schon sehr viel geschrieben worden ist, über das aber bis vor kurzem noch vollständiges Missverstehen herrschte. Es ist das Verhältnis der Ostalpen zu den Westalpen.

Eine Querlinie durch die Alpen etwa von Sonthofen im Allgäu über Feldkirch, Buchs, Chur bis über den Septimer („Bodensee-Septimer-Linie“) teilt die Alpen in zwei verschiedene Hälften. Westlich sehen wir den gewaltigen Malmkalk („Hochgebirgskalk), die sehr reduzierte fossilleere helvetische Trias, die autochthonen Zentralmassive und eine tiefgehende Dislokationsmetamorphose. Östlich ist die letztere meistens gering, die autochthonen Zentralmassive fehlen, eine enorm ent-

wickelte „ostalpine" Trias ersetzt in der Gebirgsphysionomie den hier fehlenden Hochgebirgskalk. Zwischen beiden scheint eine vollständige Trennung im Bau und sogar im Alter zu sein. Sind hier zwei ganz verschiedene Gebirge zusammengeschweisst? Hat ein gewaltiger Transversalbruch mit Verschiebung stattgefunden, oder bestund schon in der Triaszeit hier eine grosse Scheidung der westlichen von den östlichen Meeren, welche die Schicksale beiderseits trennte? Alles Fragen, die zeitweise an der Spitze stunden.

Auf der Linie Bodensee-Septimer herrscht durch die ganzen Alpen hindurch ein starkes Longitudinalgefälle gegen Osten. Die helvetischen Jura- und Kreide-Decken der Westseite samt dem autochthonen Mantel des Aarmassives tauchen von Buchs bis Chur mit einem Schichtgefälle von 20 bis 60° unter die Rheinalluvionen und damit unter die Stockwerke der Ostalpen in die Tiefe. Von Chur bis Septimer sinken auch die penninischen Decken östlich ein unter die Unterostalpinen. Vom Bleniotal bis ins Oberhalbstein beherrscht dieses Axialgefälle von 20 bis 30° das Gebirge, als stünde es quer in den Alpen. Die Grenze zwischen Ostalpen und Westalpen ist eine N–S verlaufende Absenkung der Westalpen unter die Ostalpen. Im westlichen höheren Teil des Gebäudes bilden die tieferen Massen, die helvetischen Decken und die Zentralmassive und weiter südlich die penninischen Decken das erhaltene Gebirge, die höheren sind durch Verwitterung abgetragen. Östlich liegen die Westalpen in der Tiefe, und die höheren, in der Gesteinsausbildung ganz verschiedenen Ostalpinen-Decken sind das Material, aus welchem das sichtbare Gebirge geschnitzt wird. Die Grenze zwischen Ostalpen und Westalpen ist vom Allgäu bis über den Septimer ein vielfach zackig verlaufender Erosionsrand an den gegen W aufsteigenden und ausstreichenden Ostalpinen Decken, welcher der grossen Querabbiegung entlang tastet, die hier die Alpen von N nach S durchsetzt. Die Ostalpen stiegen einst noch weit gegen W auf die Westalpen hinauf, die Westalpen sind gegen Ost unter die Ostalpen versunken. Der grosse Unterschied in der Ausbildung der Gesteine beiderseits der Rheinlinie ist also nicht ein Unterschied zwischen W und E, sondern der Unterschied zwischen tieferen und höheren Decken, und dieser ist ursprünglich ein Unterschied zwischen nördlicheren und viel weiter südlicher gelegenen Meeren.

Auch die Ursache für diese die W- und O-Alpen scheidende Querabbiegung („Querflexur") ist zu erkennen. In den Westalpen steckt, den Deckfalten vorliegend, eine altversteifte und durch den alpinen Schub wieder heraufgepresste Schwelle, die Reihe der „autochthonen Zentralmassive". An dieser musste im W der Alpenschub die Decken aufstauen, bis manche derselben die Schwelle zu überbranden vermochten (die helvetischen Decken und die obersten [eozänen] Massen der penninischen Decken). Die östlichste Entblössung der autochthon-zentralmassivischen Schwelle ist die Fortsetzung des Aarmassives, sichtbar mit einer Zweiteilung bei Vättis und bei Tamins, beide in der Kunkelspasslinie gelegen. Unter dem Calanda tauchen die autochthonen Massive endgültig zur Tiefe. Das ist ihr Ostende; es gibt keine östlicheren mehr. Die ganze autochthon helvetische Zone ist gegen Osten mit dem Calanda unter mächtige Bedeckung hinabgestiegen.

Die Ostalpen enthalten keine dem alpenerzeugenden Schub aus S im Wege stehenden autochthonen Massivschwellen mehr. Deshalb mussten sich östlich des Rheines die Decken nicht zur westalpinen Höhe aufstauen. Vielmehr flossen sie ungehemmt in tieferer Lage hinaus gegen N. In der östlichen Endigung der autochthonen Massivreihe im Kern des Calanda liegt die mechanische Ursache für den ganzen Unterschied von W-Alpen und O-Alpen.

Dass die ostalpinen Decken vor dem Aufpressen der autochthonen Massivreihe einst noch ein weites Stück über die Westalpen samt deren jetziger Massiv-Zone hinausreichten, erweisen die in geschützten tektonischen Tiefen davon erhalten gebliebenen Reste, die „Klippen" (Grabserklippe, Ibergerklippen, Mythen, Buochserhorn, Stanserhorn, Giswilerstöcke, Stockhornzone, Praealpen bis Faverges in Savoyen). Und auch die Wurzeln der Ostalpinen Decken lassen sich an der S-Seite der Alpen westlich bis an die Stura NW Turin verfolgen. Die Ostalpen umfassen gleichsam noch mit Stirnresten und Wurzelresten die Westalpen, aber auf deren Mittelzonen sind sie ganz abgetragen. Wir entnehmen dem Übergang von Ostalpen in die Westalpen zwei weitere

Beispiele für die beherrschende Kraft der Gipfelflur. Unser Beispiel Nr. 4 bezieht sich auf eine nördlichere Längszone, die von den Ostalpen in die Westalpen übersetzt. Beispiel Nr. 5 betrifft eine südlichere Längszone erläutert mit Fig. 7. Ausserdem zeigen die Profile 4, 5 und 6 (nach Argand und Staub) die Beziehungen der longitudinalen Höhenschwankungen des Alpenbaues zur Gipfelflur.

Beispiel Nr. 4 betrifft eine orographische Alpenzone, welche die Trennung von Ostalpen und Westalpen überbrückt, die Zone Rhätikon-Linthal. Wir stellen die bezeichnendsten Gipfel mit ihren Höhen zusammen und notieren ihren Materialbestand.

a. Ostalpen (östlich des Rheines).

Madrishorn	2830 m	oberostalpines Altkristallin
Sulzfluh	2820 „	unterostalpiner Malm mit Kreide (couches rouges)
Drusenfluh	2829 „	„ „ „ „ „ „
Scesaplana	2969 „	oberostalpines Rhät
Falknis	2601 „	unterostalpine Kreide
Rote Wand	2701 „	im nördlichen Rhätikon gelegene Gipfel, bestehend aus oberostalpiner Trias
Wetterspitz	2898 „	
Parseierspitz	3034 „	
Mädelergabel	2650 „	
Riffler	3180 „	oberostalpines Altkristallin.

Die mittlere Höhe dieser Gipfel ist 2850, die Gipfelflur beträgt 2900 ± 280.

b. Westalpen (westlich des Rheines).

Calanda	2808 m	parautochthone helvetische Kreide
P. Sol (Graue Hörner)	2847 „	Verrucano der unteren helvetischen Decken
Ringelspitz	3206 „	
P. Segnes	3102 „	
Kärpfstock	2798 „	
Vorab	3025 „	
Hausstock	3156 „	
Selbsanft	3024 „	autochthones Eozän
Glärnisch	2913 „	Kreide der mittleren helvetischen Decken

Die mittlere Höhe dieser Gipfel ist 2986, die Gipfelflur 2900 ± 200.

Die Gipfelflur ist also hier beiderseits der Grenzen zwischen Ostalpen und Westalpen die gleiche. Die Gipfelflur kennt den Unterschied von Ost- und Westalpen nicht.

Alle genannten Gipfel östlich des Rheines sind aus den Gesteinen der ostalpinen Decken geschnitten. Im Vergleich damit sind diese von allen Gipfeln westlich des Rheines abgetragen worden und zwar von oben nach unten aufgezählt: Oberostalpines Mesozoikum und Altkristallin (Silvrettakristallin), unterostalpines Mesozoikum, penninischer (Prättigauer-) Flysch, helvetische Decken ganz oder zum Teil, beim Selbsanft auch noch der autochthone Flysch.

Wenn wir das im W fehlende nach seiner Mächtigkeit bestimmen, so kommen wir zu dem Resultate, dass auf der W-Seite des Rheines in den W-Alpen wenigstens 6000 m, meistens 8000 bis 10,000 und (z. B. Tödi oder Selbsanft mit Madrishorn oder Scesaplana verglichen) 12,000 m abgetragen worden sind, die östlich des Rheines noch im Gebirge erhalten vorliegen. Alle die Gesteinsmassen, die das Rhätikongebirge von der Sohle des Rheintales bis an den Gipfel der Scesaplana bilden, sind auf der Westseite verschwunden, während die tiefsten Sockel der Ostberge in die Gipfel der westlichen steigen. Die Mächtigkeit des Abtrages im Westen entspricht der östlich-axialen Absenkung des Gebirges und gleicht W-Alpen und O-Alpen zur gleichen Gipfelflur aus. Wären die Scesaplanagesteine noch auf dem Tödi vorhanden, so hätten wir einen Tödigipfel aus oberostalpiner Trias und Jura von über 15,000 m Höhe. Die Gipfelflur hat auch hier die Berge erniedrigt und ihre nach dem Erdrindenbau und seiner Faltung so ungleichen Berghöhen nicht nur um einige hundert, sondern um viele tausende von Metern ausgeglichen. Die Gipfelflur überwindet die Absenkung der Westalpen unter die Ostalpen und gleicht Westalpen und Ostalpen in ihren orographischen Höhen auf ein und dasselbe Niveau aus.

