

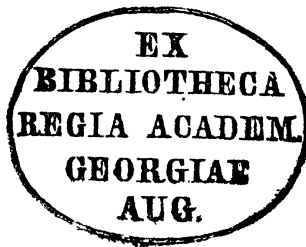
L. Kober

Bau und Entstehung der Alpen

Mit 102 Figuren im Text und 8 Tafeln

Gebrüder Borntraeger
Berlin W 35 □ □ □ □ □ □
Schöneberger Ufer 12a □ □

Alle Rechte,
insbesondere das Recht der Übersetzung in fremde Sprachen, vorbehalten
Copyright 1923 by Gebrüder Borntraeger in Berlin



1923.02.21

Druck von E. Buchbinder (H. Duske) in Neuruppin

Printed in Germany

Vorwort

Es wird hier der Versuch gemacht, die wesentlichen neuen Erfahrungen über den Bau und Entstehung der Alpen zusammenzufassen. Im Laufe von 12 Sommern habe ich Gelegenheit gehabt, die Alpen vom Simplon bis in die Karpathen, bis in die Dinariden Bosniens kennen zu lernen und habe in den verschiedenen Zonen der Ostalpen und Dinariden lange Zeit gearbeitet. So ist mir kein wichtiger Bestandteil der Alpen vom Simplon bis an die ungarische Ebene unbekannt. Darum glaube ich auch an die schwierige Aufgabe einer Synthese der Alpen auf Grund der modernen Erfahrungen schreiten zu können und hoffe damit einen Beitrag zur Aufklärung des Deckenbaues der Alpen zu liefern, der allen denen willkommen sein dürfte, die sich einen Einblick, eine Übersicht über den Stand der heutigen Kenntnis verschaffen wollen.

Ich habe mich der größten Kürze befließigt, und getrachtet, das tatsächliche Bild aufzuzeigen. Deshalb habe ich unter anderem eine Erörterung der geophysikalischen Grundlagen der Deckenlehre nicht gegeben, umso mehr als ich glaube, daß die fortschreitende Erkenntnis mit der Zeit von selbst die schwebenden Fragen aufhellen wird.

Dem Verleger, Herrn Dr. Thost wird jeder, der das Buch benutzt, dankbar sein für die reiche Ausstattung, die mehr als viele Worte ein Eindringen und Durchdringen der schwierigen Materie gestattet. Meiner Frau, Dr. Maria Kober, danke ich für die Besorgung der Korrektur.

Wien, im Januar 1923

L. Kober

Inhalt

	Seite
Vorwort	III
I. Die Stellung der Alpen im alpinen Orogen	1
II. Die Trennung der Alpen in Alpiden und Dinariden	8
III. Die Entwicklung und Bedeutung der Deckenlehre	14
IV. Allgemeine Gliederung des Alpenkörpers	19
V. Die Westalpen	28
VI. Das Grenzgebiet der Ost- und Westalpen	68
VII. Die Ostalpen	87
VIII. Die Dinariden	195
IX. Der allgemeine Bauplan der Alpen	225
X. Die alpine Geosynklinale	244
XI. Die Deckenbildung	251
XII. Die jüngeren Deformationen der Alpen	257
XIII. Die Schwereverhältnisse der Alpen	261
Literaturverzeichnis	268
Inhaltsangabe	277

I. Die Stellung der Alpen im alpinen Orogen

Der alpine Bogen. In einem großen gegen Norden gewendeten Bogen ziehen die Alpen vom ligurischen Meere gegen Osten. Sie erscheinen als eine einheitliche Gebirgskette, die sich vom Vorlande im Norden und Süden scharf abhebt. Im Westen ist der hochaufgetürmte Gesteinswall 120 km breit. Im Osten wird er immer breiter, öffnet sich und geht gleichsam auseinander.

Die Fortsetzung der Alpen nach Osten. Der Hauptkörper der Alpen im Osten — die Ostalpen — sinkt allmählich unter die ungarische Ebene hinab. Aber im Norden und im Süden gehen aus dem Gebirgsleib die Ketten der Karpathen und der Dinariden hervor, die Riesengargnen gleich die ungarische Tiefebene umschlingen.

Wie ein breites Feld liegt die ungarische Tiefebene zwischen dem weit vordringenden karpathischen Bogen und dem dinarischen System.

In Serbien, schon an der Donau beim Eisernen Tore, nähern sich die beiden Gebirge wieder. Die Karpathen sind im transsilvanischen Bogen von ihrem „Ausfluge nach Norden“ zurückgekehrt und suchen wieder die Nähe der Dinariden, wie wenn sie zusammengehörten. Aber wieder fliehen sie sich. Der Balkan geht — unterbrochen durch die Senke des Schwarzen Meeres — in den Kaukasus fort. Die Dinariden laufen im Süden in den Ketten des Mittelmeeres weiter, in den Helleniden, in den „Tauriden“. Wiederum schließen diese Randketten der alpinen (orogenetischen) Zone das „Zwischengebirge“ von Kleinasien ein. In Armenien verengt sich abermals, wie in Serbien, die orogenetische Zone, oder wie wir kürzer sagen, das Orogen.

Folgen wir den Ketten weiter nach Osten: Die Tauriden setzen in die langen Züge der Iraniden fort. Dann folgen die Ketten des Indus, die des Himalaya. Dieser setzt in dem großen nach Süden vorgreifenden Sundabogen fort.

Im Norden sehen wir ähnliches. Die Ketten des Kaukasus, z. T. durch das kaspische Meer unterbrochen, laufen als turkestanische Randketten weiter. Dann folgt der Kuenlun. Am Hoangho beginnen die meridionalen Kettenzüge von Jünnan.

Zwischen diesen Randketten liegt das Zwischengebirge von Iran, das von Tibet, von Anam. Zwischen diesen erweiterten orogenen Teilen liegen verengte, so das Gebiet von Pamir, die Zone am Knie des Hoangho.

Das östliche alpine Orogen. Von der Donau, vom Golfe von Triest an, bildet die junge Kettengebirgszone zwischen den kontinentalen Massen im Norden und im Süden — im Indik z. g. T. versenkt — eine ganz einheitliche Zone von ganz bestimmtem gesetzmäßigem Aufbau. Geologisch, morphologisch ist es eine Einheit, das alpine, mediterrane Orogen, geteilt in die Randketten und das zwischen ihnen

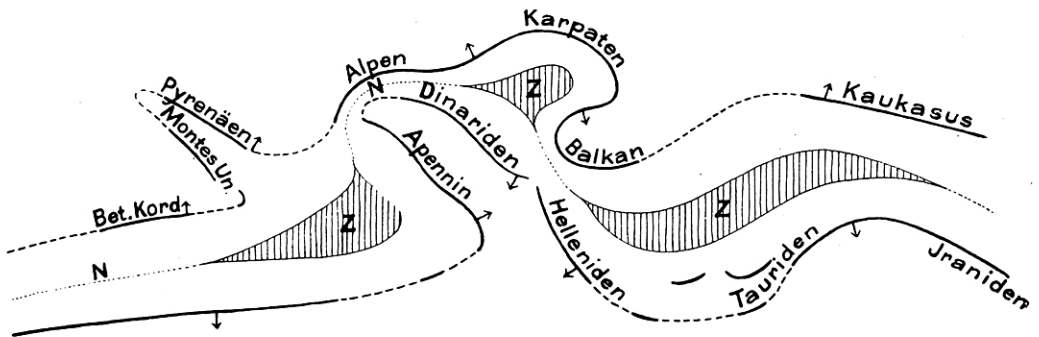


Fig. 1. Gliederung der alpinen Region. Z = Zwischengebirge. N = Narben.
Nach L. Kober 1911.

gelegene Zwischengebirge. Dieses kann z. T. auch fehlen. Dann wird das Orogen enger. Durchschnittlich ist es 1000 km breit. Die Randketten tragen die größten Höhen. Wir wissen auch, daß sie stets nach außen, auf das Vorland bewegt werden.

Betrachten wir die **Fortsetzung der Alpen im Westen.** Die Westalpen brechen zwischen Genua und Marseille am Mittelmeere ab. Wo ist ihre Fortsetzung? Auf der einen Seite setzen die äußeren Ketten der Westalpen, aus Kreide und Alttertiär aufgebaut, im Süden des französischen Zentralplateaus in die Pyrenäen fort. Ob diese hier in das Meer hinaus gehen — nach Westen — oder, ob sie zurückkehren — ähnlich dem karpathischen Bogen — ist nicht sicher. Sicher aber ist, daß die alpine Zone über die Balearen in die betische Kordillere fortläuft. Sie geht hier in den Ozean hinaus.

Auf der anderen Seite schmiegt sich an die Alpen bei Genua der Apennin. Als ein Bogen ist er durch die Halbinsel bis nach Sizilien zu verfolgen. Der Atlas ist seine Fortsetzung.

Das westliche alpine Orogen. So haben wir im Norden einen Strang von alpinen Ketten, der von der betischen Kordillere, über die Balearen, die Pyrenäen an die Westalpen anschließt. Das Gleiche sehen wir auch im Süden. Atlas und Apennin bilden eine Einheit.

Wir wissen, die Ketten sind immer nach außen bewegt, Apennin und Atlas gegen Afrika, die betische Kordillere, die Pyrenäen gegen Europa. Zwischen diesen Randketten liegt das tiefversenkte Zwischengebirge der Tyrrhenis. Bei Genua, bei Gibraltar aber ist diese alpine Zone eng, ähnlich wie im Pamir, oder an der Donau (Eisernes Tor). Im Westen der Alpen ist prinzipiell der gleiche Bauplan wie im Osten.

Der abweichende Bau der Alpen. In den Alpen selbst aber herrscht ein anderer Bauplan — scheinbar. Es ist ja nur eine

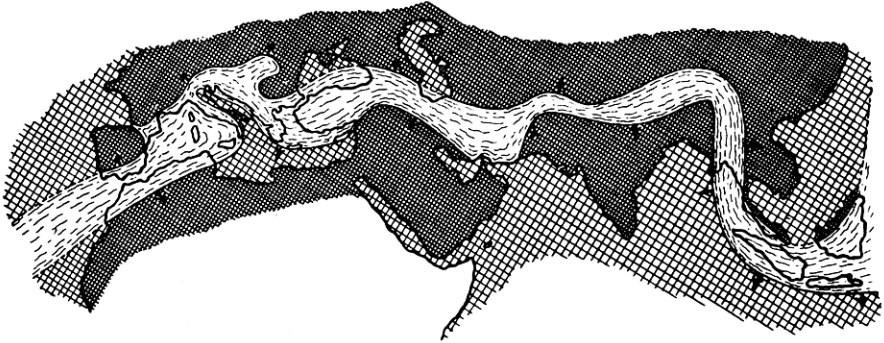


Fig. 2. Die Region des mediterranen Orogen. Nach L. Kober 1922. Durchschnittlich 1000 km breit zieht das mediterrane Orogen durch die starren Massen im Norden und Süden. Das orogene Trog hat eine ganz andere geologische Geschichte als das kratogene (erstarrte) Vorland.

Kette vorhanden: Die Alpen. Aber wir können das nicht mehr recht glauben — angesichts der Erfahrungen, die wir am mediterranen Orogen im Osten und Westen der Alpen gemacht haben.

Die Symmetrie der Orogene. Von Gibraltar bis nach Java ist auf eine Strecke von 14000 km die Regel, daß das alpine Orogen zweiseitig gebaut ist, jedesmal 2 deutlich (durch ein Zwischengebirge) geschiedene Randstämme hat. Nur auf 1000 km, eben in den Alpen ist das Orogen scheinbar einheitlich, eine Kette bildend.

Betrachten wir die junge Kettengebirgszone in Nordamerika. Von den Aläuten läßt sich eine Kettenreihe längs der Küste des Pazifik bis nach Kalifornien verfolgen. Dann folgt das Interiorplateau, das Zwischengebirge bildend, von Alaska bis an den kalifornischen Golf reichend. Im Osten bilden die Rocky Mts. die Grenze gegen den Kontinent. In den Wahsatchketten laufen sie gegen Süden, vor sich das Vorland des Kolorado. Wieder zeigt sich über 3000 km Länge, daß das junge alpine Orogen zweiseitig gebaut, zweiseitig bewegt ist. Denn die Pacific Ranges sind einseitig auf den Pazifik bewegt,

die Rocky Mts. gehen in großen Überschiebungen auf das amerikanische Vorland.

In den alten Kettengebirgen, in den Kaledoniden findet sich der gleiche Bauplan. In Schottland sind die Kaledoniden nach Westen bewegt, in Skandinavien nach Osten. Die Hebriden, der atlantische Ozean im Westen, die russische Tafel im Osten sind das Vorland. Dazwischen liegt das zweiseitig gebaute kaledonische Orogen.

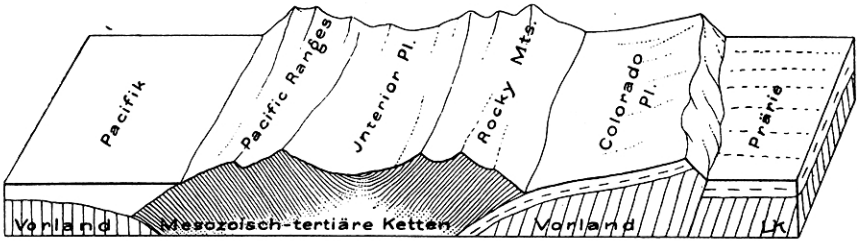


Fig. 3. Schema des Baues des nordamerikanischen Orogen. Nach L. Kober 1921.

Das ist der Baustil der normalen Orogene, der weithin auf der Erde in Kettengebirgen zu erkennen ist. Von diesem Bauplan gibt es Abänderungen. Das Orogen wird deformiert: wird einseitig versenkt, dann ist nur ein Stamm vorhanden, wird zweiseitig versenkt, dann bilden sich parallele Inselketten, wenn die Randketten noch herausragen. Beispiele sind die Anden, der Sundaarchipel. Dann gibt es noch andere Typen. Der auffallendste ist der alpine.



Fig. 4. Schema des kaledonischen Orogen. Nach L. Kober 1921. V = Vortiefe. R = Randkette. ZT = Zwischengebirge (Zwischentiefe).

Der Baustil der Alpen. Wir ersehen aus allem auf das bestimmteste: Der Bauplan der Alpen ist ein besonderer Fall des orogenen Baues. Die Erscheinung ist folgende. Wir sehen statt des 800—1000 km breiten alpinen Orogenes mit seinen zwei Randstämmen, seinem Zwischengebirge, eine bloß 120 bis 290 km breite Kette — anscheinend eine Einheit bildend.

Es ist aber keine Einheit. Die Alpen bestehen ebenfalls aus zwei Randstämmen. Aber das Zwischengebirge fehlt. Der eine Stamm wird gebildet von den Alpenketten, die von den Karpathen über die Alpen zu den Pyrenäen leiten. Der andere Stamm führt aus den Dinariden über die südliche Kalkzone in den Apennin.

Der nördliche Ast ist nordbewegt, der südliche dagegen nach Süden. Zwischen beiden Stämmen liegt statt des Zwischengebirges eine riesige, enorme Überschiebung, derart daß die Dinariden weithin auf die Alpen überschoben sind.

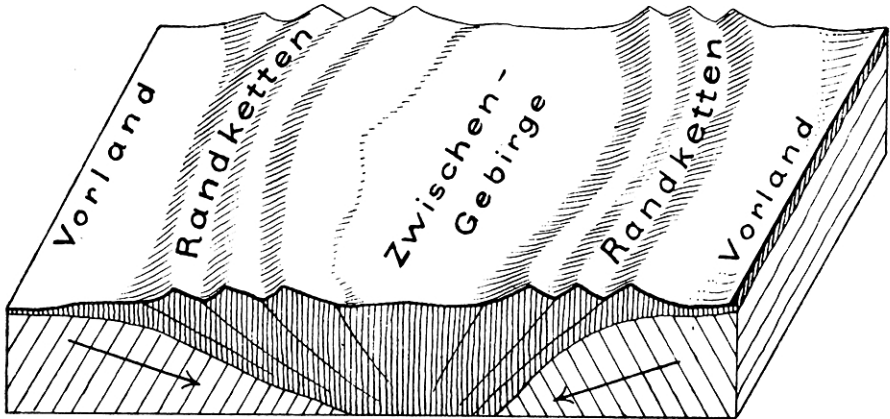


Fig. 5. Schema eines normalen Orogen. Nach L. Kober 1921.