Beispiel Nr. 5 und Figur Nr. 7. Im südlichen Teil des Grenzgebietes zwischen Westalpen und Ostalpen liegen westlich im Gebiete von Tessin die Falten und Decken am höchsten. Das ist die grösste Aufwölbung im Alpengebiet, die penninische Kulmination. Sie liegt im Rückstau des Aar- und Gotthardmassives. Im oberen Tessintal und im Antigoriotal sind die tiefst entblössten Unterlagen der Alpen aufgeschlossen. Von hier weg sinken alle Decken axial gegen W und besonders gegen Osten ab. Aus den Abwitterungskanten entstehen S-N laufende Querkämme mit zwischenliegenden Tälern und Pässen (von Calanca, Mesocco, St. Bernardino, Splügen etc.). Das ganze Gebirge scheint querstreichend geworden zu sein. — Die Stirnlinien der Decken aber streichen stets nach ENE. Ein Ostfallen von 20—25° beherrscht die in W-E-Richtung wohl 50 km breite Zone von Val Calanca bis ins Oberengadin. Das ist die hier, entfernter vom Aarmassiv in die Breite gegangene „Querflexur" Bodensee-Septimer. Die Mächtigkeiten all der übereinanderliegenden östlich abfallenden alpinen Stockwerke lassen sich an ihren gegen W gerichteten Steilabbrüchen sehr gut bemessen.

W. E.

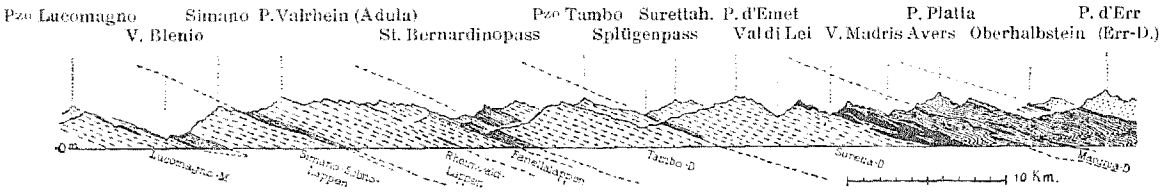


Fig. 7. Längsprofil durch die Zone axialen Ostfallens der penninischen Decken in Tessin und Graubünden.

Die tiefste gegen E fallende Decke der Reihe, vielleicht die unterste penninische Decke, ist das Lukmaniermassiv, die oberste die Silvrettadecke.

Lukmaniermassiv	Mächtigkeit > 3000 m
Simano-Adula-Decken	ca. 8000 „
Tambodecke (= Monte Rosa I)	„ 4000 „
Splügenmulde und Suretta (Mte R. II)	„ 4000 „
Avers-Oberhalbsteiner Sediment und Schuppenzone	„ 4000 „
Errdecke und Berninadecke	„ 3000 „
Languarddecke	„ 1500 „
Campodecke Kristallin 0—6000 Mesozoikum 2000	„ 5000 „
Silvretta (oberostalp. Decke)	1000—7000 „

Diese Folge ist ein Deckenpaket von gegen 40 km Dicke, das dem östlichen Axialgefälle zwischen Westalpen und Ostalpen gehorcht. Um diesen Betrag könnte das Gebirge über dem Monte Sobrio bei Biasca höher sein als der Hochducan oder die Scesaplana. Aber alle die beteiligten Gipfel sind fast gleich hoch, sie bilden eine Gipfelflur, wie folgende Höhenzahlen zeigen:

Hoch Ducan	3073 m	Silvrettatrias	oberostalpin
Piz Kesch	3122 „	„ Kristallin	oberostalpin
Piz Julier	3385 „	Berninadecke	unterostalpin
Piz Platta	3386 „	Margna-Ophiolithe	penninische Decken
Piz Suretta	3025 „	Rofnaporphyr	penninische Decken
Piz Timun	3201 „	Gneis der Surettadecke	penninische Decken
Piz Tambo	3276 „	„ „ Tambodecke	penninische Decken
Piz Valrhein	3398 „	Aduladecke	penninische Decken
Piz Basadino	3276 „	Lebendundecke	penninische Decken

Die mittlere Höhe dieser Gipfel ist 3211 m. Die Gipfelflur abgerundet 3200 ± 190.

Von diesen Höhen ist im Osten nur wenig, gegen W mehr, schliesslich bis zu über 40 km, und unter der Firstlinie noch mehr, abgetragen worden — dem inneren Bau zum Trotz, der Gipfelflur zuliebe! Die Höhenunterschiede von Berg und Tal verschwinden gegenüber diesen Abträgen.

Das Ganze überblickend kommen wir zu ungefähr folgenden Resultaten:

Über der Zone des helvetischen Deckengebirges (nördliche Kalkalpen) sind 1 bis 6 km Gestein verschwunden. Über den penninischen Gebieten des Wallis oft 15 bis 18 km, über den tiefsten Entblössungen der untersten Tessinerdecken fehlen 30 bis 35, und unter der tektonischen Firstlinie der Alpen im Tessin sind 40 bis vielleicht 50 km Gestein abgewittert. Das Gestein fehlt ohne jedes Anzeichen einer Zerreissung. In Gebieten oder Gebirgsgruppen verwickelten inneren Baues sind doch alle hohen Kulminationen fast gleich hoch, welchem Stockwerk des hohen komplizierten Baues sie auch angehören mögen. Auch die vorhandenen Höhenunterschiede von Berg und Tal verschwinden gegenüber diesen Beträgen der Denudation. Die Alpen als Ganzes erscheinen uns wie zu einer einzigen Gipfelflur von leichter Aufwölbung ausgeglichen. Höhendifferenzen in der Anlage der alpinen Gebäudekonstruktion von 10 bis 50 km sind überwältigt. Die Alpen sind eine Ruine von zonenweise nur noch $^1/_2$ bis $^1/_{10}$ derjenigen Höhe, die im alpinen Bauplane vorgesehen war. Statt dass die Gipfel zwischen 1000 und 50 000 m Höhe wechseln, liegen sie erniedrigt und ausgeglichen auf 1000 bis 4800 m Meerhöhe.

Wir erkennen damit auch, dass die nötigen Belastungen und Temperaturen im Laufe des Faltungsvorganges reichlich vorhanden waren, um alle Gesteine zur Dislokationsmetamorphose bereit zu machen, und dass diese von der äusseren nach den inneren Gebirgszonen mächtig zunehmen musste.

Alle jetzige Aussenfläche des Gebirges war einst Inneres. Von ursprünglich aufgestauter Oberfläche ist nichts mehr vorhanden. Dass die Berge aber jemals die ihrem innern Bau entsprechenden Höhen von 20 000 bis 40 000 m erreicht haben, ist nicht anzunehmen. Vielmehr hat der Verwitterungsabtrag mit dem ersten Auftauchen aus der ozeanischen Flut begonnen und niemals mehr ausgesetzt. Dazu kam das Einsinken durch die eigene Last. Es ist ein Glück, dass die Alpen nicht mehr 10 000 m und mehr an Höhe erreichen! Denn mit ihrer jetzigen Höhe bieten sie uns unbeschreibliche Freuden und herrliche Stärkung, während im anderen Falle die Versuche zu ihrer Besteigung und Erforschung mit Lebensgefahr verbunden wären. Unsere Alpen sind gerade hoch genug!

5. Die äusseren Ursachen der Gipfelflur.

Wir haben festgestellt, dass sich die Gipfelflur nicht dem inneren anatomischen Bau des Gebirges anschmiegt, sondern der allgemeinen äusseren Gestalt der Erdrinde zustrebt. Ihre Modellierung geht von der Aussenseite aus und greift an der Aussenfläche an. Ihr Endziel ist Ausgleichung der Gipfelhöhen und Erniedrigung bis zum Verschwinden des Gebirges. Das bestehende Gebirge ist eine zwischenzeitliche Form zwischen Stauungsform und Abtragsebene.

Die Differenz zwischen Faltungshochgang, d. i. ergänzte Faltenhöhe, und jetziger Gebirgshöhe ist das Ausmass für den Anteil, den der Verwitterungsabtrag an der Ausbildung der jetzt bestehenden Gipfelflur genommen hat.

Der Verwitterungsabtrag ist durch viele äussere Faktoren bedingt, mit denen er variiert. Er arbeitet in zwei sich unterstützenden Formen gleichzeitig und am gleichen Orte: 1. Verwitterung, das ist Auflösung und Zerfall der Gesteine durch chemische und mechanische Einflüsse von aussen: Schwere, Temperaturwechsel, Wasser und Luft chemisch und mechanisch. 2. Ausspülung durch die Stosskraft des gesammelten fliessenden Wassers (Erosion i. e. S.). Beide Vorgänge unterstützen sich: Die Verwitterung trennt die Gesteinsstücke ab, welche dann vom fliessenden Wasser gerollt die Wasserwege immer tiefer ausschleifen, — und das Einschneiden der Wasserläufe entblösst immer mehr die Bergflanken für den Verwitterungsangriff, sie schafft die Furchen. Die Erosion vertieft dieselben vertikal; die Verwitterung schrägt die Gehänge ab und erweitert die Furchen nach oben. Beide schreiten in ihrer Formung von aussen nach innen und von unten nach oben vor, sie befördern aber den Gebirgsschutt von innen nach aussen und von oben nach unten. Wasserfurchen wie Verwitterungsnischen verschieben sich rückwärts, vertiefen sich bergeinwärts und verzweigen und erweitern sich bergeinwärts, und beide streben eine Verminderung der Böschung ihrer Bahnen an. Die übersteilen Böschungen wandern rückwärts, d. h. gebirgseinwärts. Beide arbeiten um so rascher, je zerstörbarer das Gestein ist, sie tragen deshalb zerstörbarere Massen rascher ab und schälen eingeschlossene festere, weniger rasch zerfallende, heraus. Die beiden Vorgänge sind von schwankender Intensität; sie können nach Zeit und Ort bald unmerkbar langsam, oder auch katastrophal (Rutschungen, Bergstürze etc.) verlaufen.