Das Zwischengebirge liegt vielleicht in der Tiefe. Die große Überschiebungslinie der Alpen und Dinariden ist die dinarische Narbe.

Die Stämme des alpinen Orogen. Richten wir nochmals den Blick auf das ganze. Von der betischen Kordillere angefangen läßt

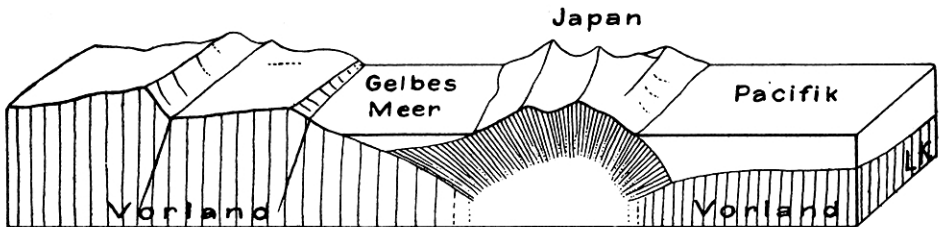


Fig. 6. Schema des ostasiatischen (japanischen) Orogen. Hier ist das Vorland weitgehend versenkt. Der wahrscheinlich ostbewegte (pazifische) Stamm bildet die Inselzüge, vor denen die Vortiefe liegt, die Grenze von Vorland und Orogen bezeichnend.

sich die nördliche Randkette des alpinen (mediterranen) Orogen über die Alpen, die Karpathen, den Balkan, den Kaukasus, die turkestanischen Randketten, über den Kuenlun, über die Ketten von Jünnan bis nach Borneo verfolgen. Sie ist immer nach außen, auf das Vorland bewegt. Die Bewegung geht meist nach Norden, sekundär nach Süden, nach Osten oder Westen. Das ist die sekundäre Bogenbewegung. Wir sehen sie deutlich im alpin-karpathischen Bogen. Immer ist Europa das Vorland. Und doch ist die primäre Nordbewegung differenziert.

Sie geht in den Westalpen gegen Westen, in den Ostalpen nach Norden (normal), in den Karpathen nach Osten und nach Süden. Den ganzen nordbewegten auf Eurasien flutenden Stamm kann man als eurasiatischen Stamm bezeichnen.

Der Gegensatz dazu ist der südliche Stamm, der vom Atlas über den Apennin, die Dinariden, Tauriden, Iraniden, Himalaya in den Sundabogen läuft. Hier ist Afrika—Indien—Australien das Vorland. Dieser Stamm ist der afrikanisch-indisch-australische Stamm.

Das ganze alpine mediterrane Orogen ist durchschnittlich 1000 km breit. Es liegt zwischen den großen erstarrten Massen: Eurasien im Norden, Afrika—Indien—Australien im Süden. Das Orogen hat zwei Randstämme: Das ist der eurasiatische im Norden, der afrikanisch-indische im Süden. Zwischen den Stämmen liegen die Zwischengebirge oder die Narbenzonen.

Die Stammformel der Alpen. Wir können jetzt auch sagen: Die Alpen sind jene Stelle des alpinen Orogen, wo auf die Strecke von ca. 1000 km Länge das alpine Orogen von durchschnittlich 1000 km Breite auf 100—300 km Breite zusammengepreßt wird, wo der eurasiatische und der afrikanisch-indische Stamm fast zu einer Einheit werden. Wir können weiter sagen: Die Alpen sind jene Stelle, wo das alpine Orogen mit seinen Randstämmen in eigenartiger Weise eingedreht wird, wo der afrikanisch-indische Stamm in einer großen Schlinge weit nach Norden vordringt, wo der afrikanische Stamm über den eurasiatischen weithin überschoben ist.

Das sind die großen allgemeinen Züge. Für die lokalen Verhältnisse der Mittelmeerregion genügt es, wenn wir das ganze Orogen scheiden: In den Stamm der Alpen (Alpiden) und den Stamm der Dinariden.

Die atlantische und die mediterrane Bewegung. Ich habe in meiner Arbeit „der Bau der Erde“ diese Phänomene in eingehender Weise begründet und verweise hier darauf. Ich habe auch zu zeigen versucht, daß Eurasien im Westen, Süden und Osten von großen orogenen Störungszonen umflossen wird, der atlantischen, der mediterranen und der pazifischen Störungszone. Habe ferner zu zeigen versucht, wie im westlichen Teile von Europa die atlantischen Richtungen (N—S), im Süden Europas die mediterranen Richtungen (W—O) herrschend sind, wie im SW Europas, im französischen Zentralplateau der Angelpunkt liegt, um den sich die beiden Richtungen verbinden. Und wenn wir die Alpen und ihr Vorland betrachten, so sehen wir die atlantischen Richtungen, d. h. große Deformationen von Westen gegen Osten gerichtet in der Anlage des Pariser Beckens, des Rheingrabens, der schwäbischen-bayrischen Synkline und vor allem in der

Eindrehung der Dinariden in die Alpen. Das ganze Orogen ist gleich dem Vorlande von der atlantischen Seite her, also von Westen her, verkürzt.

So streiten sich im Vorlande und in den Alpen zwei große Bewegungsrichtungen: die mediterrane und die atlantische. Die mediterrane baut das Orogen, die atlantische deformiert es. Die für die Entstehung der Alpen zweifellos bedeutungsvollere ist die mediterrane Richtung der N—S Zusammendrückung. Aber auch die W—O Verkürzung ist nicht zu übersehen. Erstere ist auch allgemein die ältere.

Der Parallelismus der alpinen Leitlinien. Große allgemeine Bewegungsrichtungen lassen sich so in den Alpen erkennen. Von der Molasse an der Außenseite der Alpen, vom französischen Zentralplateau, von der böhmischen Masse zeigt sich durch die Alpen bis in die lombardisch-venetische Tiefebene ein auffallender großer Parallelismus der morphologischen und tektonischen Anlage. Eine allgemeine Deformation des Alpenkörpers bis in das Vorland hinaus läßt sich erkennen und die Bewegungen reichen mit ihren Ausläufern bis in die Gegenwart herein.

Bewegungstypen in den Alpen. So ist der Bau der Alpen, wie er uns gegenwärtig entgegentritt, das Ergebnis mannigfacher Ereignisse und Bewegungen. Wir können und müssen unterscheiden.

1. Die primäre Stammbewegung des alpinen Orogen, die zur Trennung der Alpen und Dinariden führt. Die Alpen sind allgemein nach Norden bewegt. Die Dinariden in ihrem Oberflächenbau nach Süden, zugleich sind die Dinariden den Alpiden aufgeschoben.

2. Die Verkürzung des Orogen in der Richtung von Westen gegen Osten, die Zusammendrückung der alpinen Zone durch die atlantischen Bewegungen. So ergeben sich weite Amplituden von Bewegungen mehr oder weniger senkrecht auf die mediterrane Stammbewegung.

3. Jüngere große allgemeine Zusammenpressungen des alpinen Orogen, die zur Entstehung der Alpen im morphologischen Sinne geführt haben.

Orogenese und Epirogenese. Die erste Gruppe der Bewegungen umfaßt die orogenetischen Bewegungen, die Deckenbildung der Alpen, die zweite Gruppe die Gesamtheit von mehr epirogenen Bewegungen, die zur positiven Gebirgsbildung (Steinmann) geführt haben. Auf die Orogenese folgt die Epirogenese, bis in die Gegenwart dauernd.

II. Die Trennung der Alpen in Alpiden und Dinariden

Die Anschauungen von Sueß. Wie ist der Gedanke, die so einheitlich scheinende Kette der Alpen in zwei Gebirge zu gliedern, entstanden? Wieder war es Eduard Sueß, der hier die Wege gewiesen hat.

Sueß ging von der Analyse der Gebirge der Erde aus und glaubte zu erkennen, daß die Gebirge der Erde einseitig gebaut sind. Bewegung nach einer Richtung hin sei das charakteristische Merkmal der Tektonik, der Genetik der Gebirge. Gerade an dem Beispiele der Alpen suchte E. Sueß die Lehre vom einseitigen Bau der Gebirge, die zum Allgemeingut der Wissenschaft geworden ist, zu begründen.

Sueß konnte 1875 zeigen, daß den Alpen das Vorland mit ganz anderem Bau fremd gegenüber stehe, daß andererseits die Alpen mit streng zonalem Bau weithin nach Norden über das Vorland hinwegtreten.

Doch fügten sich einige Erscheinungen nicht in die Lehre vom einseitigen Schub. Sueß hat übrigens in „Entstehung der Alpen“, 1875, noch ganz heterogene Dinge zusammengefaßt. Der Harz ist einseitig gebaut, der Böhmerwald, die Alpen. Diese Gebirge kann man nicht unmittelbar miteinander parallelisieren. Es sind verschiedenaltige und verschieden-dislozierte Gebirge. So kann man nicht den jungen Überschiebungsbau der Alpen mit der jungen Schollenstruktur der alten Gebirge zusammenstellen. Abgesehen davon, zeigte es sich, daß die Gebirge gar nicht einseitig gebaut sind. Am ehesten erfaßte man das in den „Südalpen“. Hier konnte durch A. Bittner gezeigt werden, daß die Südalpen südbewegt sind. Sueß zog die Konsequenzen. Er erfaßte, daß die Südbewegungen der Dinariden etwas Gesetzmäßiges seien, eine Zone charakterisierend, die durch Dalmatien, Krain zu verfolgen ist. So trennte Sueß die Südalpen als Dinariden von den Ostalpen, den Alpiden, als eigenes Gebirgssystem ab. Die Grenze bildete die dinarische Narbe. Sueß verfolgte diese Grenze von Ivrea, von den oberitalienischen Seen, durch das Addatal an den Tonale, von da gegen Meran, Brixen, durch das Drautal, das Gailtal, bis gegen Eisenkappel. Große tonalitische junge Intrusionen kennzeichnen auf dem ganzen Wege die Narbe. So die Intrusion des Adamello, des Iffinger, des Riesenferner Tonalites, des Bachergebirges.

Die Bedeutung der Trennung der Alpen und Dinariden ist im allgemeinen nicht erfaßt worden. Die alpinen Geologen sahen meist in den Alpen eine Einheit, leugneten jede Bedeutung einer solchen

Trennung. Man sah in ihr mehr einen „Kunstgriff“ von E. Sueß, um die Lehre vom einseitigen Schub zu „retten“.

Und doch liegt in der Trennung von Alpen und Dinariden der Keim zu einer neuen Auffassung der Gebirgszonen der Erde.

Sueß' Trennung der Alpen in Alpiden und Dinariden war folgenderweise entstanden. Sueß sah in Europa Bewegung nach Norden, seit alter Zeit. Die paläozoischen Gebirge, die Altaiden, die amerikanischen Gebirge waren nach Norden bewegt. Auch die Alpen drangen nach Norden über ihr Vorland vor. Die Alpen waren in bezug auf die Altaiden nur junge Bildungen auf altem Bauplane, junge Rahmenfaltungen der Altaiden, posthume Altaiden. Dazu rechnete Sueß alle Gebirge der alpinen Zone mit Ausnahme der Dinariden. Diese waren vielmehr die Ausläufer der großen Randketten des Südens von Eurasien. Diese verfolgte Sueß vom Himalaya über die Iraniden, den taurisch-dinarischen Bogen bis in die Bucht von Venedig. Aber dieses Gebirge ist von Asien bis nach Europa hinein südbewegt, der Ausläufer einer ganz anderen allgemeinen großen Bewegungsrichtung, der eurasiatischen. Für Sueß war diese in Asien heimisch. In Asien gingen nach Sueß vom alten Scheitel die Bewegungen in großen Wellen nach außen, nach Süden und Osten. Und die großen Tiefen an der Außenseite der Inselketten im Osten Asiens sind keine Grenze für die große faltengebürende Kraft Eurasiens. In Europa dagegen war nur ein Spezialfall dieser großen Kraft lebendig, die zum Rückstau, zur Rückfaltung gegen Norden führte. In den Alpen kamen die beiden großen entgegengesetzten Bewegungsrichtungen einander nahe, aber sie gingen nicht ineinander über. Alpiden und Dinariden seien zwei einander fremde Gebirge, nur einander genähert, aus ganz verschiedenen Zonen und Kräften stammend.

Sueß nahm in späterer Zeit an, daß die Alpiden im Balkan mit freiem Ende auslaufen. Sie zögen nicht nach Asien fort. Denn dort gab es keine Nordbewegung. Dort war ja die Südbewegung heimisch. So ist der Kaukasus, der früher für Sueß die Fortsetzung des Balkan war, kein Stück der Alpiden mehr. Sueß zeichnet im Antlitz der Erde, in dem Versuch einer Gliederung Europas (1909), den Kaukasus als ein Stück der Altaiden. Das ist gewiß nicht richtig. Ebenso wenig entspricht es den Tatsachen, wenn Sueß den Atlas und den Apennin mit der betischen Kordillere, mit den Pyrenäen, mit den Alpiden zusammenfaßt.

Der tyrrhenische Bau nach Termier. Hier hat P. Termier 1911 einen neuen Weg gezeigt. Nach Termier ist der Apennin und der Atlas eine Einheit. Sie ist im Apennin nach NO, nach Süden, im Atlas stets nach Süden, also auf Afrika bewegt. Zugleich — und das ist das wichtige — setzt der Atlas nach L. Gentil in die Kanaren

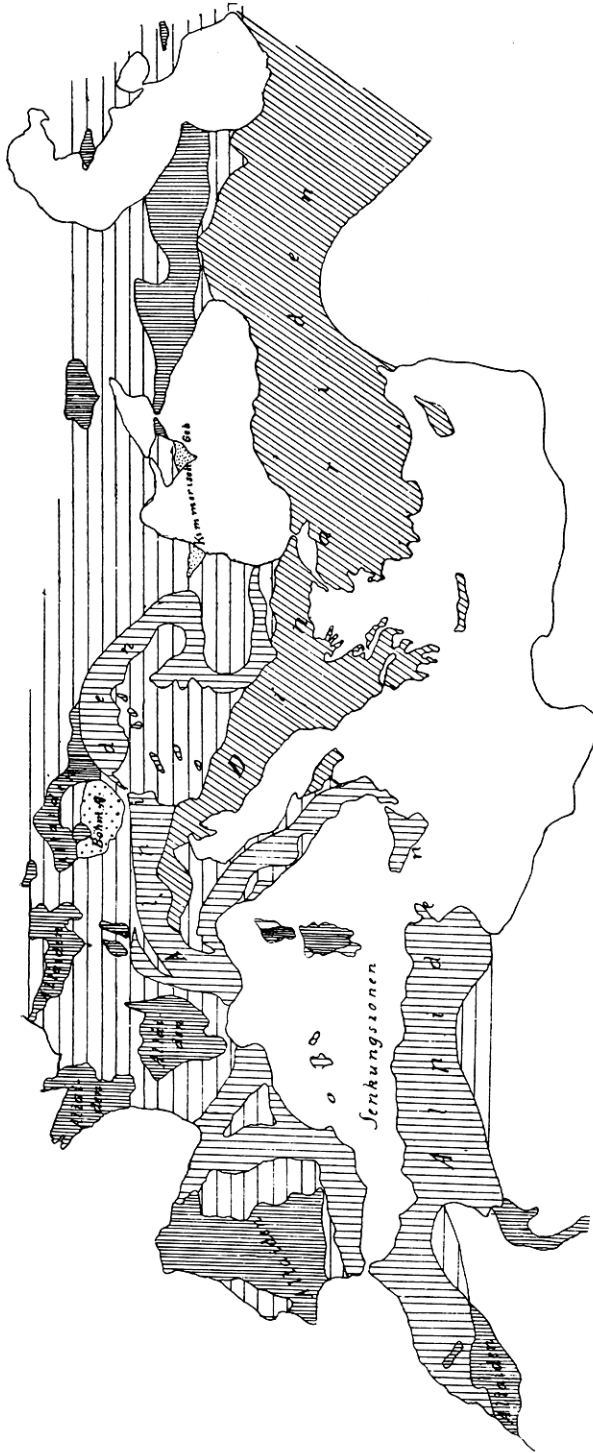


Fig. 7. Gliederung der mediterranen Region nach E. Sueß 1909. Im Süden weiß: Indo-Afrika. Schräge Schraffen: Dinariden. Enge senkrechte Schraffen: Altaidenhorste. Weite senkrechte Schraffen: Alpiden. Horizontale Schraffen: Senkungszone auf altaischem Raume. Engpunktirt: Kimerisches Gebirge der Krim. Weitpunktirt: Böhmisches Masse.

fort. Der Atlas geht nicht über das Rif nach Gibraltar in die betische Kordillere fort, wie Sueß glaubte. Die betische Kordillere ist ein anderes Gebirge. Es ist nordbewegt. Es ist ein Deckengebirge.