Manche Leser werden sich darüber verwundern, dass ich nicht für das Zustandekommen des Abtrages hier noch das Eis, die Gletscher als wesentlich hervorhebe. Das Eis modifiziert besonders die Art des Abtransportes des Verwitterungsschuttes. Den direkten Abtrag am Fels durch Eis habe ich trotz seinen auffälligen Erscheinungen stets als für die gesamte Talbildung im Grossen ganzen quantitativ verschwindend klein betrachtet. Wir können ihn hier als eine Modifikation geringfügiger Bedeutung und zeitlicher Beschränkung in der grossen Wasserarbeit miteinbegreifen. Wir dürfen das um so eher, als selbst Penck nun zu dem Ausspruch gelangt ist: „Das Antlitz der Alpen steht in vieler Abhängigkeit von der Eiszeit, aber was diese Periode ihrer Geschichte gezeitigt hat, sind im Grunde genommen doch nur Verzierungen in den grösseren Formen der Täler, den durch die Denudation erweiterten Einschnitten des rinnenden Wassers". Also auch hier wird Verwitterung und rinnendes Wasser, nicht mehr Eis, als der grosse Formbildner anerkannt. Wir sind vollständig einverstanden!

Ungefähre Bestimmungen des mittleren Abtrages sind schon öfter durch Vermessungen der Alluvionen an Flussmündungen gemacht worden. Für alpine Flussgebiete haben sie uns bisher auf einen mittleren Abtrag von 1 m in 1500 bis 4000 Jahren geführt.

Der Verwitterungsabtrag („Denudation" = Verwitterung + Erosion) hängt in seiner Stärke von vielen Faktoren ab:

1. Je grösser die Höhe des Gebirges desto grösser die Gefälle. Dadurch wird um so rascher das Einschneiden der Talfurchen, das Nachstürzen der Gehänge, die Zuschärfung der Bergkanten als Wasserscheiden zwischen Flussgebieten. Mit der Erniedrigung des Gebirges verlangsamt sich das Einschneiden der Täler und das Abrutschen ihrer Gehänge.

2. Mit der Höhe nimmt der gesteinszerstörende Temperaturwechsel (Frost und Bestrahlung) stark zu.

3. Der Abtrag nimmt stark zu mit der Veränderlichkeit der klimatischen Faktoren, besonders in Menge und Intensität der Niederschläge.

4. Der Gipfelabtrag ist grösser bei leichter verwitterbaren Gesteinen, indem bei solchen die möglichen Maximalböschungen der Gesteine geringer sind, so dass die flachere Abschrägung der Gehänge die zwischen den Tälern bleibenden Grathöhen mehr erniedrigt.

Wir suchen nach dem Einfluss des Gesteines auf die Gipfelflur. Er ist gewiss nicht gross, denn viele Gipfelfluren greifen nicht wesentlich gestört durch Berge verschiedensten Baumateriales. Man wird diesen Einfluss nur da zu fassen vermögen, wo ausgedehntere Regionen von durchgreifend sehr verschiedenem Gestein unter ähnlichen Bedingungen (Klima, Erosionsbasis) nebeneinander stehen. Die meisten Gebirgsgruppen in den Alpen enthalten in starker Mischung Gesteine sehr verschiedener Art, sie können uns für die vorliegende Frage nicht dienen. Dagegen treffen wir den Bündnerschiefer als fast ausschliessliches Gestein in den Talgebieten der Landquart, Plessur, dann S des Vorderrheins von der Lenzerheide gegen W durch Domleschg, Safien und Lugnetz. Dieses Gebiet von ca. 1300 km² hat eine Gipfelflur von ca. 2500 m. Die Gipfel seiner Umrandung, die z. T. auch noch Bündnerschiefer, aber mit anderen Gesteinen durchsetzt, enthalten, oder die aus ganz andern Gesteinen (kristallinen Silicatgesteinen, kalkigen Trias, Jura und Kreidegesteinen) bestehen, ordnen sich in eine Gipfelflur von 2900 m. In diesem Höhenunterschied ist indessen auch noch ursächlich der Umstand beteiligt, dass die Umrandung des Bündnerschiefergebietes etwas weiter von der Erosionsbasis zurückliegt. Immerhin ergibt sich, dass der Bündnerschiefer eine um einige 100 m tiefere Gipfelflur ergibt, als die anderen Gesteine. Der Bündnerschiefer ist vorherrschend leicht zerstörbarer Tonschiefer, kalkiger Tonschiefer, sandiger Tonschiefer bis Sandstein. Er ist zu Abrutschungen geneigt, ist im ganzen schwer durchlässig und erträgt im Mittel nur eine geringere Maximalböschung mit grösserer Dichte der Wasserrinnen.

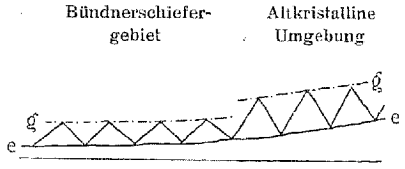


Fig. 8. Schematische Darstellung der Abhängigkeit der Gipfelflur von der mittleren Gehängeböschung (Verwitterbarkeit bei konstanter Taldichte und wenig steigender Erosionsbasis)

Ein Vergleich des graubündischen Schiefergebietes mit dem Tessiner Gneisgebiete zeigt uns den Einfluss des Gesteines sehr bestimmt. Im ersteren sind die mittleren Gehängböschungen nur etwa 20 bis 30°, im Tessiner Gneisgebiete 45 bis 50°. Bei gleichen Entfernungen der Talwege voneinander ist die relative, d. h. von den Talgründen aus gemessene Gipfelflur im bündnerischen Schiefergebirge um 500 m niedriger, als im Tessiner Gneisgebirge.

5. Der Abtrag des Gebirges nimmt zu mit der Dichte der Talwege. Die Dichte der Wasserläufe ist geometrisch schwierig fassbar. In den Alpen finden wir die Haupttalwege durchschnittlich etwa 8 km, die Nebentäler etwa 4 km voneinander entfernt. Die Flussdichte nimmt zu mit der Undurchlässigkeit der Gesteine und mit der Menge der Niederschläge, aber die Variation ist meistens innerhalb der Alpen gering. Gewiss aber ist die Taldichte im allgemeinen sehr massgebend für die relative Höhenlage der Gipfelflur, weil in den Hochalpen meistens die Gipfel und Kämme nur die zwischen den Tälern belassenen Ruinenreste ohne Plateaureste sind.

6. Die absolute Höhe der Gipfelflur nimmt ab mit der Annäherung und der Tiefe der Erosionsbasis.

In der jetzigen Gestaltung der Alpen ist dieser letzte Faktor in seiner Wirkung und seinem unmittelbaren Einfluss auf die Gipfelflur am klarsten festzustellen. Wir betrachten ihn an einem einzelnen gut fassbaren Falle (Beispiel Nr. 6 und Figur Nr. 9) und knüpfen noch einige weitere Betrachtungen daran.

Beispiel Nr. 6. Wer von einem hohen Gipfel, wie Säntis, Tödi, Sardona oder Calanda, einen grossen Teil der Graubündneralpen überblickt, dem fällt sofort auf, dass der allgemeinen Graubündner Gipfelflur sich die Berninagruppe nicht einordnet. Sie gehört einer höheren Gipfelflur an. Vergleichen wir das Berninagebirge mit dem westlich anliegenden und ähnlich vergletscherten Bergellergebiete S der Maira:

Die mittlere Höhe der 10 höchsten Berninagipfel beträgt 3900 ± 150 m, diejenige der 10 höchsten Bergeller 3344 ± 60 m. Die mittlere Höhe der 20 höchsten Berninagipfel beträgt 3530 m, diejenige der 20 höchsten Bergeller 3158. Die Gipfelflur der Berninagruppe ist also 550 m höher als diejenige der anstossenden Bergellerberge. Die Gesteine sind in beiden Gruppen von ganz ähnlicher Widerstandskraft. Da wie dort herrschen granitische

Gesteine vor. Im Berninagebiete sind sie vielfach dislokationsmetamorph gequetscht, im Bergell dagegen frisch, massig und viel jünger. Also keinerlei Ursache, die höhere Gipfelflur der Bernina auf resistenzfähigeres Gestein zurückzuführen!

Dagegen liegt ein grosser Unterschied beider Gebirgsmassen in der Erosionsbasis der Wasser, die sie durchtalen.

Motiv: Mittelbünden Bernina Bergell

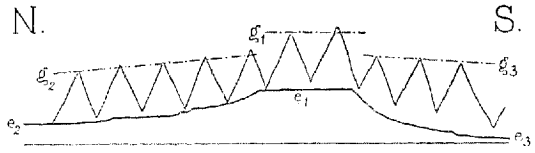


Fig. 9. Schematische Darstellung der Abhängigkeit der Gipfelfluren (g) von der nächst eingedrungenen Erosionsbasis (e)
e_1 = alter Talbodenrest mit zugehöriger Gipfelflur g_1, e_2 = von N eindringende Erosionsbasis mit Gipfelflur g_2,
e_3 = von S eindringende Erosionsbasis und zugehörende Gipfelfluren g_3.

Die nächste begleitende Erosionsbasis ist für das Berninamassiv das Oberengadin mit folgenden Gefällserscheinungen:

Malojapasshöhe - Talboden	1817 m
Samaden - Talboden	1720 „
Absolutes Gefälle auf 20 km Tallänge	97 m
Mittleres relatives Gefälle ca. 5 ‰.	

Darin sind mehrere Seebecken eingeschlossen. Flusslänge bis zur absoluten Erosionsbasis im Schwarzen Meer etwas über 2500 km. Gefälle Maloja - Schwarzes Meer 0,72 ‰.