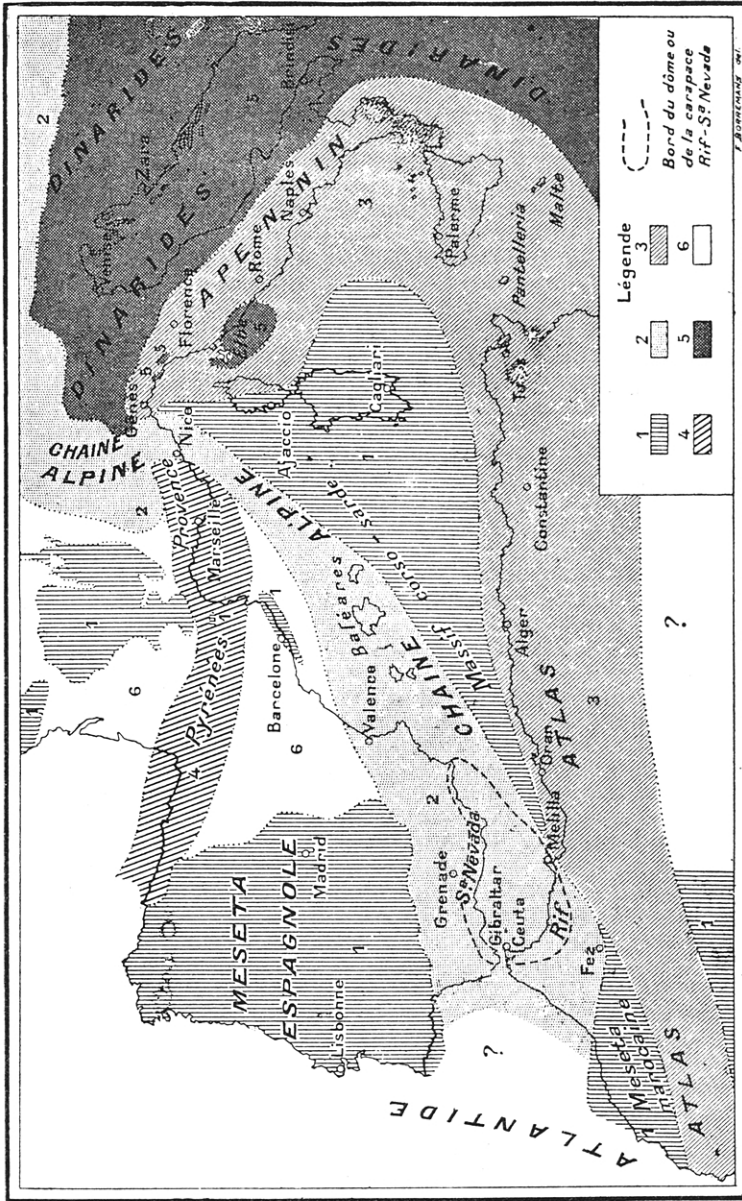


Fig. 8. Schema der tektonischen Einheiten des westlichen Mittelmeeres nach P. Termier 1911. 1 = Die Altaidenhorste. 2 = Die Kette der Alpen. 3 = System des Atlas und des Apennin. 4 = Systeme der Pyrenäen und der Provence. 5 = Die Dinariden. 6 = Einbrüche innerhalb des Gebiets der Altaiden, von der tertiären Faltung wenig oder nicht berührt; die atlantischen Einbrüche.

Seine Decken kommen aber aus dem Süden und gehen nach Norden. Umgekehrt gehen die Deckenüberschiebungen im Atlas nach Süden. Die Grenze zwischen beiden Gebirgsstämmen ist die Narbe

von Fez. Aus ihr gehen die Decken nach Norden und nach Süden, in die betische Kordillere und in den Atlas. Zugleich bricht die betische Kordillere bei Cadix am Meere mit einer Riasküste ab. Ihre Fortsetzung liegt im Atlantik. Das Umschwenken der Ketten im Rif wird durch das domförmige Aufbiegen der Decken erklärt, die von der Erosion angeschnitten werden, N—S Streichen zeigen müssen. Es ist also ganz der gleiche Fall, den wir auch an der Rheinlinie sehen, wo ebenfalls tiefere Decken unter höhere untertauchen, durch die Erosion N—S laufende Erosionsschnitte geben. Das gleiche sehen wir etwa im Osten und Westen des Tauernfensters.

Durch diese Analyse von P. Termier war das gleiche Gesetz des Baues im westlichen Mittelmeer erkannt, wie für den Osten und es wäre nahe gelegen, sozusagen, die Konsequenzen zu ziehen. Das ist aber nicht geschehen. Termier faßte ebenso wie Sueß Apennin, Atlas, betische Kordillere, Alpen als eine Einheit auf, der die Dinariden gegenüberstehen. Diese erscheinen unter dem Apennin in Elba als Fenster.

Die Zweiteilung der alpinen Ketten des Mittelmeergebietes hat auch Philippson in gewissem Sinne erkannt. Er spricht in seinem „Mittelmeergebiet“ 1907 von einem südlichen und einem nördlichen System von Gebirgen. Dem ersteren rechnet er zu: Alle Ketten von den Iraniden an bis zum Atlas, dazu aber noch die betische Kordillere, die Balearen. Das nördliche System bilden die Ketten vom Kaukasus an bis zu den Pyrenäen.

Auch diese rein geographische Gliederung entspricht nicht ganz den Tatsachen, kommt aber der Natur schon nahe. Ich füge sie hier an — zuletzt, weil sie auch mir erst in letzter Zeit bekannt geworden ist.

Das Orogengesetz. So waren durch Sueß, durch Termier neue Synthesen des alpinen Gebietes gegeben worden, die wohl den großen Erscheinungen weitgehend entsprachen, doch nicht das Wesen des alpinen Orogen erfaßten. Aus der ganzen allgemeinen Betrachtung der orogenetischen Zonen der Erde wurde nun immer mehr gewiß, daß die Gebirge der Erde nicht einseitig gebaut seien, wie Sueß meinte, sondern zweiseitig, daß die Gebirge der Erde zu größeren Einheiten zusammengefaßt werden müssen, zu Orogenen. Diese erst zeigen das wahre Bild der Gebirgsbildung. So kam ich 1911 unabhängig von Termier zur Zweiteilung der alpinen Zone des Westens, nachdem mir die Zweiteilung der östlichen Zone durch die Sueß'sche Zweiteilung längst klar geworden war. Im gleichen Jahre sprach Termier die Zweiteilung des westlichen alpinen Orogenes aus, verband aber nicht das westliche alpine Gebiet mit dem östlichen in der von der Natur gezeichneten Weise. Ich habe vom Jahre 1911 an in einer

Reihe von Schriften und Vorträgen (1913 auf dem deutschen Naturforschertage in Wien) die Zweiseitigkeit des Baues der alpinen Ketten aufzuzeigen versucht und vor allem dann im Bau der Erde als den Normalbau der orogenen Zonen der Erde aufgezeigt.

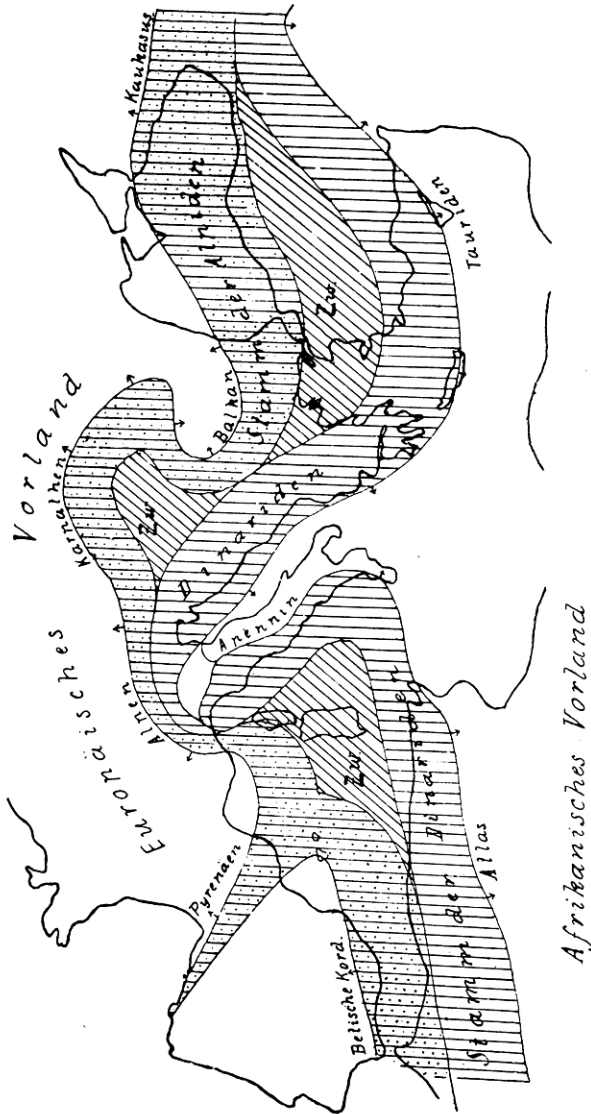


Fig. 9. Gliederung der alpinen Zone des Mittelmeeres. Der Stamm der Alpiden (nordbewegt) wird durch das Zwischengebirge (Zw) oder durch die Narbe vom Stamm der Dinariden (südbewegt) geschieden. Das alpine Orogen ist zweiseitig gebaut. Nach L. Kober 1922.

Ist so klar gemacht worden, wie die Trennung der Alpiden und Dinariden langsam sich herauskristallisiert hat, wie sie dann als allgemeines orogenes Gesetz erschien, welche Bedeutung dieser Trennung zukommt, so erübrigt uns noch auf eines hinzuweisen, daß das Verhältnis von Alpiden und Dinariden langsam uns in rechtem

Lichte erscheinen ließ. Das ist die unerhört kühne, abenteuerliche Idee von Termier, daß die Dinariden als traîneau écraseur, gleichsam als große Deckenwalze über die Ostalpen hinweggegangen sind, diese vor sich hergetrieben haben. Dann sind die Dinariden wieder rückgeflutet. Dabei sind sie rückgefaltet worden. Diese Theorie ist von Vielen bloß belächelt worden. Ich habe sie abgelehnt in dem Sinne, daß die heutigen Dinariden oberflächlich über die heutigen Ostalpen hinweggegangen wären. In einem anderen Sinne ist diese Vorstellung wahrscheinlich zu wahr, so abenteuerlich sie scheint. Sie erscheint vielleicht sogar zu klein gegenüber der Erscheinung, wie die Dinariden allgemein weit über die Ostalpen hinweggehen, in dem Sinne, daß die Wurzeln überschoben sind. Das hat Argand 1916 annehmen müssen, als er zur Überzeugung kam, daß die Dinariden bis zu 70 km über die Wurzeln der Alpiden hinweggehen. Das habe ich annehmen müssen, als ich 1918 ein Profil durch die Ostalpen und Dinariden zeichnete. Das lehrt uns vor allem eindringlich die Natur, der Deckenbau der Alpen, die großen Faziesdifferenzen der einzelnen Decken und das allgemeine Verhalten der Alpen im Rahmen der orogenen Zone.

III. Die Entwicklung und Bedeutung der Deckenlehre

Die Anfänge der alpinen Geologie. Das Problem des Baues der Alpen hat die Geologie von jeher beschäftigt. Die Geschichte der Geologie von Europa ist innig verknüpft mit der Erforschungsgeschichte der Alpen. Von Joh. Jacob Scheuchzer, der 1710 zum ersten Male die Faltungen zu beiden Seiten des Urnersees erfaßte, von Saussure, der bei seinen Studien im Mt. Blanc Faltungen erkannte, führt ein langer Weg bis zu den großen neuen weitgreifenden Anschauungen der modernen alpinen Geologie. Dieser Weg ist gekennzeichnet durch die Namen: L. v. Buch, E. de Beaumont, Arnold Escher v. der Linth, Gümbel, A. Heim, E. Suess, M. Bertrand, H. Schardt, M. Lugeon, P. Termier, E. Haug, Steinmann u. a. Daneben möchte ich noch die alten Pioniere B. Studer und D. Stur nennen. In einem Zeitraum von etwa 100 Jahren ist durch die Arbeit von Generationen von Forschern ein reiches Material an Erfahrungen gesammelt worden, das gerade in den letzten 30 Jahren eine vollständige Neubearbeitung erfahren hat. So ist zu den alten Erfahrungstatsachen der ersten Pioniere eine neue Gedankenwelt dazugekommen. So sind die anfänglichen primitiven Vorstellungen vom Bau der Alpen, der Gebirge überhaupt, einem kom-

plizierten Gedankenbau gewichen. So sind die Alpen neuerdings zum Ausgangspunkt von Vorstellungen geworden, die eine vollständige Revolutionierung der Anschauungen der alpinen Geologie bedeuteten, einen Kampf der Forscher entfesselten, der noch heute nicht zu Ende ist.

Die Alpen als autochthones Gebirge. Man hat früher die Alpen allgemein als bodenständig, als autochthon angesehen. Alle älteren Synthesen, von Desor, Studer, Lory, Sueß, Diener u. a. beruhen auf ihr. Das war selbstverständlich. Die Frage drehte sich nur darum, wie die Faltungen, Zusammenschiebungen erklärt werden könnten. L. v. Buch, A. v. Humboldt sahen in den kristallinen Massen, ihrem Aufsteigen in Form von Magma, die Ursache der Gebirgsbildung. Diese **plutonische Theorie** kehrt mannigfach modifiziert in den verschiedensten Gebirgsbildungstheorien wieder, obwohl schon E. de Beaumont 1829 erkannte, daß eine ganz allgemeine Ursache dieses Phänomens gefunden werden müsse. Denn die Gebirgsbildung findet sich auf der ganzen Erde und in allen Zeiten. So sah E. de Beaumont in der Erkaltung, in der Kontraktion der Erde die erste Ursache der Gebirgsbildung. Diese **Kontraktionstheorie** ist in der Tat auch von der Großzahl der Forscher als die allgemeine gebirgsbildende Kraft angenommen worden. Neben ihr wirken noch (sekundär): Die Isostasie, die Erwärmung der Gesteine in der Tiefe der Erdrinde und eine Reihe anderer Faktoren, das Gewicht der Erdrinde u. a.

Es ist hier nicht unsere Aufgabe, die verschiedenen Gebirgsbildungstheorien auseinander zu setzen. Wir halten uns an die Erkenntnis, die aus dem Studium der Alpen geschöpft worden ist, und betonen mit A. Heim, daß Arnold Escher von der Linth 1840 bis 1850 die **Passivität der Eruptiva**, die Phänomene der Klippen der Alpen, dann die **großen Überschiebungen** des helvetischen Gebietes gekannt und so viel zur richtigen Erkenntnis der Alpen beigetragen hat. Waren so frühzeitig die ersten Anfänge der Tektonik der Alpen begonnen worden, so hat es doch lange gedauert, bis der stolze Bau der Alpentektonik der Gegenwart zustande kam. Die ältere Zeit hatte naturgemäß andere Aufgaben. Die Stratigraphie war zu lösen, die Schichtenfolgen aufzuzeigen, der „Alpenkalk“ zu gliedern. Ostalpine, westalpine, deutsche, französische und italienische Forscher haben diese Arbeit geleistet.

Zwei Werke waren in den 70er Jahren zu den Grundmauern der alpinen Geologie geworden: Das berühmte Werk von A. Heim: „Der Mechanismus der Gebirgsbildung“, 1878 erschienen, und das kleine Buch von E. Sueß: „Die Entstehung der Alpen“, 1875 erschienen. Sueß erkannte die Passivität der Eruptivgesteine, die große Bedeutung des einseitigen Faltenbaues der Alpen und die großen horizontalen Bewegungen im allgemeinen.

Sueß' Anschauungen sind zum Ausgangspunkte einer neuen Zeit geworden. Die **Lehre vom einseitigen Bau** der Alpen, der Gebirge

entstand, wurde ausgebildet, wiederholt bestätigt und fand endlich in der Deckenlehre den prägnantesten, schärfsten Ausdruck. Der einseitige Bau der Alpen wurde noch schärfer, noch gewaltiger, die Überschiebungen noch größer, das Übertreten der Alpen über ihr Vorland noch einheitlicher erfaßt, als Sueß noch 1875 ahnen konnte. Die Alpen wurden zum Deckengebirge, zum wurzellosen Gebirge, dessen einzelne Teile aus großen Schubmassen, Decken, Überfalten bestehen, die von Süden bis über 100 km weit nach Norden getrieben worden sind, mächtigen Gesteinswellen gleichend, die sich überstürzen und übereinander schieben.

Die Entwicklung der Deckenlehre. Diese Anschauungen gehen von M. Bertrand aus. Bertrand hatte die großen Überschiebungen der nördlichen Kohlenbecken von Frankreich mit den Überschiebungen der Glarneralpen verglichen und war zur Vorstellung gekommen, daß die „Doppelfalte der Glarneralpen“ eine einheitliche Überschiebungsmasse sei. In kühnem Gedankenfluge wurden die Freiburger Alpen, die „Klippen der Schweiz“, die „exotischen Gesteine“ für

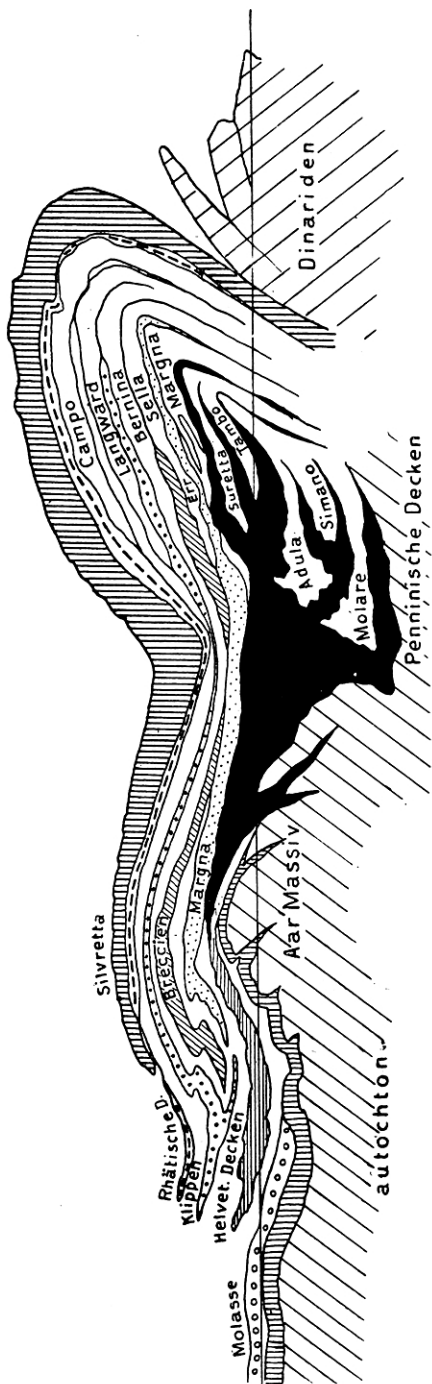


Fig. 10. Schema des Deckenbaues der Westalpen nach R. Staub 1918. Etwas vereinfacht. Die Alpen bestehen demnach aus einer Anzahl großer liegender Falten, Schubmassen, von Süden nach Norden getragen.

solche große Schubmassen erklärt. Doch die Gedanken waren zu abenteuerlich, zu gewaltig, als daß sie Boden fassen konnten. Das war 1884. Bertrand selbst gab sie wieder auf. Aber sie erstanden von neuem. 1890—1893 erklärt H. Schardt die Freiburger Alpen für Deckschollen, die von Süden her gekommen seien. Aber auch er findet kein Verständnis.

Da faßt Lugeon 1902 alle Erscheinungen der Alpen zu einer großen Synthese des Deckenbaues der Westalpen zusammen. Das Werk von M. Lugeon „Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse“ ist zur Grundlage der neuen Auffassung, der Deckenlehre der Alpen geworden.

Rasch schließen sich M. Lugeon die führenden Geologen an. M. Bertrand, E. Sueß sprechen 1902 die Glarner-Überschiebung als große einheitliche Überfaltung aus dem Süden an, A. Heim folgt nach Überprüfung des Sachverhaltes. Haug, Termier, Kilian, Steinmann, endlich auch Uhlig (1906) bekennen sich zur neuen Auffassung.

1903 tagte der internationale geologische Kongreß in Wien. Die neuen Anschauungen standen im Mittelpunkte des Interesses. Lugeon, Termier, Haug zeichnen die ersten Konturen des Deckenbaues der Ostalpen, der Karpathen. Die ostalpinen Geologen stellen sich gegen die neue Lehre. Diener, Uhlig, Rothpletz sind dagegen. Letzterer hatte selbst in dieser Zeit große Überschiebungen in den Alpen aufgedeckt. Er glaubte aber, daß die Bewegungen von Osten gegen Westen gerichtet seien, nicht von Süden gegen Norden, wie die Deckenlehre behauptete.

Wie sind diese neuen Vorstellungen geworden? Auch in anderen Gebirgen waren ähnliche Erfahrungen gemacht worden. Frühzeitig, gegen Ende der fünfziger Jahre werden in den Appalachen durch Rogers größere Überschiebungen entdeckt. 1857—1861 erkennt Nicol bereits die **großen Überschiebungen in Schottland**. In den siebziger Jahren werden die **großen Überschiebungen im französisch-belgischen Kohlengebirge** erkannt. 1884 wird die große schottische Überschiebung allgemein zugegeben. Lapworth, Horn, Peach führen so die Ideen von Nicol 20 Jahre später zum Siege. 1888 zeigt Törnebohm die **großen Überschiebungen in Skandinavien** auf. In den Alpen ist 1894 besonders bedeutungsvoll die Anschauung von Rothpletz, daß die rhätische Überschiebung, daß die Ostalpen von Osten her über die Westalpen hinwegtreten. Rothpletz verfolgte die **rhätische Schubmasse** vom Rhätikon bis in die Bernina.

So ist die Zeit um 1884 und 1894 bedeutungsvoll. 1884 fällt die alte Murchison'sche Auffassung vom jüngeren Alter der schottischen Gneise. Die Lehre großer Überschiebungen faßt bei den englischen und schottischen Geologen Fuß. 1884 sieht Bertrand die

Alpen zum ersten Male im Lichte der kommenden Deckenlehre. 1890 bis 1894 zeigen Schardt und Rothpletz große einheitliche Überschiebungen auf. Die Anschauungen fassen aber nicht Boden. Erst 1901 wird die eigentliche Deckenlehre der Alpen durch Lugeon entwickelt.

20 Jahre sind indessen vergangen.

Die Deckenlehre, die moderne Tektonik ist weiter fortgeschritten. Neue Anschauungen wurden geboren. Neue, tiefer fundierte Vorstellungen wurden über den Bau der Alpen begründet.

Die **Deckenlehre** ist in den **jungen und alten Kettengebirgen** bestätigt worden. Überall, wo modern geschulte Geologen arbeiten, zeigt sich das gleiche Bild großer, einheitlich bewegter Schubmassen. Der Deckenbau der Gebirge ist zum allgemeinen Phänomen der Kettengebirge geworden. Er ist kein Sonderfall der Alpen, wie man anfangs glauben konnte.

Deckenbau ist in neuerer Zeit aus folgenden jungen Kettengebirgstteilen bekannt geworden: Aus dem Atlas, dem Apennin, der betischen Kordillere, den Alpen, den Karpathen, den Dinariden, dem Kaukasus, dem Taurus, dem Himalaya, den Ketten von Jünnan, aus Sumatra, aus Timor, aus Neukaledonien, aus den Anden, den Rocky Mts. Deckenbau ist zugleich ein integrierender Bestandteil der alten paläozoischen und proterozoischen Gebirge. Deckenbau ist so aus den proterozoischen Gebirgen Südschwedens, aus den Kaledoniden Skandinaviens, Schottlands, aus den Appalachen, aus dem französischen Zentralplateau, aus den Vogesen, dem rheinischen Schiefergebirge, aus dem böhmisch-mährischen Gebiet, aus dem Kapgebirge bekannt geworden.

Die geologische Bedeutung der Deckenlehre. Die Deckenlehre hat zugleich die Geologie neu befruchtet. Die Tektonik war um 1900 ohne große leitende Gedanken. Es kam darauf an, tektonische Linien festzustellen. Je mehr Falten, Brüche, oder gar Überschiebungen festgestellt werden konnten, desto interessanter gestaltete sich das äußere Bild. Diese alte Tektonik der Alpen ist heute wie weggewischt. Kein Stein ist auf dem andern geblieben.

Ganz andere Fragen und Probleme beherrschen gegenwärtig die alpine Geologie. Es wurde ganz von vorn angefangen. Große Arbeit ist geleistet worden in unglaublich kurzer Zeit, physische und geistige Arbeit. Die großen Probleme verlangten ein vollständiges Aufgehen im Stoff, einen weiten Blick, große Erfahrung. Nur so konnte die Arbeit geleistet werden. Intensive lokale und regionale Studien setzten ein. Die Fazies der Gesteine eröffnete ganz neue Perspektiven. Die alpine Geosynklinale erstand neu und großartiger vor unseren Augen. Der tektonische Habitus der Gesteine wurde mit einem Male schärfer erfaßt. Die Metamorphose

der Gesteine erschien in neuem Lichte. Die Bewegungen der Erdrinde, die Dislokationen der Deckengebirge eröffneten einen ganz neuen Ausblick in die Mechanik der Gebirgsbildung. Die neuen Anschauungen zogen immer weitere Kreise. Die Lehre des Orogen entstand. Der Bau der Erde erschien in neuem Lichte. Die Kontraktion der Erde trat mit einem Male riesengroß in Erscheinung. Das Wesen der Geosynklinale, der Ozeane, die geologische Rolle der alten starren Massen wurde klarer. Der Vulkanismus, die Schwereverteilung der Erde wurden in ihrer Verbindung mit dem Deckenbau der Gebirge neu studiert, desgleichen die morphologischen Verhältnisse und noch vieles andere. Zugleich wird die Lehre der Überschiebungen gleichsam in eine Lehre der Unterschiebungen umgeformt (Argand, Murgoci, Kober u. a.).

IV. Allgemeine Gliederung des Alpenkörpers

Die west-ostalpine Grenze. Die Rhein-Splügenlinie scheidet den ganzen Alpenkörper geographisch und geologisch-tektonisch in zwei Hauptkörper: in die West- und die Ostalpen. Jeder dieser Teile zeigt für sich einen bestimmten Aufbau, der sich ganz besonders in einer streng zonaren Anordnung der Gesteinsmassen in der Richtung N—S äußert. Diese sich so ergebenden Zonen der West- und Ostalpen sind einander nicht gleich. So fehlen ganze Zonen der Ostalpen in den Westalpen. Daraus ergibt sich der verschiedene geologische Bau der beiden Gebirgskörper.

Die **Zonengliederung** kommt besonders in den **Ostalpen** klar zum Ausdruck und wird zum Leitmotiv des ganzen Aufbaues. Wir unterscheiden seit jeher in den Ostalpen:

1. Die Sandstein- oder die Flyschzone, aufgebaut aus kretazisch-tertiären (Flysch-) Gesteinen.

2. Die Kalkzone, eine ebenso geschlossene Zone bildend, die vom Rhein bis zur Donau bei Wien zu verfolgen ist. Die Bausteine sind hauptsächlich die Sedimente der Trias, des Jura, der Kreide. Die nordalpine Entwicklung der ostalpinen Fazies des Mesozoikum in Form von mächtigen Kalkmassen ist der Charakterzug dieser Zone.

3. Die Grauwackenzone, aus paläozoischen Schiefeln und Kalken aufgebaut. Sie bildet vom Inn bis zum Abbruche der Kalkalpen am inneralpinen Becken (bei Gloggnitz) die Unterlage der Kalkalpen.

4. Die Zentralzone bildet den Hauptkörper der Ostalpen. Sie besteht aus den sogenannten alten Massiven (Silvretta-, Ötztaler-, Stubaier-Masse, dem Kristallin der Schober-, der Polinikgruppe, der Schladminger-, der Muralpen). In dieser großen Masse der Zentralalpen liegen auch mesozoische Inseln oft mit paläozoischer Unterlage, das sogenannte „zentralalpine Mesozoikum“ bildend, wie wir es am Brenner, in den Radstätter Tauern, dann am Semmering finden. An die Zone der Zentralalpen schließt sich im Süden noch die Zone des Drauzuges an, aus Paläozoikum und Mesozoikum aufgebaut, der Hauptsache nach die Kalkalpen der Karawanken, der Gailtaler Alpen bildend.

5. Die Zentralgneise mit der Schieferhülle bilden in den Hohen Tauern vom Brenner bis zum Katschberg eine eigene Zone, die von jeher als solche empfunden worden ist.

6. Die karnische Hauptkette, aus Paläozoikum bestehend (Silur-Perm).

7. Die südliche Kalkzone (Dinariden) mit der südalpiner Entwicklung des Mesozoikum. Ihr vorgelagert z. T. (z. B. bei Triest) eine Flyschzone.

Die **Zonengliederung der Westalpen** zeigt am Außenrande:

1. Die helvetische Zone mit der helvetischen Fazies des Mesozoikum und mit Flysch. Das Grundgebirge bilden die sogenannten autochthonen Massive (Aar-, Gotthard-, Mt. Blanc-, Pelvoux-Massiv).

2. Die Zone der Klippen, der exotischen Blöcke, die Zone der Freiburger Alpen, des Chablais, aufgebaut aus Gesteinen, die ihrer helvetischen Unterlage, auf der sie aufliegen, fremd (exotisch) sind. Es sind Serien der Trias, des Jura, der Kreide, des Eozän (Flysch), die an die Kalkalpen der Ostalpen erinnern oder direkt ident sind.

3. Die Zone der Bündner Schiefer, der Schistes lustrés, die Zone der penninischen Alpen, des Briançonnais, des Piémont mit ihren dazugehörigen Gneiskörpern als Grundgebirge. Metamorphe Bildungen des Mesozoikum (des Tertiär) bilden das Gros der Zone.