Für das Bergellermassiv ist zu notieren:

Bergell Beginn einer Talsohle bei Casaccia	1460 m
„ bei Castasegna	628 „
„ bei Chiavenna	332 „
(Gesamtgefälle Maloja - Chiavenna	1475) „
Tallänge Casaccia - Chiavenna	23 km
Gesamtgefälle Casaccia - Chiavenna	1128 m
Relatives Gefälle „ „	49 ‰
Flusslänge Casaccia - Adriatisches Meer	ca. 400 km
Gefälle „ „ „	2,8 ‰
Gefälle Maloja - Adriatisches Meer	3,7 ‰

Am S-Abhang sind die Bedingungen bei diesen beiden Gebirgsgruppen fast gleich, für unsere Vergleichung kommt nur die Nordseite in Betracht. Die nächste nördliche Erosionsbasis, das Bett der Maira, liegt vor dem Bergellermassiv um über 1000 m tiefer und dem Wasserscheidegrat zudem um 2 ½ km näher als das oberste Engadin vor dem Berninagebirge. Das Erosionsgefälle vor der Stirn des Bergellermassives ist fast zehnmal grösser als dasjenige des Oberengadins vor der Bernina. Die äusserste Erosionsbasis, das Meer, liegt im Wasserwege aus der Bernina sechsmal weiter entfernt als von den Bergellerbergen. Die Abhängigkeit der Gipfelflur von der Tiefe und der Nähe der unmittelbaren sowie der endgültigen Erosionsbasis ist deutlich. Die überragende Höhe der Berninagruppe ist dem Stillstand in der Austiefung des Oberengadins zu verdanken. Das Oberengadin ist ein altdurchtalter, in eine relative Stagnation gelangter Gebirgsteil, in den die von tieferer näherer Erosionsbasis ausgehende Talbildung von S her noch nicht völlig eingedrungen ist. Aber von allen Seiten sucht sie Angriff. Schon in den beiden letzten Eiszeiten war der Erosionsstillstand im Oberengadin vorhanden, und die damaligen Eisfluten haben sich auch hier unfähig erwiesen, eine Neubelebung der Talbildung zu erwirken. Die rückwärts sich einschneidende Maira dagegen hatte dem Oberengadin sein oberstes Gebiet geraubt (vergl. Alb. Heim, Geol. der Schweiz, II., S. 575—578). Der dadurch gewonnene Wasserzuschuss hat seinen Dienst getan. Das Bergell ist furchtbar eingetieft, die Gehänge voll alter und neuer Bergstürze. Die Gipfel des Bergellermassives, die gewiss die Bernina noch in geologisch junger Zeit hoch überragt hatten, haben die Raubtat ihrer Wasser an ihrer eigenen Höhe einbüssen müssen. Trotz übermässiger Schroffheit der Talgehänge und der Gräte und trotz dem noch frischeren massiveren Material, aus dem sie geschnitten sind, ist ihre Gipfelflur um 550 m niedriger als diejenige des Berninamassives geworden.

Wir entnehmen dem Vergleich von Berninagebirge mit Bergellermassiv, dass die Gipfelflur wesentlich abhängt von der relativen Lage der Erosionsbasis nach Höhe und Entfernung. Eine höhere Gipfelflur gehört hier zum Rest eines Stückes von höherer Erosionsbasis und grösserer Meerferne.

Die Gesamtausgleichung der Gipfelflur durch die Alpen ist wohl die Folge davon, dass rings um die Alpen herum in Seen oder Talflächen eine ähnliche Erosionsbasis herrscht und von allen Seiten in das Gebirge eindringt. An der Nord- oder Aussenseite der Alpen ist sie 300 bis 400 m hoch und die Entfernung vom Meere ist grösser. An der Innenseite des Alpenbogens ist die nähere Erosionsbasis 150 bis 200 m und der Weg zum Meere ist kürzer. Die steilere Südseite greift rückwärts und drängt die Wasserscheide auf Kosten der Aussenseite gegen N. Die Hauptpässe haben

eine steilere S-Seite, eine weniger steile N-Seite. An der Hauptwasserscheide der Alpen stossen die steilere Innenseite mit tieferer, näherer Erosionsbasis und die weniger steile Aussenseite mit höherer, fernerer Erosionsbasis zusammen. Von diesen Erscheinungen der Entwässerung und Abspülung wird die heutige Gipfelflur bestimmt. Eine Folge davon ist, dass die höchsten Gipfel der Alpen sich am S-Rand der Nordabdachung befinden.

Von den Gebirgsrändern steigen die Talfurchen gegen das Innere an. Die nächste Erosionsbasis für die Berge liegt deshalb im Innern des Gebirges höher als in seinen äusseren oder gar randlichen Teilen. Ausserdem nimmt aber auch die Böschung, welche die Gehänge ertragen und mit denen sie sich abschrägen, im allgemeinen gegen innen zu, indem die hinteren Teile der Täler noch weniger lang eingeschnitten und die dort entblössten Gesteine der langsamen Lockerung durch die mechanische und chemische Verwitterung noch weniger lang ausgesetzt waren. Dort ist das noch frischere Material der Berge angeschnitten, das noch in steileren Böschungen aushält. Aus diesen beiden Gründen steigt die Gipfelflur von den Rändern des Gebirges nach innen an. Die Gipfel der innersten Ketten sind höher geblieben als diejenigen der randlichen Ketten, was immer ihr tektonischer Bau, ihre Faltungshöhe sein mag.

Aber alle die einzelnen Faktoren, die da von aussen an der Schaffung der Gipfelflur beteiligt sind, variieren innerhalb der heutigen Alpen nur wenig. Sie können etwa kleinere, um wenige 100 m verschiedene Separatfluren innerhalb grösserer schaffen. Die Entstehung der Gipfelflur als Ganzes kann nicht auf Auswahl innerhalb dieser Faktoren zurückgeführt werden; die jetzt vorhandenen Variationen gehören nur der jüngsten Phase an. Viel eher stören die Variationen dieser Faktoren, wie wir es an einzelnen unserer Beispiele sehen, hie und da die Gipfelflur.

Penck hat (das Antlitz der Alpen in „Die Naturwissenschaften" 1924) versucht, manche der Erscheinungen der Gipfelflur, besonders Ungleichheiten auf eine „späte Grossfaltung" zurückzuführen. Aber bis jetzt ist es nicht gelungen, diese Grossfaltung, die jünger als die Bergformung sein müsste, in der Tektonik herauszufinden. Die longitudinalen Höhenschwankungen (siehe Längsprofile Fig. Nr. 4, 5, 6 und 7) können dafür nicht genommen werden, denn sie sind älter und von der Gipfelflur völlig überwunden. Wenn späte regionenweise Hebungen und Senkungen an der Gipfelflur stark beteiligt wären, so müsste sich das auch an Verstellungen der Terrassen- und Talbödensysteme zeigen. Auch hier ist kaum ein Zusammenhang zu finden. Junge solche Verstellungen kommen zwar vor, sind aber sehr selten (Domleschg-Lenzerheide). Wetterstein und Garmisch sind nicht wie angenommen worden ist, jüngere Hebung neben Senkung, sondern der Wetterstein ist die Überschiebungsfront der oberostalpinen Decken, die über das tiefe Vorland vorrückend in gewaltigen Bergstürzen abgebrochen ist (Eibsee, ein Bergsturzsee, Becken von Garmisch lauter Bergsturzmaterial, Ähnliches in der Fortsetzung der Zone nach W und E). Die Erhebung des Gebirges ist nicht „das Werk einer späteren Grossfaltung", sondern ist begründet in viel gewaltigeren älteren Bewegungen und diese bedingten nicht die Gipfelflur, sondern sind als älter von derselben völlig überwunden. Dass das typische Trogtal „auf sich hebende Großsattelregionen beschränkt" sei, ist auch nicht haltbar. Das berühmte Trogtal des Oberwallis folgt einer Muldenzone und einen jungen Großsattel können wir überhaupt nicht erkennen. Man sieht hieraus, dass die Erscheinungen der Gipfelflur noch Anregung zu vielen Untersuchungen bieten, und wir noch lange nicht am Abschluss des Verstehens angelangt sind.

Die allgemeine Basis, an welcher der Verwitterungsabtrag ansetzt, sind die den Kontinent umgebenden Meere, sodann die das Gebirge umfassenden Landflächen und besonders zunächst für die Gegenwart deren Seen. Aller Abtrag strebt der Einebnung auf diese Flächen hinab zu. Von hier aus greift die Erosionsbasis von allen Seiten durch die Täler in das Gebirge hinein und durch dasselbe hindurch. Sie wirkt durch alle Schichten und Gehänge hinauf bis an die Gräte und schärft die Höhen. Von ihr aus wird schliesslich die Gipfelflur zugeschnitten.

Die ungeheure Rücksichtslosigkeit, mit der 40 000 m hoch angelegte Berge auf eine das ganze Gebirge beherrschende Gipfelflur von 1000 m bis wenig über 4000 m hohe Ruinen geschleift worden sind, beruht darauf, dass das Meerniveau die rings umgebende einheitliche Erosionsbasis ist. Die in ihrer Kraft und Einheitlichkeit Bewunderung erregende Summenleistung aller Faktoren des Abtrages ist das Gegenbild der ungeheuren Niveaufläche der umgebenden Meere. Das Meer behauptet sich in den Gipfelfluren.

Die äusseren Ursachen der Gipfelflur besitzen kein Mittel, einem zu niedrigen Berge Substanz aufzusetzen, um ihn zur Gipfelflur zu erheben. Sie sind in ihrer Wirkung einseitig auf Abtrag gerichtet. Sind eine Anzahl Gipfel zu niedrig geworden, so müssen alle andern auch wieder erniedrigt

werden, um die Gipfelflur zu erhalten. So führt das Bestreben zur Gipfelflur stetsfort zum Abtrag des jeweilen Höchsten und zur Erniedrigung des Ganzen.

Von aussen hat, soweit unsere Einsicht reicht, niemand anders als Verwitterung und Erosion auf die Gipfelflur hingearbeitet und arbeitet fort an ihrer Erniedrigung. Aber die Frage liegt nahe: Haben vielleicht auch Kräfte aus dem Innern mitgeholfen?

6. Die inneren Ursachen zur Gipfelflur.

Wir haben schon des Tiefganges der Faltung erwähnt. Wir können ihn aus tektonischen Quer- und Längsprofilen wenigstens nach seiner Grössenordnung ermessen. Was kann er für die Entstehung der Gipfelflur bedeuten? Es kann doch kaum für die Höhe eines Gebirges gleichgültig sein, wie tief es in seinen Untergrund eingesunken ist.

Gross war die Überraschung, als die von den Geodäten HELMERT und v. STERNECK mittelst des Pendels durchgeführten Schweremessungen für die hohen Plateaux und die grossen Dislokationsgebirge der Erde, auf Meerniveau reduziert berechnet, im Vergleich mit der normalen Schwere Defekte ergaben. Sie beobachteten daselbst bis ca. 15 Schwingungen des Sekundenpendels zu wenig in 24 Stunden. Dagegen waren die Pendelschwingungen beschleunigt in manchen Tiefebenen, am Meerufer und auf ozeanischen Inseln. Man musste also an den Gründen des Ozeans auf Massenüberschuss in der Erdrinde schliessen. Das Resultat war: Geringere Dichte der Erdrinde unter den Gebirgen, grössere unter den Ozeanen.

Kein Land der Erde hat bis jetzt eine so stationendichte Vermessung der Schwerkraft der Erde, wie die Schweiz. Sie verdankt dies den Beobachtungen, geleitet von der Geodätischen Kommission der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft, begonnen von Herrn Ingenieur MESSERSCHMID, und vollständig durchgeführt von Herrn Prof. NIETHAMMER, Basel. (Vergl. Schwerekarte der Schweiz in ALB. HEIM „Geologie der Schweiz" Bd. II, S. 52, Tafel I.)

Die Ursache des Massendefektes unter den Gebirgen können selbstverständlich nicht Hohlräume sein, sondern weniger dichte Gesteine. Heute wissen wir ganz bestimmt, dass, und auch zum Teil wie die tieferen Schalen der Erde an Dichte zunehmen. Die gebirgsgefaltete Erdrinde hat ein mittleres spezifisches Gewicht von 2,7 (Sedimente und Altkristallin der Region „Sal"). Nur in beschränktem Masse enthält sie schon Partien von „Sima"-Gesteinen. Solche, kalk- und magnesiumreiche Silikate von 2,75 bis 3,0 spezifischem Gewichte müssen mehr und mehr nach unten zunehmen. Noch tiefer folgen die erzreichen Sima-Gesteine, im Innersten der Erde wohl Metalle (Barysphäre) bis zu 8 oder 12 spezifischem Gewichte, denn das mittlere spezifische Gewicht („Dichte") der Erde beträgt 5,67. Die Beobachtungen über die Fortpflanzungsgeschwindigkeiten der Erdbebenwellen haben den theoretisch längst vermuteten konzentrischen Schalenbau mit zunehmender Dichte nach innen bewiesen. Durch Druck und durch Wärme nimmt die Plastizität des Materiales nach der Tiefe stark zu, sodass die gebirgsbildende Erdrinde nur die ca. 120 km dicke, mit Tiefenzunahme mehr und mehr druckplastische Erdhaut ist, die auf den schweren, geordneten, druckplastischen oder heissen und flüssigen Massen der Tiefe schwimmt.

Tatsächlich finden wir in den Alpen die grössten Massendefekte unter der mächtigsten Häufung von Deckenfalten mit grösstem Tiefgang (Dent Blanche, Bernina, Silvretta-Ötztaler Alpen, vergl. ALB. HEIM „Das Gewicht der Berge", Jahrbuch des Schweizer Alpenklubs 1918), die geringsten in starken, weit ausgebreiteten Aufwölbungen des Untergrundes (Nähe der Deckenwurzeln, Tessin, Antigoriotal). Zunächst finden wir darin eine glänzende Bestätigung des Deckenbaues.

Wäre z. B. der Monte Rosa der aufgewölbte Dom, für den man ihn früher hielt, so müssten unter ihm die dichteren Massen höher heraufgestiegen sich finden und sich durch Schwerüberschuss verraten. Statt dessen steht er im Gebiete des stärksten Schweredefektes — er ist eben eine Deckfalte, unter der, tief eingedrückt in die Erde, noch wenigstens vier andere Deckfalten aus leichtem Sal-Material eingedrückt liegen.

Anderseits zeigt sich hierin das, was man schon lange als die Isostasie, das Gleichgewichtsbestreben in der Erdrinde, bezeichnet hat. Die Gebirgsstauung hat die spezifisch leich-

teren oberen Rindenlagen zu gewaltigen Faltenpaketen zusammengedrängt und übereinandergestossen. Diese Aufhäufung ergab eine Überlastung, die sich eindrückte durch ihr Übergewicht, und tiefere, dichtere Massen seitlich verdrängte. Die Komplexe der Gebirgsfalten sind eingesunken. Dadurch ist der Faltentiefgang und — auf Meerniveau berechnet — der Massendefekt entstanden, denn die eingesunkenen Massen sind weniger dicht, als die durch das Einsinken seitlich verdrängten. So kommt es, dass die Gebirge sich vielfach als Zonen von Massendefekt herausheben zwischen den umgebenden Gebieten mit grösserer Schwere.

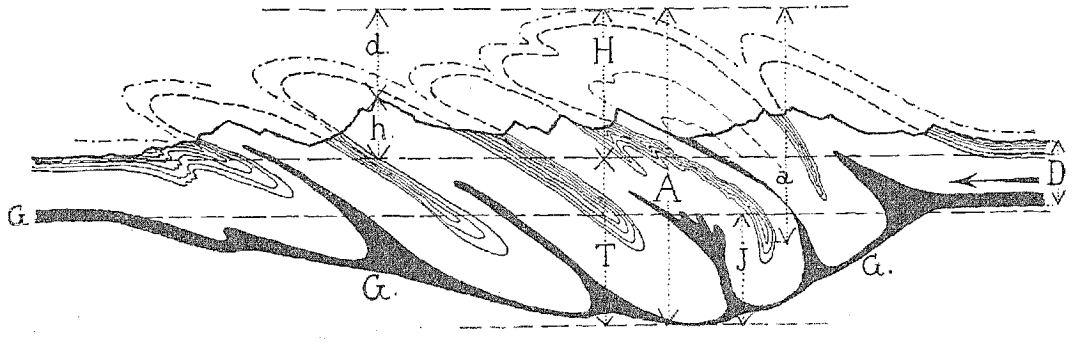


Fig. 10. Die vertikalen tektonischen Maasse eines Faltengebirges.

D = normale Dicke der zusammengeschobenen Erdrinde
G = Gleitfläche unter der gefalteten Rinde
a = Dickenzuwachs der Erdrinde durch Faltung
A = Gesamtaufstauung durch die Faltung
j = isostatische Einsenkung
H = Faltenhochgang, Grenzlinie = ca. Meerniveau
T = Faltentiefgang
d = Denudation
h = Höhe des Berges

In ihrer idealen Vollendung liegt uns in der Isostasie das Gesetz des Schwimmens leichterer, steiferer Massen auf schwereren, nachgiebigeren oder gar flüssigen vor. Wir gelangen zu der Auffassung, dass das Gebirge so tief einsinken muss, bis das Gewicht des noch Vorragenden gleich ist dem Gewicht des Verdrängten, weniger das Gewicht des an seine Stelle Gesetzten. Die Gebirge schwimmen auf ihrem Massendefekt, sie werden von demselben getragen. Der Massendefekt entsteht durch den Faltentiefgang der leichteren Rindenfalten. Oder noch einfacher ausgedrückt:

Das Gewicht des Gebirges, soweit es über das allgemeine Niveau (Meerniveau?) hervorragt, ist gleichwertig dem Massendefekt unter diesem Gebirge. Es wird von diesem getragen wie das Schiff vom verdrängten Wasser.

Ausdrücklich musste gesagt werden: „Das Gewicht des Gebirges", nicht etwa: des Berges. Die ganze Erdrinde, das ganze Gebirge ist viel zu steif und die tieferen Massen viel zu schwerflüssig, als dass z. B. der einzelne Berg sich darin tiefer eindrücken könnte, als das nebenliegende Tal. Zudem: was ist der einzelne Berg gegenüber dem ganzen Gebirge und gar gegenüber der ganzen tektonischen Gebirgsmasse samt ihrem Tiefgang, der er angehört. Im Verlaufe der Kurven gleicher Erdschwere (verglichen z. B. Karte im Jahrbuch des S. A. C. 1918, S. 189 oder „Geol. d. Schweiz" Bd. II, S. 52) zeigt sich diese starke generelle Ausgleichung. Die an der Erdoberfläche bestimmbare Verteilung der Erdschwere ergibt deshalb auch nur eine sehr verwischte, ausgeglichene Abbildung der Orographie des überliegenden Gebirges und seines tiefen inneren Baues. Überdies, da jede Dichtigkeitsanomalie einer gewissen Tiefe sich in ihrer Wirkung nach oben konisch verbreitet und alle diese Wirkungskegel sich durchdringen, wird das messbare Abbild der Schwereanomalien der Tiefe an der Oberfläche um so verwischter und verschwommener werden, je tiefer dieselben liegen. Feine Einzelheiten im Bau des Faltentiefganges, oder Ähnliches, werden sich auf diesem Wege nicht erkennen lassen.

Prüfen wir, ob die beobachteten Werte die Auffassung der Isostasie bestätigen oder ihr entgegenstehen. Die Gleichung für die alpine Isostasie würde in einfachster Form lauten:

$MD = T(\gamma_1 - \gamma_2) = h\gamma_2$, wobei:

MD = Massendefekt, durch das Pendel bestimmt.

T = Tiefgang der Faltung. Diese ist aus Quer- und Längsprofilen bis etwa an die Untergrenze von Sal zu messen, kann aber noch bedeutend tiefer reichen. Die Geodäten berechnen die Tiefe der vollständigen Schwereausgleichung auf 100 bis 120 km. Aus den geologischen Profilen sind Tiefgänge zunehmend von wenigen bis 60 km direkt erkennbar, solche bis zu doppelter Grösse in den Wurzelzonen wahrscheinlich.