4. Die (schmale) Zone von Bellinzona, Ivrea mit Altkristallin und jungen Intrusionen.

5. Die südliche Kalkzone, deren Fortsetzung nur bis an die oberitalienischen Seen reicht.

Vergleich der Ost- und Westalpen. Wenn man diese aus jeder geologischen Karte der Alpen hervortretende Großgliederung der Alpen miteinander vergleicht, so erkennt man den hauptsächlichsten Unterschied im Aufbaue der beiden so verschieden gebauten Gebirgskörper.

Es fehlt vor allem den Westalpen 1. die geschlossene Zone der nördlichen Kalkalpen (der Ostalpen), 2. die Grauwackenzone, 3. die ostalpine Zentralzone. Statt der Kalkzone finden sich nur einzelne

Klippen, dann die Klippenmassen der Freiburger Alpen, des Chablais. Das sind die nächsten Verwandten der Kalkzone der Nordalpen. An ihrer Stelle baut die Schweizer Kalkhochalpen die helvetische Zone, die im großen und ganzen das Analogon zur Flyschzone der Ostalpen ist. Tatsächlich sieht man ja auch, wie die helvetischen Ketten des Säntis über den Rhein nach Osten in die Kreideketten von Vorarlberg fortsetzen, wie die helvetische Zone der Westalpen im Süden der Molasse-Zone als einheitliches Band vom Genfersee bis zur Donau und von da in die Sandstein- (Flysch-) Zone der Karpathen zu verfolgen ist.

Den Westalpen fehlt die ostalpine Grauwacken-, die ostalpine Zentralzone. An ihre Stelle tritt die Zone der Schistes lustrés mit ihren Gneisen (Simplon, Dent Blanche usw.). Umgekehrt finden wir diese Hauptzone der Westalpen in den Ostalpen nur in den Zentralgneisen und ihrer Schieferhülle der Hohen Tauern. Diese Glieder sind, wie Studer Anfang der 60 Jahre erkannte, einander äquivalent. Die Zentralgneismassen des Westens und des Ostens (Tessiner Gneis, Zentralgneis der Tauern) sind einander gleich zu setzen und sind etwas ganz anderes als die Gneismassen der Bernina, der Silvretta, der Ötztaler Massen, der Muralpen usw.

Der Drauzug fehlt den Westalpen. Als Äquivalente können Triaskalke angesehen werden, die sich in der Zone von Bellinzona, von Ivrea finden.

Der paläozoische Zug der Karnischen Hauptkette fehlt den Westalpen vollständig. Ebenso fehlt den Westalpen von den oberitalienischen Seen an die südliche Kalkzone.

Wir sehen, daß die für die Ostalpen so charakteristischen Hauptgesteine, Hauptzonen in den Westalpen fast nicht entwickelt sind, so die nördliche Kalkzone, die Grauwackenzone, die ostalpine Zentralzone. Der ostalpine Typus fehlt fast ganz in den Westalpen, umgekehrt fehlt wieder der westalpine Typus in den Ostalpen. Nur in den Tauern kommen sozusagen die Westalpen unter den Ostalpen (im Fenster) heraus.

So ergibt sich ein weitgehender Unterschied im Aufbaue der West- und der Ostalpen. In der Tat ist die **Rheinlinie eine wichtige tektonische Linie im Baue der Alpen.**

Wie soll man diese scharfe Scheide, diesen so verschiedenen Bau verstehen? Solange man die Alpen als autochthon ansah, konnte man für diese Erscheinung keine Erklärung finden. Man gab sich damit zufrieden, daß dies- und jenseits des Rheines eben ein anderes Gebirge war. Man empfand wohl den Gegensatz. Wer würde das nicht verstehen, der jemals an dieser Linie gestanden hat? Gibt es denn ein

eindrucksvolleres Bild als die Grenze der Ost- und Westalpen im Rhätikon, im Prättigau? Westlich des Rheines die Ketten der helvetischen Berge, östlich die Kalkalpen, die kristallinen Massen der Silvretta. Dabei sieht man auf große Strecken, wie die helvetischen Berge unter die ostalpine Kalk- und Zentralzone hinabsinken, wie der Flysch des Prättigau das Kristallin der Silvretta unterlagert, wie sich zwischen beide eine „Aufbruchszone“ einschiebt, in der sich in eigenartiger Weise mesozoische Gesteine in verschiedener Entwicklung (Fazies) finden. Dabei setzt dieser so ganz verschiedene Bau tief nach Süden fort. Rothpletz war der erste, der die Unmöglichkeit erkannte, daß die Ostalpen neben den Westalpen liegen. Rothpletz sah keine andere Erklärung als die, daß die **Ostalpen eben über den Westalpen liegen, als Schubmasse**, als fremdes, selbständiges, eigenes Gebirge. So kam er aus den Verhältnissen der Natur zur rhätischen Schubmasse und versuchte auf diesem Wege, frühzeitig, anderen voraus eine Lösung dieses Hauptproblems.

Wie ist nun das wirkliche Verhältnis der Ost- und Westalpen? Nur naive Gemüter konnten sich mit der herkömmlichen Erklärung zufrieden geben. Man sieht aus allem, daß Rothpletz hier bahnbrechend Neues ahnte und eine Lösung versuchte, den Stein in wahren Sinne des Wortes ins Rollen brachte. Rothpletz konnte sich leider nicht mehr, von dem ganz richtigen Gedanken der Überlagerung der Westalpen durch die Ostalpen ausgehend, der später einsetzenden Erkenntnis der Deckenlehre anschließen. Zu sehr waren seine Gedankengänge im Geleise der rhätischen Überschiebung eingefahren.

Die exotischen Gesteine der Schweiz. Die Lösung des ganzen Problems hing noch mit anderen Fragen zusammen. Man sah in der Schweiz die exotischen Gesteine inmitten der ganz anders gearteten helvetischen Serie. Man erkannte bald, daß sie den helvetischen Gesteinen aufliegen, daß sie wurzellose, schwimmende Massen seien. Quereau wies 1898 die Wurzellosigkeit der Jberger Klippen nach. Er leitete sie von einem „versunkenen vindelizischen Gebirge“ ab, das unter der Molasse läge. Von dort sollten die Klippen hergeschoben worden sein, also von Norden nach Süden, vom Vorlande in die Alpen hinein. Eine große Schwierigkeit boten auch die exotischen Gesteine der Molasse (die roten und grünen Granite, die Serpentine usw.), die im helvetischen Gebiet unbekannt waren, die sich aber erst tief im Süden, in den Alpen fanden. Wie sollten diese Gesteine in die Molasse gekommen sein?

Das alles waren Fragen, Probleme, die im Sinne der Autochthonie der Alpen nie eine Lösung fanden, nie und nimmer eine Lösung finden konnten.

Die Auflösung durch die Deckenlehre. Das alles gab erst die Deckenlehre, anfangs die Vorstellung, dann die Hypothese, endlich die Gewißheit, daß die Alpen aus großen Deckenmassen bestehen, die sich von Süden her, aus dem Innern der Alpen heraus übereinander wälzten, gewaltige Gesteinswogen, Gesteinskaskaden übereinander auftürmend. Wie mit einem Schlage war Klarheit geschaffen, das ganze Phänomèn erkannt — als Erscheinung, nicht im Wesen! Auf einmal war das Verhältnis der Ost- und Westalpen verständlich, die Erscheinung der Klippen, der helvetischen Überschiebung.

Die großen Zonen, die sich im Alpenkörper unterscheiden lassen, sind tektonische Einheiten erster Ordnung, die im Alpenkörper eine viel größere Selbständigkeit haben, als man früher glauben, ahnen konnte. Diese Zonen sind Schubmassen, Deckenmassen, die jetzt übereinander liegen, die früher hintereinander lagen. Es sind z. g. T. aus großen liegenden Falten hervorgegangene Überschiebungsmassen, die sich von S gegen N, vom Innern der alpinen Geosynklinale heraus gegen das Vorland übereinanderschoben, im Kampfe um den Raum, im kontraktiven Felde der Geosynklinale, in langer Phase der Gebirgsbildung, im Mesozoikum beginnend, zu gewissen Zeiten paroxistisch gesteigert, dann wieder abgeflaut, aber bis in die Gegenwart in ihrer Bewegung zu erkennen.

Die Deckeneinheiten der Alpen. Wir können nach dem ganzen Charakter der Teile der Alpen folgende große Deckeneinheiten unterscheiden.

1. Die westalpinen Decken
2. Die ostalpinen Decken
3. Die dinarischen Decken
4. Die karpathischen Decken.

Die **westalpinen Decken** bauen fast ganz und gar die Westalpen vom Meere bis an den Rhein und bestehen der Hauptsache nach aus zwei großen Deckenordnungen, aus dem helvetischen und dem penninischen (lepontinischen) Deckensystem. Ersteres umfaßt die helvetische Zone samt den Massiven, letzteres die Zone der penninischen Schiefer (Schistes lustrés, der Bündner Schiefer) und ihrer Gneiskerne. Diese beiden Deckenordnungen bauen die ganzen Westalpen vom Meere bis zum Rhein. Ausgenommen ist natürlich in unserem Sinne immer das dinarische Land im Süden der dinarischen Linie (der faille alpino-dinarique von der Adda bis nach Ivrea). Die nördlichere Decke ist die helvetische. Sie bildet den Außensaum der ganzen Westalpen. Den Innenteil, das Rückgrat gleichsam, bilden die penninischen Decken. Die ostalpinen Decken treten in den Westalpen sehr zurück. Sie finden sich nur in der Wurzelzone von Bellinzona als

schmale Streifen und dann in den Klippenmassen der Schweiz. Hier sind es nur die untersten Teile der ostalpinen Deckenmasse, die, vom Ursprungsorte weit fortgeschürft, erhalten geblieben ist.

Die **ostalpinen Decken** bauen fast ganz die Ostalpen, bestehen aus dem Hauptkörper der ostalpinen Zentralzone, dann der Grauwackenzone, der Kalkzone, dem Drauzuge. Alle diese Teile der Ostalpen gehören der ostalpinen Decke zu. Auch das sogenannte zentralalpine Mesozoikum (Brenner, Radstätter Tauern) rechnen wir hierher. Alles andere gehört den westalpinen Decken an. Den westalpinen Decken ist vor allem die Flyschzone zuzuzählen. Sie ist natürlich ein Bauglied der Ostalpen, ein Teil der ostalpinen Decken im allgemeinen, aber dem ganzen Habitus nach ist die Zone die Fortsetzung der helvetischen Decken der Schweiz und tatsächlich bezeichnen wir sie auch als helvetisch. Den westalpinen Decken gehört ferner die Zentralgneiszone der Hohen Tauern samt ihrer Schieferhülle zu. Diese Deckenmassen sind die Äquivalente der penninischen Decken der Schweiz. Das hat Termier 1903 erkannt. Im Fenster der Tauern erscheinen die penninischen Decken unter den ostalpinen Decken. Im Fenster der Tauern liegen die Westalpen unter den Ostalpen. Dieses Verhältnis sehen wir auch an der ganzen Rheingrenze. Überall tauchen die westalpinen Decken unter die ostalpinen, überall taucht die helvetische Serie unter die der Kalkalpen, überall sinken die penninischen Schiefer unter die kristallinen Gesteine der ostalpinen Decke. Die „Aufbruchzone“ ist, wie Rothpletz schon so weitschauend erkannte, die Überschiebungslinie der Ostalpen auf die Westalpen. Aber nicht von Osten kommt die allgemeine Bewegung, sondern von Süden, vom Innern der Alpen her. So legen sich die ostalpinen Decken über die westalpinen, überschoben von Süden gegen Norden. Dort wo die ostalpine Decke fehlt, setzt allgemein die westalpine, die tiefere Einheit, als Unterlage ein. Darum taucht sie an der Rheinlinie unter die ostalpinen Gesteine unter, geht unter diesen wie in einem Tunnel fort, erscheint neuerdings im Fenster des Engadin, im Fenster der Tauern. Erst am Katschberg in Kärnten taucht die penninische Decke der Tauern endgültig unter die ostalpinen Gesteine der Muralpen unter, nachdem sie mit fast gleichbleibenden Charakteren auf Hunderte von Kilometern vom ligurischen Meere bis zum Katschberg in Kärnten als Einheit zu verfolgen war.

Die **dinarischen Decken** bauen die Dinariden, also die ehemalige südliche Kalkzone. Es sind ebenfalls mehrere Decken da, besonders im Osten. Doch ist der Deckenbau kein so gewaltiger. Wir stehen mehr auf dem Dache des Gebirges und der Decken. Nirgends sehen wir tiefer in den Gebirgsleib hinein, wie das etwa in den Alpen der Fall

ist. Die dinarischen Decken liegen natürlich südlich der alpin-dinarischen Grenzlinie, wie wir sie früher (im Sinne von E. Sueß) gegeben haben.

Die **karpathischen Decken** bauen die Karpathen. Es sind charakteristische Elemente, die sich im Bau der Karpathen etwa im Schnitte über die Tatra so typisch ergeben. Einen großen Raum nimmt die karpatische Sandstein- (Flysch-) Zone ein (beskidische Decke von Uhlig), dann folgt gegen Süden die eigentliche karpathische Decke. Sie hat mit ihrem Kristallin, ihrem Paläozoikum (Grauwackenzone), ihrem Mesozoikum (innerer Gürtel) große Übereinstimmung mit der ostalpinen Decke. Sie ist im Grunde auch dieselbe. Freilich haben gerade die tieferen Glieder dieser karpathischen (ostalpinen) Decken einen eigenen Charakter, so daß Uhlig und die polnischen Geologen gerade diese Teile als hochtatische Decke abgeschieden haben. Diese erscheint typisch in den Kerngebirgsserien der Karpathen, von der Tatra bis in die kleinen Karpathen (östlich von Wien). Uhlig und Toula erkannten auch die Zusammengehörigkeit der kleinen Karpathen mit dem Leithagebirge, mit dem Wechsel, mit dem Semmering. Und die neuere Analyse des Nordostspornes der Alpen hat zur Erkenntnis geführt, daß diese typischen karpathischen Decken von den kleinen Karpathen bis über den Semmering weithinein in die Ostalpen zu verfolgen sind (bis nach Bruck a. d. Mur in Steiermark). Wieder hält hier auf Hunderte von Kilometern der karpathische Bau (von der Tatra bis nach Bruck) mit charakteristischen Zügen an, Wieder sehen wir, wie die karpathischen Decken unter die ostalpinen untertauchen, wie die Karpathen mit ihren tieferen Elementen unter den Ostalpen liegen, genau so wie im Westen die Westalpen unter den Ostalpen. So ist die ostalpine Decke die oberste, die höchste. Wo sie fehlt, erscheint ihre Unterlage, im Westen die Westalpen, im Osten die Karpathen. Doch sind die Karpathen und die Westalpen in ihren Decken nicht gleichartig. Wohl geht die helvetische Decke der Westalpen durch die Ostalpen durch und wird jenseits der Donau zur beskidischen Decke der Karpathen (Uhlig). Aber die penninischen Decken der Westalpen erscheinen nicht, zum mindesten nicht in den West- und Zentralkarpathen. Uhlig gibt zwar vom inneren Gürtel „lepontische Elemente“ an. Aber das ist nicht sicher. Vielleicht ist die tiefste Decke der Ost- und Südkarpathen mit ihren metamorphen Schiefen ein Äquivalent der penninischen Decken der Westalpen. Daß diese Zone durchgehen kann, zeigt die Auffindung ganz gleicher Schiefer mit Belemniten im Kaukasus (durch die russischen Geologen).

So haben wir ein ganz **neues Bild vom Aufbau der Alpen**. Es ist groß und gewaltig, für manche unfaßbar, unverständlich. Und doch liegen die Verhältnisse im großen und im kleinen so überzeugend, so

anschaulich, so klar. Wer den Bau der Alpen kennt, die Verschiedenheit der Gesteine, der Schichten in ihrer Stratigraphie, ihrer Metamorphose, ihrer Tektonik, in ihrer Morphologie, die Verschiedenheit der Struktur längs großer tektonischer Linien, z. B. längs der Molasse-, der Flyschgrenze, längs der Rheinlinie, zu den Seiten der großen Fenster, dem eröffnet sich rasch das ganze Verständnis für das Allgemeinphänomen des Deckenbaues der Alpen.