γ_1 = Spezifisches Gewicht der ursprünglichen, jetzt durch den Faltentiefgang verdrängten Gesteinsunterlage. Natürlich handelt es sich hier um ein Mittel der Gesteinszonen von in normaler Lagerung 5 bis 100 km Tiefe. Das Verdrängte werden vorherrschend Sima-Gesteine sein, solche von spezifischen Gewichten von 2,75, 2,8, zunehmend bis 2,9 und bis über 3. Ich schätze, dass wir im Mittel das Verdrängte in seinem spezifischen Gewichte um 0,1 bis 0,2 grösser annehmen dürfen, als das an seine Stelle nun Eingetauchte.

γ_2 = mittleres spezifisches Gewicht der Gesteine des vorragenden Gebirges, also etwa 2,7 (bis 2,75).

h = mittlere Höhe des Gebirges. Diese Zahl steigt in den äusseren Alpenzonen auf 1000 und 1500 m, nur in den Gebieten gewaltigster Erhebungen erreicht sie 2000 oder darüber.

In der Gleichung $MD = h\gamma_2$ haben wir es mit lauter messbaren Grössen zu tun. Der Massendefekt im Silvrettagebirge erreicht den Wert einer Gesteinsmasse von 1600 m Dicke bei 2,4 spezifischem Gewicht. Auf den m² Grundfläche im Meerniveau berechnet, ist dies gleich einem Defekt von 3840 Tonnen. In jenen gleichen Zonen liegt auf jedem m² Grundfläche in Meerhöhe eine Gesteinslast von im Mittel ca. 1500 m Dicke und 2,7 spezifischem Gewicht, also von ca. 4050 Tonnen. Hiernach schiene das Gewicht der Berge etwas mehr zu sein, als der Massendefekt zu tragen vermöchte.

Dabei war als Ausgangsniveau für die Trennung von Gebirge und Massendefekt das Meerniveau angenommen. Wir wissen aber nicht, welche Schwere die richtige normale, welches die Grenze zwischen Schwereüberschuss und Schweredefekt ist. Unser Gebirge steht einem Kontinente aufgesetzt. Wahrscheinlich sollte das Scheideniveau zwischen Gebirgshöhe und Massendefekt deshalb etwas höher angenommen werden. Setzen wir es nur 100 bis 200 m höher, so ergeben diese Zahlen wirklich die Richtigkeit der Schwimmstatik: Der Massendefekt ist gleich dem Gewicht des Gebirges.

Aus der Gleichung $T(\gamma_1 - \gamma_2) = h \cdot \gamma_2$ können wir versuchen, $\gamma_1 - \gamma_2$, das ist die Differenz im spezifischen Gewichte zwischen dem Verdrängten und dem Eingesunkenen zu bestimmen, z. B. in Zonen von verschiedener Höhe und verschiedenem Faltentiefgang, woraus sich dann auch das Verhältnis des Faltentiefganges T zur mittleren Gebirgshöhe h ergibt. Setzen wir die Zahlen ein für eine nördliche Randzone, für eine tiefer einwärtsliegende Zone und für zwei Wahrscheinlichkeiten in der Nähe der Firstlinie, für welche wir T und h annähernd schätzen können, so kommen wir zu folgenden Ergebnissen:

$\frac{h \cdot \gamma_2}{T} = \gamma_1 - \gamma_2$	$T = h\frac{\gamma_2}{\gamma_1 - \gamma_2}$
$\frac{1000 \cdot 2{,}7}{5000} = 0{,}54$	$= h \cdot 5$
$\frac{1500 \cdot 2{,}7}{20\,000} = 0{,}2$	$= h \cdot 13{,}5$
$\frac{2000}{60\,000} \cdot 2{,}7 = 0{,}09$	$= h \cdot 30$
$\frac{2000}{100\,000} \cdot 2{,}7 = 0{,}05$	$= h \cdot 50$

Der Faltentiefgang eines solchen Gebirges beträgt also das Vielfache (5 bis 50fache) der gebliebenen mittleren Gebirgshöhe. Wie Eisberge im Meer etwa (je nach Luftgehalt und Form) $^8/_9$ bis $^4/_5$ ihrer Höhe eintauchen, so tauchen die grossen Kettengebirge 80 bis 95 % in die Erdrinde ein, nur etwa $^1/_{10}$ bis $^1/_{20}$ ragen vor. Das Gebirge ist unter dem Meerniveau um das Mehrfache gewaltiger als der überragende Teil.

Wir wollen nicht weitere Rechnungen an diese Formel knüpfen, so verführerisch das ist. Die zu schätzenden Zahlen sind zu unsicher, die Fehlerquellen zu gross. Nur die allgemeine Grössenordnung wird stimmen. Festhalten aber dürfen wir:

Der Auftrieb durch den Massendefekt trägt die Berge. Der Faltentiefgang ist ein Mehrfaches oder Vielfaches (10 bis 20faches) der mittleren Gebirgshöhe. Das durch den Tiefgang verdrängte Gestein hatte im Mittel etwa 0,1 bis 0,2 mehr Dichte als das eingetauchte Faltenpaket.

Die Isostasie kann niemals im einzelnen exakt zutreffen. Die einzelnen Berge und Täler sind durch die steiferen äusseren Gesteinsmassen auf geringere Strecken miteinander tragend zu einer Summenwirkung verbunden. Die Isostasie kann nur regionenweise ausgeglichen zur Geltung kommen und ist überhaupt nur in einer gewissen Annäherung erreichbar, denn:

1. Die von ihr angestrebten Ausgleiche kommen durch Gesteinsfestigkeit, Reibungswiderstand, Zähigkeit auch der sehr plastischen Massen zeitlich stark verspätet zur Geltung.

2. Anschwemmung hier, Abtrag dort, Eruptionen, Intrusionen, Dislokationen ändern das angestrebte Gleichgewicht ununterbrochen. Bevor es erreicht wird, ist es anders geworden.

Anderseits fehlt die zur langsamen Ausgleichung nötige Beweglichkeit nicht. Druckplastizität und Erdwärme ergeben eine Zunahme der Beweglichkeit aller Gesteinsmassen mit der Tiefe.

Wir können darüber froh sein, dass in der Erdrinde starke Widerstände der raschen Ausgleichung entgegenstehen. Dadurch wird die für unser Dasein oben auf der Erdrinde nötige Stabilität gesichert. Es ist übrigens der ständigen Bewegung noch reichlich genug!

Wenn nun die zusammengestossenen Gebirgsfalten an der Oberfläche über ca. Meerniveau aufgehäuft stehen geblieben und nicht isostatisch eingesunken wären, so müsste der Faltenhochgang noch um den Faltentiefgang grösser geworden sein. Um eine der jetzigen ähnliche Gipfelflur zu erhalten, hätten nicht nur die früher festgestellten Abträge von einigen bis zu 50 km, sondern ungefähr doppelt soviel geleistet werden müssen. Ein Massendefekt wäre dann nicht vorhanden. Die Isostasie hat die Entstehung der Gipfelflur zu etwa der Hälfte übernommen, sie hat sie erleichtert um das Mass des Faltentiefganges. **Soviel als eingesunken ist, soviel brauchte nicht abgetragen zu werden, um die Gipfelflur zu schaffen.** Die isostatische Bewegung ist der Erniedrigung und Ausgleichung durch Abtrag etwa halbwegs entgegengekommen — zuvorgekommen oder nachgefolgt in tausenden von Phasen. Aber auch der Abtrag ist den Wünschen der Isostasie entgegengekommen, indem er die Überlastung vermindert hat.

Die Gipfelflur ist also eine Summenwirkung von Abtrag und Gleichgewicht, von Denudation und Isostasie.

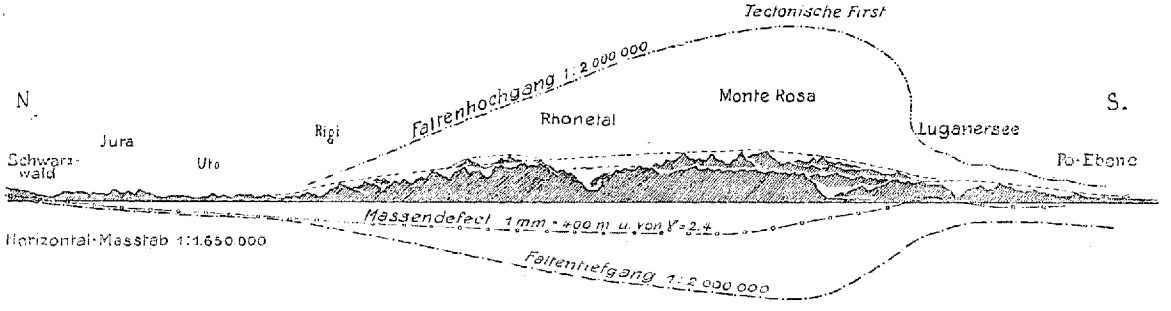


Fig. 11. Schematische Profile durch die Zentralalpen.

Unser Bild Fig. 11 stellt ein schematisches Querprofil durch die Zentralalpen dar, in welchem die Gebirgshöhe als Gipfelflur und als mittlere Gebirgshöhe, der Faltenhochgang, Faltentiefgang und der Massendefekt eingetragen sind, letzterer in einem willkürlich gewählten Ordinatenmaßstabe. Auf den ersten Blick ergibt sich aus dieser Profilzeichnung die harmonische Gestaltung aller dieser Momente:

Je grösser der Faltenhochgang, desto grösser der Faltentiefgang, desto grösser der Massendefekt, desto grösser der isostatische Auftrieb, desto höher das Gebirge und seine Gipfelflur! In überraschender Harmonie zeigen alle diese Masskurven eine langsame Zunahme von N gegen die Firstlinie der Alpen, dann südlich derselben einen raschen Abfall.

Vielleicht können wir jetzt die Vorgänge zusammenhängend überblicken, die in verwickelten Funktionen und zahllosen Phasen zur Gipfelflur geführt haben. Es sind:

1. Die Primärursache, die **Aufstauung** des Gebirgsfaltenbüschels durch den ausgedehnten und mächtigen Horizontalschub, S-N bis NW gerichtet.

2. Die Erniedrigung durch **Abtrag**, die Denudation, arbeitend als Verwitterung und Ausspülung (Erosion).

3. **Vertikalbewegungen**, wechselnd mit Hebungen vorherrschend Senkungen, zur Erlangung eines Schwimmgleichgewichtes, einer Isostasie.