Steht so der Deckenbau der Alpen als ein höchstkompliziertes Phänomen vor uns, so wissen wir mit voller Sicherheit zweierlei: erstens, daß nur die Deckenlehre die Entwirrung zu bringen vermag. Zweitens aber, daß sie in vieler Hinsicht kein Abschluß ist. Manches, vieles wird sich noch ändern. Das gilt besonders für die Ostalpen. Das möchte ich ganz besonders betonen.

Literaturangaben. Zum Schlusse möchte ich noch kurz die Namen der Forscher hierhersetzen, die mit geholfen haben, den Deckenbau der Alpen zu erkennen: In den Westalpen und zwar für den außerschweizerischen Anteil (nach A. Heim) E. Argand, M. Bertrand, E. Haug, W. Kilian, M. Lugeon, E. Ritter, P. Termier. Für die Schweizeralpen sind (nach Heim) noch Bertrand, Schardt und Lugeon, die Verdienste Steinmanns und seiner Schule (Wilckens, Seidlitz, Paulcke, Welter, Meyer) hervorzuheben. Sie haben vor allem die Gliederung der Klippen, bez. der Aufbruchzone in Graubünden zu geben versucht. Bedeutendes hat hier auch Zyndel angefangen, R. Staub in letzter Zeit zu Ende geführt. Hervorragendes ist von E. Argand in der Auflösung der penninischen Decken gegeben worden. Hier haben Neues geschaffen: Schmidt, Preisswerk u. a. In den Klippen, im helvetischen Gebiet haben mit viel Erfolg gearbeitet: Arbenz, Baltzer, Beck, Blumer, Buxtorf, Gerber, die beiden Heim, Jeannet, Jaccard, Lugeon, Oberholzer, Rabowsky, Schardt, Schmidt, Tobler, Trösch. Im Randgebiete der Ost- und Westalpen bezeichnen die Arbeiten von Trümpy im Rhätikon einen großen Fortschritt, die Arbeiten von Spitz und Dyrenfurth, von Hoeck, Schiller, Zöpritz, Cornelius, Cadisch u. a. In den Ostalpen haben Sueß, Uhlig und Kober Synthesen des Deckenbaues gegeben. Anfangs war auch Heritsch noch für den Deckenbau, ist später von dem Strom der Deckengegner mitgerissen worden. Für den Deckenbau der Kalkalpen haben besonders E. Haug, Ampferer, Spengler, Hahn, Kober Belege gebracht. Den Nachweis des Tauernfensters, von Termier angeregt, haben Uhlig und Kober erbracht. In neuerer Zeit hat Tornquist Verdienstvolles für den Deckenbau der Zentralalpen geschaffen. Mohr hat das Semmeringfenster aufgehell. Ohnesorge, Geyer, Sander, Hammer haben Wertvolles mit ihren Aufnahmen für den Deckenbau der Alpen getan.

In den Dinariden haben Limanosky, Kober, Nopsca Grundlagen und Synthesen gegeben, Kerner, Schubert, Teller, Waagen, Kossmat, Winkler u. a. haben wertvolle Arbeit geleistet neben den italienischen Geologen, Taramelli, Dainelli u. a. Kurze zusammenfassende Darstellungen über den Deckenbau der Alpen verdanken wir: Arnold Heim, Zur Kenntnis der Glarnerdecken 1905; Gustav Steinmann, in einer überaus klaren Schrift: „Geologische Probleme des Alpengebirges“, 1906; H. Schardt, die modernen Anschauungen über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges, 1907; A. Rollier, L'Hypothèse des grandes nappes charriées, 1906; C. Schmidt, Bild und Bau der Schweizer Alpen (eine sehr instruktive Zusammenfassung) 1907. A. Heim, Der Bau der Schweizeralpen 1908, V. Uhlig, Der Deckenbau der Ostalpen 1909, L. Kober, Über Bau und Entstehung der Ostalpen 1912, und der Deckenbau der östlichen Nordalpen 1912. Grundlagen des Verhältnisses von Alpen und Dinariden, ihren Deckenbau habe ich in der Arbeit „Alpen und Dinariden“ 1914 gegeben. O. Wilckens, Der Deckenbau der Alpen 1914. Dazu kommen noch die Darstellungen von Sueß im „Antlitz der Erde“, die Darstellung von Kober im „Bau der Erde“, dann die mehr entstellende Darstellung von Bubnoff, „die Grundlagen des Deckenbaues der Alpen“ 1921, die Arbeit von Hennig, von Mylius u. a. Das großartigste Werk, die Alpen betreffend, ist die Geologie der Schweiz unseres Altmeisters Albert Heim. Es ist der klassische Ausdruck der modernen Tektonik, ein Standardwerk der neueren alpinen Geologie.

An Zusammenfassungen im Sinne der Autochthonie folgen auf Bau und Bild der Ostalpen von C. Diener 1903, der Alpenquerschnitt von Ampferer und Hammer mit lokaler Überfalterei 1912, die Zusammenfassung von Heritsch über die Ostalpen im Handbuch der regionalen Geologie 1914; als Versuch einer Gegensynthese meiner Dinaridenarbeit, die Arbeit von Schwinner über „Alpen und Dinariden“ (1915). Für die Westalpen möchte ich noch die Zusammenfassung von F. Sacco und Rollier erwähnen. Zwischen beiden Lagern stand gewissermaßen Rothpletz mit seinen Synthesen, die den Bau auf große Überschiebungen von Osten gegen Westen zurückzuführen suchten (1904, 1908). Diese Anschauungen setzen in einem gewissen Grade Ampferer, Spitz, Mylius, Reis u. a. fort.

V. Die Westalpen

Allgemeines. Die Westalpen sind das klassische Land der Deckenlehre, insbesondere die Schweizer Alpen. Alb. Heim hat in seiner „Geologie die Schweiz“ eine unübertreffliche Darstellung der Schweizer Alpen gegeben. Wer sich genauer für diesen Teil der Alpen interessiert, muß die Arbeit von Heim kennen. Für die französisch-italienischen Alpen existiert bisher noch keine derartige Zusammenfassung. Doch ist hier die Arbeit von E. Argand eine klare Synthese, die mit einem Male uns das Wesen des Baues dieser Zonen erschlossen hat.

Ich kann hier die Westalpen nur nach diesen Autoren darstellen, nur die ganz allgemeinen Züge, soweit sie eben für das Verständnis des Ganzen notwendig sind.

Die Schweizer Alpen

Allgemeines. Wer einmal Gelegenheit gehabt hat, von Zürich seinen Blick auf die Alpen zu richten, wer am Fuße der Mythen gestanden oder die klassischen Profile des Simplon gesehen hat, das Profil des Segnespasses, des Speer u. s. f., dem muß angesichts der Klarheit und Großartigkeit der Phänomene, der seltenen Pracht der Aufschlüsse im Großen, der Deckenbau der Alpen offenbar werden. In der wunderbaren Übereinstimmung von Form und Bau erkennt das geschulte Auge die großen Leitlinien, den Bau der Deckenmassen im Großen. In dieser Schönheit findet sich dieses großartige geologische Bild vielleicht nicht ein zweites Mal auf der Erde. So nur kann man verstehen, warum Escher v. d. Linth frühzeitig (1846) die großen Überschiebungen und ihre Bedeutung erkannte, wie hier gerade, angesichts dieser großen Natur, die Deckenlehre geboren wurde, die die geologische Erkenntnis so erweitert und vertieft hat.

Gliederung der Schweizer Alpen. Auf die Faltenwellen des Juragebirges folgt im Süden die Molassezone, die sich am Mt. Salève (an der Rhone) loslöst und nach Osten ziehend immer breiter wird. Diese Zonen bilden **das Vorland der Alpen**.

Im Alpenkörper selbst scheidet wir **das Gebiet der helvetischen Decken** und der autochthonen Massive (Mont Blanc, Aar- und Gotthardmassiv), das im Rahmen des helvetischen Gebirges liegende romanische System der exotischen Massen, d. s. die Klippen der Schweiz im allgemeinen. Diese bilden im Westen des Thunersees ein zusammenhängendes Gebirgssystem, das oberflächlich durch das

Rhonetal in die Freiburger Alpen und das Chablais geschieden ist. Als ihre Fortsetzung erscheinen im Osten des Thunersees bis an den Rhein die Klippen, z. B. die Mythen, Stanzerhorn usw. Das helvetische und das darüberliegende **romanische Gebirgssystem der Klippen** sind zwei ganz verschiedene Gebirgstteile. Beide sind Deckenmassen, also überschobene, von Süden gekommene Schubmassen großen Stiles. Aber ihr Aufbau, ihre Stratigraphie, darum auch ihre Morphologie ist eine andere.

Frühzeitig hat man das erfaßt, bezeichnete die Klippen eben als exotische, als fremde, gleichsam nicht hierher gehörige Gesteine. Endlich wurde nach vielem Suchen, nach manchen Irrtümern eine befriedigende Lösung gefunden. 1839 notierte (nach A. Heim) Escher v. d. Linth von den Klippen „Stöcke älteren Korallenkalkes und Dolomites, die eingewickelt im Flysch liegen“. Bachmann hatte 1863 über „exotische Blöcke“ im Flysch geschrieben. H. Schardt dehnte den Begriff 1891 auf ganze Gebirgsmassen aus. Steinmann, Quereau, Guembel folgten (1893—1894).

Wir wissen heute: Die helvetischen Kalkhochalpen und die helvetische Deckenlandschaft nördlich davon (bis an die Molasse) bilden eine große Einheit, ein Deckensystem erster Ordnung, die helvetischen Decken. Sie haben ihre Heimat in den autochthonen Massiven oder unmittelbar südlich davon. Das helvetische Deckengebirge ist also nicht weither gewandert, ist relativ noch am meisten autochthon. Es ist ein Deckensystem mit äußerer Wurzel, d. h. die Wurzelzone liegt mehr am Außensaume der Alpen. Von diesen helvetischen Massiven oder ihrem Rücken im Süden sind die helvetischen Decken entsprungen.

Ganz anders die romanischen Decken. Sie stammen aus dem Innern der Alpen, ja sogar aus dem Süden der Alpen. Ihre (innere) Wurzel liegt weit im Süden in der Zone von Bellinzona. Von dort her sind die Schubmassen verfrachtet worden, in langer Wanderung. Dabei mußten sie ganze Gebirgstteile übersteigen.

Als das geschehen war, glitten sie von der Höhe herab auf das helvetische Vorland, stauten dieses selbst zusammen und wurden später nochmals, gemeinsam mit ihrer Unterlage weit über die Molasse hinweggeschoben (im Val d'Illicz, Rhonetal, bis auf 25 km). Dabei sind die romanischen Decken selbst nur die Stirnteile einer weit größeren Einheit, wahrscheinlich zum großen Teil der ostalpinen Decke. Denn das romanische Gebirge ist in sich selbst wieder geteilt und die obersten Teildecken zeigen rein ostalpine Merkmale. Ja, man kann sagen, gerade diese Teile sind die echten Äquivalente der Kalkalpen der Ostalpen. Damit fänden wir in diesen Gesteinen die letzten Reste der Kalkalpen des Ostens.

Die penninische Zone ist die nächste große geologisch bedeutende Zone der Schweizer Alpen. Sie liegt im Süden der autochthonen Massive, der Hauptsache nach im Süden der Rhone und des Rheins (bis Chur) und erstreckt sich (im Süden) ungefähr bis zur Adda, bis zur Zone von Bellinzona.

Wieder erschließt sich uns eine große Einheit. Wieder erscheint ein Gebirge mit ganz bestimmten Charakteren. Es ist das Gebiet der penninischen Deckenordnung. Andere Gesteine, ein anderer Bau herrscht hier. Große liegende Falten sind in den Gesteinen zu erkennen. Sie wurden insbesondere beim Bau des Simplon-Tunnels in ihrer ganzen praktischen und theoretischen Bedeutung erfaßt. Aus einem Guße erscheint der Bau dieser Zone, die relativ hohe allgemeine (regionale) Metamorphose mesozoischer Gesteine zeigt. Die Deckenmassen dieses Gebirges sind unter hohem Druck, unter hoher Belastung entstanden, als eine höhere, große, schwere Deckenmasse über das Gebirge hinweggegangen ist.

Das ist die **ostalpine Decke**. Die in der zentralen Schweiz (auch im Westen) nur ganz wenig entwickelten Stirnteile der mesozoischen Umhüllung der kristallinen Kerne dieser Deckenmassen sind z. T. die romanischen Decken der Klippen. Der Hauptkörper der Deckenmassen ist offenbar zu hoch emporgetragen und verhältnismäßig rasch denudiert worden. Darum fehlt heute in der Schweiz allgemein das ostalpine kristalline Gebirge. Erst in der Ostschweiz, wo die Ostalpen ansetzen, finden wir die altkristallinen Massen der ostalpinen Decke. Im Süden der Schweiz (bezw. in Nord-Italien) sehen wir von Ivrea, über Bellinzona bis ins Puschlav hinein nur eine meist ganz schmale Zone ostalpiner Gesteine, die sogenannte ostalpine Wurzelzone, die Zone von Ivrea, von Bellinzona. Hier ist das Kristallin allgemein steil gestellt, von jungen Intrusionen durchsetzt. Schmale, steil gestellte, mesozoische Schichtbänder (Triasdolomite usw.) zeigen an, daß das Gebiet weitestgehend zusammen- und ausgepreßt worden sein muß. Hier sind wir zugleich in der sogenannten **dinarischen Narbe**, der großen Grenzregion der Alpen und Dinariden.

Hier aus der Narbe entstammen nach der allgemeinen Anschauung die ostalpinen Decken.

Manche der Schweizer Geologen leiten die höheren ostalpinen Decken von der nächsten Einheit ab, die im Süden folgt und die wir oben schon als Südalpen, als **Dinariden** bezeichnet haben. Diese Geologen (z. B. Termier, Staub, Heim) meinen, daß die nächsten Verwandten der südlichen Kalkalpen, der Luganeser Alpen (weit im Norden) allenfalls in den obersten Klippen zu suchen seien. Von hier also stammen diese höchsten schweizerischen Decken ab. Tat-

sächlich finden wir auch in der Molasse des Nordens Gerölle von Gesteinen, die umgekehrt wieder in den Gesteinen der Zone von Bellinzona ihre nächsten Verwandten haben oder mit Gesteinen dieser Zone direkt ident sind.

Die Molassezone

Allgemeines. Die Molassezone ist eine genetisch einheitliche Zone, die aus der Zuschüttung der alpinen Vortiefe im Jungtertiär durch die Abtragung des immer weiter gegen Norden vordringenden Deckengebirges der Alpen entstanden ist. Die Molasse bezeichnet mit ihrem südlichen Rande die Grenze zwischen dem Vorlande und den Alpen. Diese Grenze ist ungemein scharf, ist eine Überschiebung erster Ordnung. Weithin sieht man in der Schweiz, am Speer, am Rigi die groben Geröllmassen der Molasse mit gewaltigen Bänken unter die helvetischen Deckfalten einfallen. Die Überschiebung ist eine ganz zweifellose. Wie tief die Molasse unter die Alpen hineingeht, ist in den meisten Fällen nicht zu sagen. Der Betrag der Überschiebung wird im allgemeinen nicht groß und vor allem nicht gleich groß sein. Wir wissen, daß an der Rhone im Val d'Illez die Molasse tief unter dem romanischen Deckgebirge sichtbar wird, 25 km weit vom Deckgebirge überschoben. Im Osten, am Grünten wieder, liegt Molasse den helvetischen Gesteinen auf.

Die Gliederung der Molasse (nach Alb. Heim) ist in folgender Tabelle gegeben. Die Gliederung ist in neuerer Zeit von Kautsky und Dietrich in bezug auf das vindobone Alter der Meeresmolasse bezweifelt worden. Sie möchten die sogenannte mittlere Molasse nicht zwei Meeren, sondern nur einem, und zwar dem Burdigal-See zu teilen, da in der oberen marinen Molasse die typische zweite Medit.-Fauna fehle. Auf diese Frage kann hier nicht weiter eingegangen werden, obwohl die Frage sehr interessant ist. Bedeutungsvoll sind für den Zusammenhang mit der Entstehung der Alpen die sogenannten exotischen Gerölle der Molasse, die ortsfremd ihrer Umgebung sind. Sie bilden die hauptsächlichsten Komponenten der „bunten Nagelfluh“. In dieser polygenen Nagelfluh sind z. B. massenhaft Granite mit roten Feldspäten. Solche Gesteine finden sich im Süden der Alpen anstehend, so in der Bernina, bei Bormio, Baveno, in der Ivreazone. Manche Porphyre der polygenen Nagelfluh gleichen den Porphyren der Luganeser Alpen, Variolite, Gabbros, Serpentine solchen von Oberhalbstein, Wallis. Mit einem Worte, diese Gesteine stammen nicht aus dem autochthonen helvetischen Gebirge, sondern aus der Wurzelzone der Ostalpen, aus dem Süden der Alpen. Dabei sind diese Gerölle allgemein nicht metamorph, während die gleichen Gesteine in den Decken metamorphosiert wurden.

Gliederung der schweizerischen Molasse nach Alb. Heim
(aus Geol. d. Schweiz)

			Leitfossilien	Subalpine Zone	
Miozän	Pontien	—	<i>Helix osculina</i>	Westschweiz	Ostschweiz
	Sarmatien	Obere Molasse limnisch. Mittlere Molasse marin	<i>Mastodon angustidens</i> <i>Dinotherium gigant.</i> <i>Helix Renevieri</i> (<i>Helix Sylvana</i>)	fehlt	Kalknagelfuh Bunte Nagelfuh in enormen Massen
	Vindobonien II Med. „Helvetien“		<i>Mastod. angust.</i> <i>Arca turonica</i> <i>Ostrea crassissima</i> <i>Cardita Jouanneti</i> <i>Pecten praescabriusculus</i> <i>Pecten palmatus</i>	Marine Molasse Sandsteine	Kalknagelfuh (Appenzeller Granit) Bunte Nagelfuh (Rigi) marin: St. Gallener Sch. limn.: Rotsee Sch. Hauptmasse sub- alpiner bunter Nagelfuh
	Burdigalien I Medit. „Helvetien“		<i>Mastod. angust.</i> <i>Brachyodus onoideus</i> <i>Pecten praescabriusculus</i> <i>Cardium commune</i> <i>Tapes helvetica</i>	Muschel- sandstein	Luzerner Schichten Muschelsandstein granitische Molasse
Oligozän	Aquitanien	Untere Molasse marin, limnisch	<i>Anthracoth. magnum</i> <i>Cerith. margaritaceum</i> <i>Helix Ramondi</i>	Graue Molasse Lausanner Molasse	Kalknagelfuh in enormen Massen (Rigi, Speer)
	Stampien		<i>Aceratherium Filholi</i> <i>Helix rugulosa</i> <i>Ostrea cyathula</i>	Ramondikalke Blättermergel und Kohlen Rote Molasse	Ramondikalk Kohlen Kalknagelfuh granitische Molasse
	Tongrien Sannoisien	—	—	Grès de Vaubruz bedeckt	Kalksandstein Rote Molasse Mergelzonen Biltner Schichten Ralligsandstein bedeckt

Herkunft und Tektonik der Molasse. Ihrem ganzen Charakter nach müssen diese exotischen Gesteine offenbar, noch bevor ihre Muttergesteine bei der letzten miozänen Faltung gepreßt und dynamometamorph verändert wurden, ihren Weg nach Norden gemacht haben, teilweise mit den Decken (der Wildflyschdecke und den romanischen Decken)

teilweise als Flußschotter, die in großen Deltas aufgeschüttet worden sind. Man kann drei solcher Deltas unterscheiden, in „der Region des Napf, des Rigi-Roßberg und im Gebiet zwischen Linth und Rhein“ (Heim). Die oft erstaunliche Regelmäßigkeit der Schichtung ermöglicht einen klaren Überblick über den Bau der Molasse, dessen Hauptzug ist, daß die Molasse gegen den Alpenrand zu immer stärker disloziert wird, unter die helvetischen Decken eintaucht, von ihnen dabei regional überfahren wird. Dabei branden nach Arn. Heim die helvetischen Decken an einem schon durch Faltung aufgerichteten Molassegebirge. Die Molasseüberschiebung ist nach Alb. Heim nachsarmatisch und zwar der Hauptsache nach kurz vor dem Diluvium erfolgt. Denn das Pliozän, im besonderen das Pontien, fehlt überall. Das Pontien ist nach Heim eine Zeit der Abtragung, Einebnung der Molasse. Diese verebene Molasselandschaft ist neuerdings nachpontisch zerstört, disloziert, gefaltet, gehoben und durchtalt worden.

Das helvetische Deckengebirge

Allgemeines. Das helvetische Gebirge besteht aus dem kristallinen Grundgebirge und der sedimentären mesozoisch-tertiären Umhüllung. Paläozoikum tritt zurück. Die Schichtserie ist relativ gut entwickelt. Die Trias wenig mächtig. Jura-Kreide sind die Hauptbausteine, zeigen die charakteristische helvetische Fazies. Das Eozän ist in Flyschfazies vorhanden. Die ganze helvetische Schichtfolge ist eine neritische, eine Flachwasserfazies, aus Schiefern, Kalken aufgebaut, ziemlich lückenlos entwickelt, so der Jura, die Kreide. Das Eozän liegt transgressiv. Die Gesteine zeigen eine nicht unbeträchtliche Metamorphose, bes. die Schiefer, z. B. der Flysch der Glarner Alpen (Dachschiefer). Das helvetische Deckengebirge entstammt einer Geantiklinalregion der alpinen Geosynklinale, die am Außensaume der Alpen gelegen war, die relativ sehr spät, erst im Oligozän, durch die von Süden heranrückenden Deckenmassen der Alpen überwältigt, selbst zum Deckenland geworden ist, das längere Zeit unter der Last der darüberliegenden romanischen und ostalpinen Decken begraben lag und erst später wieder an die Oberfläche kam, dabei neuerdings überfaltet worden ist. Der ganze Bauplan der helvetischen Decken ist ein recht typischer. Ja, man kann geradezu von einem helvetischen Bauplan sprechen, d. i. der Bauplan der Oberflächendecken mit geringer Metamorphose. Die Decken sind in Kaskaden übereinander gewälzt, vom Grundgebirge abgeschert, Abscherungsdecken, die zugleich auch Abgleitungsdecken sind.

Die **autochthonen Massive** ziehen in einem großen Bogen als Linsen, von unten her die helvetischen Gesteine durchbrechend, von den Seealpen bis an den Rhein. Es sind dies die Massive des Mercantour, des Pelvoux mit Grandes Rousses, der Belledonne, das Massiv des Mt. Blanc und der Aiguilles Rouges, östlich der Rhone dann das Aar- und Gotthard-Massiv.

Stratigraphie. Alle diese alten Massive sind kompliziert zusammengesetzte, der Hauptsache nach präoberkarbone Gesteinsmassen, die sich aus folgenden Gruppen aufbauen. Man kann allgemein unterscheiden: 1. ältere Paragesteine (z. T. auch Orthogesteine) und 2. jüngere Orthogesteine. Die älteren Paragesteine sind die alten kristallinen Schiefer der Massive, also Gneise, Glimmerschiefer, Serizitschiefer, Amphibolite, (hie und da auch) metamorphe Kalklager. Die Orthogesteine sind pazifische Granite wahrscheinlich karbonen Alters, die alle untereinander und mit den Graniten des französischen Zentralplateaus, des Schwarzwaldes große Ähnlichkeit haben. Es sind helle, grobkörnige, im Aarmassiv kalireiche, im Mt. Blanc Na-reichere Granite, die gepreßt zu „Protoginen“ werden. Ein Gangfolge begleitet sie. So finden sich Porphyre, dann Aplite. Auch alte Kontaktmetamorphosen dieser Intrusiva zu den älteren „Dachgesteinen“ werden angegeben. So sind manche Schiefer in Hornfelse umgewandelt.

Metamorphose. Die alten Massive zeigen zum mindesten zweierlei Metamorphose, eine ältere, die der Alpenfaltung vorhergegangen ist, und eine jüngere, die mit der Alpenfaltung zusammenhängt, also eine präalpine und eine alpine Metamorphose. Die präalpine Metamorphose hat das „alte Grundgebirge“ geschaffen und hat zum letzten Mal jedenfalls in der karbonen Gebirgsbildung eine Rolle gespielt, als allgemeine regionale (orogene) Metamorphose, als Kontaktmetamorphose usw. Die alpine Metamorphose führt zur Umformung der Granite und der darüberliegenden Sedimentschichten, die mit dem Oberkarbon beginnen und mit dem Tertiär (Flysch) endigen. Die alpine Metamorphose ist im allgemeinen eine Metamorphose der Oberfläche, mehr eine Kataklase, eine Mylonitisierung, mehr eine mechanische als eine molekulare Umformung (großer Tiefe). Es ist die Epimetamorphose im Sinne von Grubenmann, wie die Schweizer Geologen zu sagen pflegen, eine Metamorphose, die undulöse Auslöschung der Quarze zeigt, Epidotisierung, Serizitisierung der Feldspäte. Die Granite werden geschiefert, werden zu Gneisen (Protoginen).

Tektonik. Die alten Massive sind durch die alpine Überfaltung jung herausgehoben und z. T. auch überfaltet worden. Die junge Bewegung hat die ganze Gesteinsmasse bis in den Sedimentmantel in der gleichen Weise gegen außen überfaltet. Dies zeigt sich am besten an den ausgezogenen Enden der Massive. Die Massive

gleichen mit ihrem linsenförmigen, bogigen Verlaufe, mit ihrer oft stark konvexen Innseite riesigen „Quetschlingen“. Sie sind z. T. auch durch tiefgehende Mulden getrennt. Solche sind im besonderen: Die große Mulde von Chamönix, die tiefgehende Urseren-Garvera Mulde. Erstere spaltet die Aiguilles Rouges vom Mt. Blanc ab, letztere das Aar- vom Gotthardmassiv. Alle die großen Massive sind im Streichen gestreckt, sind vom autochthonen helvetischen Gesteinsmantel umhüllt. Des Gotthardmassiv zeigt im Süden schon penninische Züge. Kleinere Verwerfungen durchsetzen die Massive. Ihre Nordseite zeigt häufig flaches Abfallen einer alten Abrasionsfläche unter den helvetischen Deckenkörper. Im Süden fallen dagegen die Massive mit steiler Bahn in die Tiefe des orogenen Troges ab. Tief begraben unter den penninischen Schistes lustrés liegt die Fortsetzung der autochthonen Massive. Je näher der penninischen Zone, desto komplizierter im allgemeinen die Tektonik. Das zeigt besonders deutlich das Gotthardmassiv, das schon ganz und gar in den penninischen Bauplan übergeht. Im großen und ganzen aber sind diese kristallinen Massive autochthon, zeigen eine „Fächerstruktur“, wengleich eine gewisse Abhebung vom Untergrunde, wie Argand annimmt, doch sehr wahrscheinlich ist.

Die helvetische Schichtfolge. Wir bezeichnen damit jene Schichten, die den charakteristischen Bestand der helvetischen Alpen ausmachen, also die Sedimente des Mesozoikum und des Tertiär. Es sind aber auch noch ältere Schichtmassen da, die mit zur helvetischen Gesteinsfolge gerechnet werden müssen. Sie sind jungpaläozoisch, d. i. Oberkarbon und Perm.

Das **Paläozoikum** findet sich im allgemeinen in geringer Verbreitung. Es sind Schichten des oberen Oberkarbon (Stéphanien), Sandsteine, z. T. auch recht grobe Konglomerate (selten), Schiefer mit Graphit. Diese Schichten liegen in kleineren Synklinalen, ihren alten variszischen Bau noch aufzeigend, zwischen den kristallinen Gesteinen. Die Mächtigkeit ist recht schwankend, kann durch die alpine Faltung recht bedeutend werden. In der Mulde von Salvan ist das Karbon und Perm ca. 750 m mächtig (Heim). In den Dents de Morcles begegnet man einer Mächtigkeit von 1000—1500 m. Die Gerölle der Karbonkonglomerate sind hauptsächlich kristalline Gesteine. Kalkgerölle fehlen. Zum Perm werden rote Konglomerate der Gegend von Outre Rhone gezählt (Studer, Renevier). Perm findet sich hauptsächlich am SW-Abhänge der Dents Morcles in einer sekundären (tektonischen) Mächtigkeit von ca. 700 m, dann in den Glarneralpen als Verrucano und Sernifit. Karbon und Perm liegen zusammen gegenüber dem Altkristallin primär diskordant, können aber sekundär durch die alpine Bewegung tektonisch konkordant werden, genau so wie das bei den mesozoischen Gesteinskeilen innerhalb des Altkristallin der

Fall ist. Allgemein bekannt sind die langen Kalkkeile des Jura im Kristallin der Jungfrau. Karbon und Perm sind aride oder humide Bildungen, einem abradierten variszischen Gebirge aufgelagert.

Das **Mesozoikum** des helvetischen Gebietes zeigt in Summe eine ziemlich lückenlose (konkordante) Schichtfolge. Die Trias ist dürftig entwickelt, z. T. auch der Jura. Reich entwickelt und fossilreich ist die Kreide. Die Entwicklung schließt sich im Autochthonen und in den äußeren Zonen der des Juragebirges an. Im Süden geht sie in das penninische Faziesgebiet über. Im ganzen werden drei große Faziesreiche unterschieden: ein nördliches, mittleres und südliches. Allgemein sind es neritische Bildungen, die im Süden allmählich bathyaler werden. Die Bildungen werden auch bathyaler, je jünger sie werden.

Die Trias zeigt Arkosen und Quarzite, rote, grüne Schiefer, dann Rauhacken, Dolomit (Röthidolomit = oberer Muschelkalk), Quartenschiefer (Keuper). Der Jura ist z. T. unvollständig. Der Lias ist kalkig, sandig. Der braune Jura hat Eisensandsteine, Echinodermenkalk, Oolithe, der Malm Kalke (Hochgebirgskalk). Die Unterkreide besteht aus Kalken, besonders Echinodermenkalk (Valanginien) und Schrattenkalk (Barrémien). Das Aptien fehlt, z. T. ist es in Urgonfazies vorhanden (oberer Schrattenkalk). Dazu kommen Mergel. Im Albien folgen Grünsande, im Cenoman die fossilreichen Turrilitenschichten, im Turon der Seeverkalk, im Senon, das z. T. auch fehlt, finden sich die Amdener Schichten. Den obersten Horizont bilden die Wangschichten (Maestrichtien). Damit schließt die Schichtfolge allgemein.

Das Tertiär. Paleozän ist nicht bekannt. Im Mitteleozän folgen Bohnerzbildungen. Allgemein ist Flysch entwickelt. Dazwischen geschaltet sind (z. T. auch tektonisch) Nummulitenkalke, dann Assilinengrünsande. Obereozän sind Globigerinenmergel, Cerithienschichten. Unteroligozän sind der Taveyanazsandstein (mit Diabastuffen), die Dachschiefer von Glarus, der Altdorfer Sandstein. Diese Serie ist 1000 bis 2000 m stark.