Alle drei standen in gegenseitiger Abhängigkeit, mannigfaltig einander bedingend. Alle drei haben gleichzeitig gearbeitet von der Oligozänzeit bis ins Diluvium und bis in die Gegenwart. Sie haben stets ein Gleichgewicht gesucht, aber niemals vollständig erreicht, oft vorweg wieder verdorben. Alle drei Vorgänge wechselten nach Zeit und Stärke. Der Abtrag war vorherrschend einseitig gerichtet. Die Dislokationsbewegungen konnten den Sinn der lokalen Verstellung in einem beschränkten Grade wechseln, die isostatischen Bewegungen hatten sehr häufig wechselnden Sinn. In hunderten von Phasen mögen sich die Erscheinungen abgelöst haben, bis — nicht schliesslich, sondern vorläufig — die heutige Gebirgsgestalt der Alpen sich ergeben hat. Wir lernen verstehen, dass die jetzigen Alpen höchstens eine relative Ruhepause darstellen. Hunderte mal mag sich Berg und Tal und See wieder anders geformt haben unter Entblössung allmählich anderer tieferer Stockwerke des Faltenbaues, bis die Oberfläche von der höchsten Fläche des Faltenhochganges auf die jetzige Gebirgsoberfläche eingeschnitten und ausgeräumt war. Neue Formen wurden auf alte geprägt. Viele Palimpseste wurden aufeinandergesetzt. Alpen lösten Alpen ab, bald vielleicht recht stürmisch: in Erdbeben, Bergstürzen, Überschwemmungen, bald wieder stark verlangsamt wie jetzt. Aber immer waren es gewaltige Gebirge, wenn auch niemals so hoch wie ihre im Faltenbau liegende Geburtsanlage. Es ist wahrscheinlich, dass die Alpen, wenn es nicht gerade gar stürmisch herging, immer Gipfelfluren festgehalten haben mit relativ geringem Höhenwechsel um nur wenige tausend Meter. Vielleicht war die konstanteste Erscheinung im Werdegang der Alpen **die Gipfelflur.**

Die meisten Spuren für die phasenweisen Erscheinungsfolgen sind für immer verschwunden. Ihre Denksteine lagen droben im jetzt zerstörten und abgetragenen Gebirge. Indessen auch das noch vorhandene Gebirgsland zeigt noch zahlreiche merkwürdige Spuren. Dafür nur wenige Beispiele: Es gibt Spuren alter Täler, welche dann aber vom nachfolgenden Fortgang der Faltung wieder zugeschoben, verschlossen und von der Faltenbewegung eingewickelt worden sind, während in noch späteren Phasen Erosion die alte Talspur wieder aufgedeckt und an ähnlicher Stelle ein neues Tal erzeugt hat. Solche Vorgänge lassen sich z. B. verfolgen auf der Tallinie Chur-Vorderrheintal-Oberalppass-Urserental-Furkapass und im Wallis besonders von Brig bis über Martigny („Talnarbe" Chur-Martigny). Weit verbreitet im Alpenkörper sind Fälle, wo eine ältere Deckenfalte durch eine spätere Bewegung von einer jüngeren Deckenfalte ergriffen und eingewickelt worden ist, oder wo ältere Glieder der Faltung durch jüngere eingedrückt, zerrissen, in Fetzen verschleppt worden sind. Wunderbar ist z. B. im Wallis die St. Bernhards-Decke durch die Monte Rosa-Decke und die Dent Blanche-Decke deformiert und z. T. ausgequetscht worden. Die insubrische Unterschiebung hat die Wurzelstiele der schon fertigen Decken dünngequetscht und zum Überkippen in Nordfallen gezwungen. Ein mehrfacher, starker Phasenwechsel in Vertikalbewegungen lässt sich im Jungtertiär aus den stratigraphischen Erscheinungen ablesen. Die alpinen Talseen oder Randseen, die Verbiegungen der altdiluvialen Terrassen und Schotter, die ungeheuren Schotterauffüllungen alpiner Haupttäler, die jetzt eingedeckten von den Alpen ausstrahlenden Tiefrinnen mit rückläufigem Gefälle etc. beweisen Phasen der isostatischen Einsenkungen, die erst gegen Ende der grossen Interglazialzeit stattfanden und wahrscheinlich etwas verspätete Folgen der ungeheuren Überlastung durch die Gebirgsaufstauung in der insubrischen Bewegungsphase sind.

Es wird niemals gelingen, die ganze Geschichte dieses Phasenwechsels abzulesen. Wohl die Hälfte der alpinen Geschichtsschreibung liegt zerrissen in einzelnen Buchstaben, zerrieben in Sand und Schlamm in den Talebenen, Tiefländern und Meeren, ein anderer grosser Teil liegt verrammelt in die Erde als Faltentiefgang eingetaucht, nur ein kleiner Teil ist in der heutigen Gebirgsruine zu erkennen. Das soll uns aber nicht entmutigen. Was sich aus der Gebirgsruine, genannt Alpen,

herauslesen lässt, ist immer noch sehr viel und wird sich noch enorm vermehren. Müssen wir auch auf lückenlose Geschichtsschreibung verzichten, so gewinnen wir doch Einblick und Verständnis in die Art und den Zusammenhang der Vorgänge und des von ihnen Geschaffenen.

Auch andere Gebirge werden in ihrer äusseren Gestalt von einer Gipfelflur beherrscht. Photographischen Bildern zu entnehmen, ist sie im Himalaja in zwei Niveaux vorhanden. Eine Gipfelflur von 7000 ± 400 m wird mit einzelnen wenigen Gruppen 8400 ± 400 m durchbrochen. Einer solchen gehört das Mt. Everest an. Dort liegen altkristalline Gesteine in flachen Komplexen über Bündnerschiefer-ähnlichen Gesteinen und werden wieder von solchen bedeckt, ganz erinnernd an alpinen Bau im Gebiete der penninischen Decken. Bei doppelter Höhe wie unsere Alpen ist dort noch doppelter Faltentiefgang und doppelter Massendefekt zu erwarten. Die flach gelagerten Gesteine streichen am Mt. Everest abgebrochen horizontal in die Luft hinaus. Also auch hier hat ein ungeheurer Verwitterungsabtrag stattgefunden. Vielleicht entspricht der Himalaja einem früheren Stadium der Alpen.

Im Kaukasus erreichen die Gipfel der Zentralzone auf einer Länge von etwa 735 km Höhen zwischen 3200 und 3500 m. Diese Gipfelflur des Dislokationsgebirges wird aber durchbrochen von einer Anzahl dem schon fertigen Gebirge in geologisch junger Zeit aufgesetzten Vulkanen von 4500 bis über 5500 m Höhe (Elbrus 5629, Dysch-Tau 5197, Kasbeck 5044 etc.). Ähnlich sind die Verhältnisse in den S-amerikanischen Anden, wo einem Gebirge von Gipfelflur 4000 bis 4500 m viele Vulkane von 6000 bis 7000 m aufgesetzt sind. Das Dislokationsgebirge gehorcht der Gipfelflur, die jüngeren, z. T. noch tätigen Vulkane haben wieder darüber hinausgebaut. Kaukasus und Anden sind hierin anders als Alpen und Himalaja.

Schon in ihrer Anlage sind die Alpen ein kleines Gebirge. Die Erde hat grössere geboren. Kontinente sind gewandert und haben die zwischenliegenden Schichtmassen zusammengestossen und herausgequetscht, und solches Gebirgsfaltenwerk hat tiefer gelegene Massen vor sich her aufgestossen zum jung gehobenen Vorlande (Hochland, entlang der N-Seite der Alpen bestehend aus teils marinen Tertiärschichten). Kontinente und Berge haben einander beeinflusst. Auch das Feste bewegt sich beständig, teils ruckweise in Erdbeben, teils langsam und stetig. Die direkten Nachweise durch Nivellements und Triangulationen mehrten sich in den letzten 10 bis 20 Jahren überraschend.

Ich schliesse mit dem Wunsche, dass es meinen Lesern noch öfter vergönnt sein möge, von beherrschendem Standpunkte aus den Anblick einer grossen Gipfelflur zu geniessen. Wie eine herrliche Musik klingt diese harmonische Ausgeglichenheit durch die Seele des Beschauers. Eine unabsehbare Folge von Ereignissen in tausendfältigem Wechsel hat sie geschaffen. Vieles von dem, was wir noch nicht wissen und verstehen können, können wir erst ahnen. Auch die Ahnung bringt uns einen erlaubten berechtigten Genuss und befruchtet die Arbeit im Dienste der Forschung, die des Menschengeistes erhabenste Pflicht ist.

Schematische Längsprofile durch die Alpen

1 : 1.000.000

Ausschnitte aus R. Staub:
„Beiträge z. geolog. Karte der Schweiz,"
Spezialkarte Nº 105c

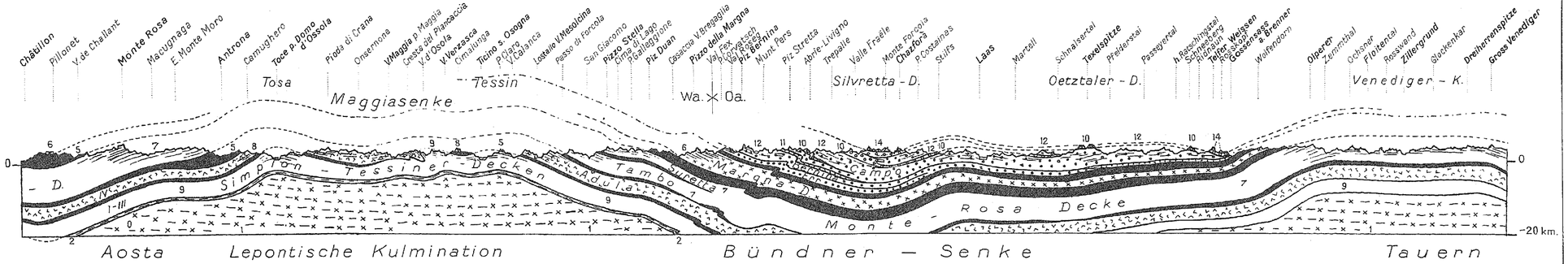


Fig. 4. Südliche Zone (zunächst nördlich der Firstlinie und der Wurzelzone)

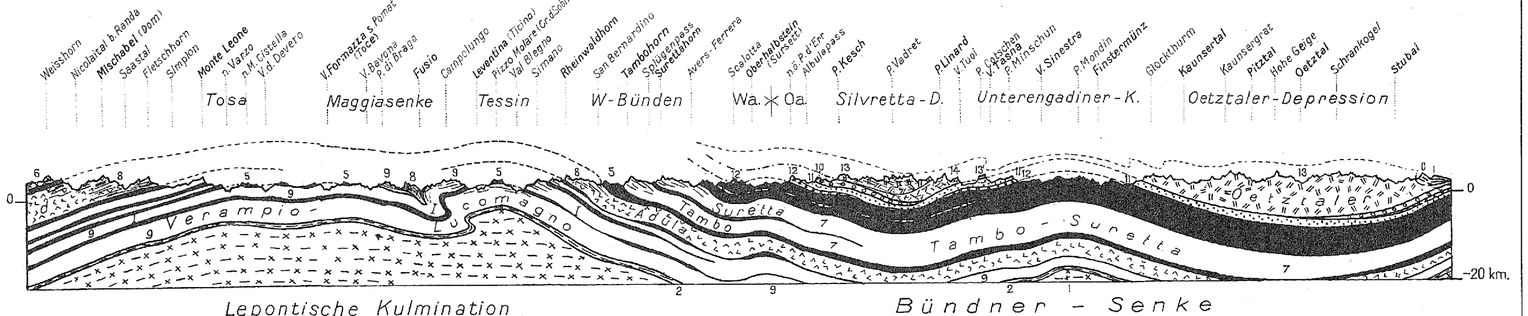


Fig. 5. Mittlere Zone

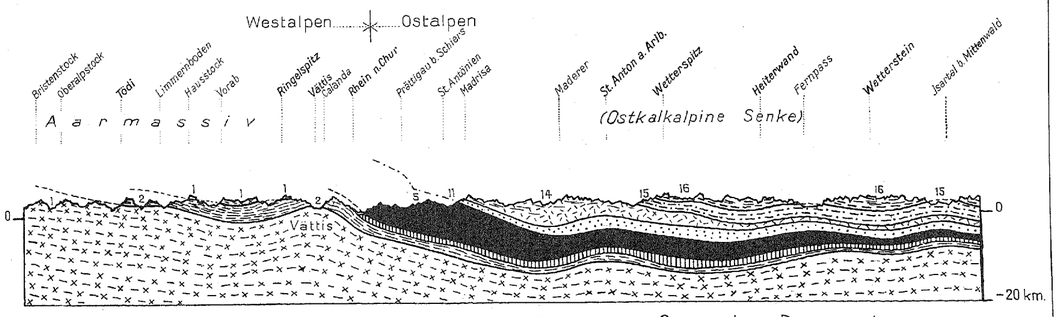


Fig. 6. Nördliche Zone

1 Kristalliner Sockel des autochthonen Vorlandes und allgemeine altkristalline Unterlage

2 Mesozoisch-tertiäre Sedimente des autochthonen Vorlandes

3 Untere helvetische Decken (Diablerets-Glarner-D.)

4 Obere helvetische Decken (Wildhorn-D.) Ultrahelvetische-Decken

5 Penninisches Mesozoikum und Tertiär

Kristalline Kerne der:

6 Dentblanche-Decke (Margna-Glockner)

7 Monte-Rosa-Decke (Tambo-Suretta-Venediger)

8 Bernhard-Decke (Adula)

9 Simplon-Decken

10 Mittelostalpines Mesozoikum und Perm

11 Unterostalpines Mesozoikum

Kristalline Kerne der:

12 Grisoniden (Err-Bernina, Campo, Semmering)

13 Oetztaler-Decke

14 Silvretta-Decke

15 Allgäu-Lechtaler D. (Bajuvarische Einheit)

16 Inntal-Wetterstein-D. (Tirolische Einheit)

17 Juvavische Massen i.A. Hallstätter-D. p.p.

18 Dinarische Scholle (Stangalpe)

19 Batholithen der postalpinen Vulkane

20 Postalpines Tertiär

17 - 20 kommen in diesen Profilausschnitten nicht vor.

GRAPH. ANSTALT HOFER & Cº A.G. ZÜRICH

	Preis Fr. Rp.
77. H. Fritz: Kosmische Physik. Auf 1875	1.20
78. A. Weilenmann: Luftströmungen. Auf 1876	1.20
79. C. Mösch: Wohin und warum ziehen unsere Vögel. Auf 1877	—.60
80. R. Billwiller: Joh. Kepler. Auf 1878	1.20
81. C. Keller: Der Farbenschutz in der Thierwelt. Auf 1879	1.20
82. G. Schoch: Künstliche Fischzucht. Auf 1880	1.20
83. G. Asper: Gesellschaften kleiner Thiere. Auf 1881	1.20
84. Alb. Heim: Ueber Bergstürze. Auf 1882	1.20
85. C. Schröter: Die Flora der Eiszeit. Auf 1883	1.20
86. J. Jäggi: Die Wassernuss. Auf 1884	1.20
87. H. Fritz: Die Sonne. Auf 1885	1.20
88. C. Schröter: Der Bambus. Auf 1886	1.80
89. C. Mösch: Der japanische Riesensalamander und der fossile Salamander von Oeningen. Auf 1887	1.20
90. R. Billwiller: Die Meteorolog. Station auf dem Säntis. Auf 1888	Vergriffen —.—
91. C. Cramer: Bau und Wachsthum des Getreidehalmes. Auf 1889	Vergriffen —.—
92. Ed. Schär: Das Zuckerrohr. Auf 1890	1.80
93. Alb. Heim: Geschichte des Zürichsees. Auf 1891	Vergriffen —.—
94. A. Lang: Geschichte der Mammutfunde. Auf 1892	Vergriffen —.—
95. A. Forel: Die Nester der Ameisen. Auf 1893	Vergriffen —.—
96. J. Jäggi: Die Blutbuche zu Buch am Irchel. Auf 1894	2.40
97. J. Pernet: Hermann von Helmholtz. Auf 1895	2.40
98. Alb. Heim (unter Mitwirkung von Léon du Pasquier und F. A. Forel): Die Gletscherlawine an der Altels am 11. Sept. 1895. Auf 1896	3.60
99. C. Schröter: Die Schwebeflora unserer Seen (Das Phytoplankton). Auf 1897	Vergriffen —.—
100. F. Rudio: Zum hundertsten Neujahrsblatt der Naturforschenden Gesellschaft. C. Hartwich: Das Opium als Genussmittel. Auf 1898	3.60
101. Ulr. Grubenmann: Ueber die Rutilnadeln einschliessenden Bergkrystalle vom Piz Aul im Bündneroberland. Auf 1899	Vergriffen —.—
102. G. Lunge: Beleuchtung sonst, jetzt und einst. Auf 1900	Vergriffen —.—
103. C. Schröter: Die Palmen und ihre Bedeutung für die Tropenbewohner. Auf 1901	Vergriffen —.—
104. K. Hescheler: Sepia officinalis L. Der gemeine Tintenfisch. Auf 1902	3.—
105. A. Weilenmann: Die elektrischen Wellen und ihre Anwendung zur drahtlosen Strahlentelegraphie nach Marconi. Auf 1903	3.—
106. Hans Schinz: Schweizerische Afrika-Reisende und der Anteil der Schweiz an der Erschliessung und Erforschung Afrikas überhaupt. Auf 1904	3.60
107. Alb. Heim: Neuseeland. Auf 1905	3.60
108. K. Bretscher: Zur Geschichte des Wolfes in der Schweiz. Auf 1906	3.—
109. M. Rikli: Kultur- und Naturbilder von der spanischen Riviera. Auf 1907	3.60
110. Alb. Heim: Der Bau der Schweizeralpen. Auf 1908	3.—
111. K. Hescheler: Der Riesenhirsch. Auf 1909	3.—
112. Th. Herzog: Reisebilder aus Ost-Bolivia. Auf 1910	3.—
113. Arn. Heim: Ueber Grönlands Eisberge. Auf 1911	3.—
114. Alfr. de Quervain: Aus der Wolkenwelt. Auf 1912	3.—
115. P. Arbenz: Ueber Karrenbildungen. Auf 1913	3.—
116. Otto Schlaginhaufen: Die wichtigsten fossilen Reste des Menschengeschlechts. Auf 1914	3.—
117. Leo Wehrli: Der versteinerte Wald von Chemnitz. Auf 1915	3.—
118. Arnold Heim: Auf dem Vulkan Smeru auf Java. Auf 1916	3.—
119. M. Rikli: Eine Frühlingsfahrt nach Kreta. Auf 1917	2.50
120. U. Grubenmann: Dr. David Friedrich Wiser. (1802—1878). Lebensbild eines Zürcher Mineralogen. Auf 1918	3.—
121. M. Düggeli: Die Schwefelbakterien. Auf 1919	3.50
122. Ernst Blumer: Geschichte des Erdöls. Auf 1920	4.20
123. H. Brockmann-Jerosch: Surampfele und Surchrut. Ein Rest aus der Sammelstufe der Ureinwohner der Schweizeralpen. Auf 1921	4.20
124. Albert Heim. Die Mythen. Auf 1922	4.20
125. O. Schneider-Orelli. Die Reblaus und unser Weinbau. Auf 1923	4.20
126. H. Greinacher. Bausteine der Atome. Auf 1924	4.50
127. Gustav Kruck. Das Kraftwerk Wäggital. Auf 1925.	Vergriffen —.—
128. Hans Frey: Die lokalen Winde am Zürichsee. Auf 1926.	4.—

Alle diese Neujahrsblätter können, soweit sie nicht als vergriffen bezeichnet sind, durch die Buchhandlung von Beer & Cie. in Zürich bezogen werden.

1927

Druck von Gebr. Fretz A. G., Zürich.