Das ganze Helvetikum erreicht eine Mächtigkeit von 2000—3000 m, ist frei von Eruptiven und zeigt eine gewisse leichte Metamorphose in den stärker bewegten Gebieten. Bekannt sind die Dachschiefer von Glarus. Mylonite stellen sich auf den großen Überschiebungsflächen ein. Ein bekanntes Beispiel ist der Lochseitenkalk (von Schwanden), ein Mylonit aus enggepreßtem und verknetetem Jurakalk und Flysch.

Die Tektonik zeigt in den helvetischen Decken einen ganz charakteristischen Bau. Es ist ein Deckenbau der Oberfläche. Falten großen Stils wälzen sich übereinander. Liegende Schenkel sind vorhanden, oft bis auf ein dünnes Band ausgewalzt. So finden

sich die Spuren des Liegendschenkels weithin in der großen Glarner Überschiebung zwischen dem Flysch und dem überschobenen Verrucano in Form von Lagen von Hochgebirgskalk. Meist aber sind die Falten gerissen. Dabei eilen die jüngeren Horizonte vor. Die älteren bleiben zurück. So bestehen die tieferen Glarnerdecken aus großen Massen von Verrucano, die mittleren Decken (Axendecke) aus Jura, die höheren (Säntis-) Decken bloß aus Kreide und Eozän. Die Decken liegen als liegende Falten, als Faltenpakete mit oftmaliger Wiederholung der Schichten aufeinander. Stellenweise schoppen sich die Schichten an, auch die Decken. Allgemein fallen die Decken von den Massiven gegen außen hinab, wälzen sich in Steinkaskaden übereinander, bauen die „Kalkhochalpen“ der Schweiz (Dents Morcles, Diablerets, Glarneralpen). Am Außensaume, besonders in der mittleren und in der östlichen Schweiz branden die (obersten) helvetischen Decken (oft in Fetzen nur aufschäumend) auf den südfallenden z. T. erodierten Molassemassen (Pilatus, Rigi, Speer). Das helvetische Deckenland scheidet sich scharf vom autochthonen. Im Aarmassiv ist das Eozänband von Kandersteg, Meiringen, Glarus die Grenze. Im Osten wird es breit und steigt durch das Linthtal zum Segnespaß auf den Kamm hinauf.

Die Einwicklung der helvetischen Decken. Liegen die helvetischen Decken als große liegende Falten übereinander, so zeigt sich zugleich, daß sie doch nicht einheitlich sind (in gewissem Sinne). Die helvetischen Decken sind eingewickelt. Das sieht man im Westen und im Osten. Im Westen ist die oberste helvetische Decke des Mt. Bovin von oben her tief unter die Decke der Diablerets und Wildhorndecke eingewickelt. Es ist das Neokom mit Cephalopoden, das tief unter den Diablerets und dem parautochthonen Helvetikum erscheint. Im Osten ist im Glarnerland durch Oberholzer die Einwicklung der helvetischen Decken durch Wildflysch aufgedeckt worden. Die unter der Überschiebungsmasse des Verrucano liegende große Sedimentmasse (Flysch) ist nicht einheitlich. In ihr liegt Wildflysch mit exotischen Blöcken, unbeständigen Bänken von Nummulitenkalk, von seeverartigem Kalk. Der Wildflysch liegt hier überschoben auf verschiedenen Schichtgruppen des helvetischen Eozän und ist eine besondere (höhere) Decke, die zwischen dem autochthonen und dem helvetischen Deckensystem eingewickelt liegt.

Die Deckenfolge im Helvetischen ist folgende. Zu tiefst liegen über den autochthonen Massiven die halbüberschlagenen, die parautochthonen Decken, so die Doldenhorndecke (unter der Diableretdecke). Darüber folgen im allgemeinen durch Eozän getrennt — Eozänband Meiringen-Glarus z. B. — die eigentlichen helvetischen Decken, gegliedert in die unteren, mittleren, die oberen, die ultrahelvetischen (die obersten) Decken. Die Decken sind nicht überall gleich-

mäßig entwickelt. Ihre Fazies ist auch nicht gleich. Auch nicht ihr Schichtbestand. Regel ist, daß die obersten Decken nur aus jüngsten Schichten, aus Kreide und Eozän bestehen. Diese Decken branden — oft nur in Scherben — auf der steil aufgerichteten, schon vor der Überschiebung erodierten Molasse.

In der nebenstehenden **Tabelle ist die Deckenfolge** übersichtlich zusammengestellt.

Verbreitung der helvetischen Decken. In der Zentralschweiz dominiert die Drusbergdecke. Sie ist hauptsächlich aus Kreide und Eozän aufgebaut. Nach Osten klingt sie allmählich aus und ihre Rolle übernimmt die Wiggisdecke, dann weiter die Säntisdecke, die ebenfalls nur aus Kreide und Eozän besteht. Die Jurakerne dieser Decken sind zurückgeblieben. Bloß im Muotatal und am Schonegg-Paß finden sich nach Arbenz Malmtrümmer.

Anders die tiefere Axendecke. Sie ist kompliziert gebaut, besteht hauptsächlich aus Jura. Die Hauptentwicklung der Decke liegt zwischen Ortstock und dem Glärnisch. Östlich des Linthtales ist sie nur in Liasfetzen vorhanden. Bei Wallenstädt hat noch Arn. Heim Reste dieser Decke (Jura) gefunden. Die Kreide fehlt. Auf der Axendecke liegt unmittelbar die Säntisdecke.

Im Reußtal liegt die Axendecke direkt auf der parautochthonen Flyschzone. Im Glarnerland dagegen schieben sich unter sie noch die tieferen helvetischen Decken, die Mürtschen- und die Glarnerdecke.

Die tieferen helvetischen Decken, führt Arbenz weiter aus, erscheinen dort, wo das Aarmassiv untertaucht. Sie reichen, wie gesagt, nur bis westlich des Linthtales. Dann folgt unmittelbar die Axen-, die Drusbergdecke. Die Drusberg-Säntisdecke geht nach Westen in die östliche Fortsetzung der Wildhorndecke.

Die Kulminationen. Die helvetischen Decken zeigen von Osten gegen Westen ein Auf- und Absteigen, Kulminationen und Depressionen. Diese hängen in gewissem Grade mit den gleichen Erscheinungen des Vorlandes, der Molasse zusammen. Dort unterscheiden wir drei Kulminationszonen. Die östlichste ist das Nagelfluhzentrum von Appenzell, St. Gallen. Das mittlere ist das vom Roßberg und Rigi. Das westliche ist das Nagelfluhzentrum des Napfgebietes. Diesen Kulminationen entsprechen die Kulminationen der äußeren helvetischen Decken, so der Churfürstenskette, des Urnersees, und der helvetischen Decken westlich der Giswilerstöcke. Auch die „Massive“ zeigen Depressionen und Kulminationen. Die größte Depression des Westens ist die zwischen Mt. Blanc und dem Aarmassiv. Hier quellen die helvetischen Decken weit vor, aber auch die Klippendecken, ja sogar noch die penninischen Decken. Dann folgt die große Kulmination des Aarmassiv, dann

Zusammenstellung der helvetischen Decken nach ihrer Wurzelordnung nach Alb. Heim (Geologie der Schweiz)

SW	Rhone-Kander	Kander-Aare	Aare-Reuß	Reuß-Linth	Walensee-Rhein	Voralberg NO
Ultrahelvetische Decke Préalpes internes et externes ↑	Nappe du Mt. Bovin et de la Plaine-Morte Préalpes internes et externes ↑	Wildflysch mit exotischen Blöcken (Habkern) mit mesozoischen Schürflingen	Schlierenflysch Subalpiner Wildflysch m. mesozoisch. Schürflingen	Wildflysch mit Nummulitenkalken u. Senon-Schürflingen (Gips) Schwyz-Wäggitäl	Flysch mit Nummulitenkalken, Austernbänken (Senon) Wildflysch mit exotischen Blöcken Fläscherberg-S	Subalpine Wildflyschzone mit exotischen Blöcken
Obere helvetische Decken (Wildhorn-Säntisdecke)	Wildhorndecke (Wildhorn-Wildstrubel)	Dreispietz, Morgenberghorn, Faulhorn (Jura) Waldegg Niederhorn-Sigriswylgrat	Brienzler Rothorn Briesen Hutstock-Widderfeld Burgensstock TD Platus TD Niederhorn TD	Frohnapfstock-Drusberg-Driesberg TD Räderten D Säntis D Anbrig	Fläscherberg-N Alviergruppe Siehelkamm	Kreiderücken von Feldkirch Voralberger Kreideketten (Hochkastendecke)
Mittlere helvetische Decken			Urstock-Jochpaß	Toralp-TD obere Silbern-TD untere Silbern-TD Bächistock-TD Axendecke (Axenkette, Deyenst.)	Walenstädter Zwischendecke Flifalpe	Untergetaucht
Untere helvetische Decken	Nappe des Diablerets	Gellhorn-Zwischendecke	Weißberg-Gitschen Sch? (kein direkter Zusammenhang)		Mürtschendecke (Mürtschenstock) Glarnerdecke (Schild-Glarus)	Untergetaucht
Parautochthon Autochthon Aarmassiv	Nappe de Morcles (Dts du Midi, Dts de Morcles) Jura-Kreide von St. Maurice	Balmhorn Jungfrauzeitpfel Eiger-Wetterhörner	Titlis-Rotegg-Sch Titlis	Wagetenkette ↑ Griesstock-TD Windgälle Tödi	Kapfenberg bei Wesen ↑ Drachenberg-TD Calanda Vättis	Untergetaucht

D = Hauptdecke, TD = Teildecke (große Schuppe oder liegende Falte), ↑ an den Alpenrand durch höhere Decken verschleppt, Sch = kleine Schuppe

die Depression des Glarnerlandes. Erst östlich kommt nochmals das Grundgebirge bei Vättis heraus. Es ist die letzte Kulmination. Von hier senkt sich das Gebirge endgültig ostwärts unter und taucht tief unter die Ostalpen hinab.

Zur Entstehung der helvetischen Decken. Das helvetische Gebiet wurde zuerst von dem Wildflysch, dann von den Klippen überschoben. Dann entstanden die helvetischen Decken. Noch später wurden die eigentlichen Massive herausgehoben und z. T. über die vor ihnen liegenden Decken überstülpt. Diese Steilstellung der Überschiebungsfäche sieht man im besonderen in den westlichen Teilen des Massives. So steht die Überschiebung bei Meiringen vertikal. Im Berner Oberland ist sie überkippt. Im Osten dagegen fallen die Decken flach vom Massiv ab. Die jüngste Bewegung ist die Bewegung der helvetischen Decken über die Molasse. Dabei werden Klippen und Wildflysch zwischen Molasse und die helvetischen Decken z. T. eingewickelt.

Die Überschiebung des Wildflysch und der Klippen hat im Eozän begonnen und war im Oligozän im wesentlichen vollendet. Die jüngsten Bewegungen sind nach A. Heim pontisch oder sarmatisch und erzeugen die en bloc-Bewegung der helvetischen Decken auf die Molasse. Zugleich geht die Bewegung in die Tiefe zurück. Die oben liegenden Decken werden als tote, passive Massen vorwärts verfrachtet.

Nach Adrian sind die präalpinen (romanischen) Decken vor der helvetischen Faltung im Süden des helvetischen Gebietes vorhanden. Dann kommt die Überschiebung der romanischen Decken über das helvetische Gebiet. Dann kommt eine Erosionsphase. Die Molasse entsteht. Die romanischen Decken bedecken das helvetische Gebiet vollständig. So können die helvetischen Gesteine nicht in die Molasse gelangen. Der Hauptsache nach entsteht die Molasse durch Erosion der romanischen Decken. Dabei wird östlich vom Thunersee die romanische Decke fast gänzlich abgetragen. Nur „Klippen“ als kleine Reste bleiben übrig. Die westliche Deckenmasse wird nicht so hoch empor getragen, wird daher mehr geschont und bleibt als geschlossene Gebirgsmasse stehen. Bei der späteren nachmiozänen Faltung stauen sich die helvetischen Decken bei ihrem nochmaligen Vorrücken an der romanischen Deckenmasse der Freiburger Alpen und des Chablais. Östlich vom Thunersee, wo die romanischen Decken nicht mehr vorhanden sind, können die helvetischen Decken sich weit ausdehnen. Westlich aber scharen sie sich mehr gegen Süden.

Zur Entstehung der Wildflysch. „Nach Arn. Heim setzt die Wildflyschfazies in der helvetischen Zone schon im Senon ein, um dann im Alttertiär ihren Höhepunkt zu erreichen. In der Gegend

von Sachseln und östlich des Surenenpasses erscheint der Wildflysch von Globigerinenmergeln durchsetzt, die bald mehr an die helvetischen Staadschiefer, bald mehr an die Senonmergel erinnern. Auch hier liegt es nahe, einen Teil des Wildflysch in die Kreide zu setzen, ganz gleich wie in den Teilen der Zone des Cols und im Habkern, wo der innige Verband mit den ebenfalls kretazischen Leimerschichten eine Trennung in Kreide und Tertiär unmöglich macht. Die „wilde“ Zusammensetzung dieser sehr heterogenen Sedimente ist z. T. primär, z. T. wurde sie durch tektonische Vorgänge verstärkt. Als rein mechanische Reibungs- brekzie an der Basis der Decken darf man sie, wie Sarasin, Arn. Heim und Beck gezeigt haben, keinesfalls auf- fassen. Sie sind Begleiterscheinungen der im Meere vorgetriebenen Decken. Bald blockreich, bald frei von solchen, erscheinen sie uns hier als ein vorwiegend stratigraphisches, dort mehr als ein tektonisches Durcheinander.“ (Arbenz.)

Von besonderer Bedeutung ist das Auftreten von Wildflysch in der parautochthonen Zone der Zentral- und der Ostschweiz. Er enthält da Fossilien des Mioleozän (Lutetien) und liegt selbst über Oligozän und Obereozän. Häufig findet sich Wildflysch unter den Klippen. Lugeon, Arn. Heim, P. Beck, Buxtorf und Oberholzer haben gezeigt, daß der Wildflysch eingewickelt ist.

Die Faltenbogen der Ostschweiz. Nach Arbenz sind in der Ostschweiz zwei Faltenbogen vorhanden: Der penninische und der ostalpine. Der erstere ist der jüngere. Er streicht O—W. Der zweite, ältere streicht SW—NO und stammt von Bewegungen aus SO. Die Glarner- und Mütschendecke repräsen-

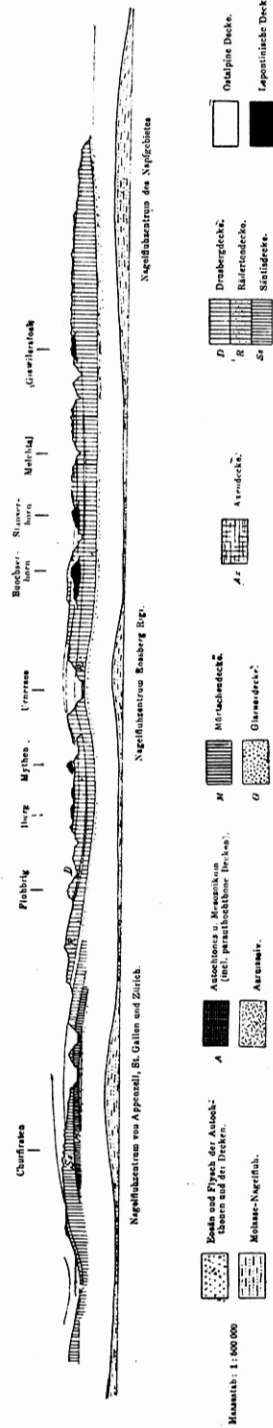


Fig. 11. Längsprofil durch die helvetischen Alpen der Zentral- und Ostschweiz nach P. Arbenz 1912. Die Molasse zeigt 3 Kulminationen, zwischen denen 2 Depressionen liegen, in denen die höchsten Decken („Klippen“) erhalten sind. Lepontinische Decken = unterostalpine (Klippen-)Decken, z. B. die Mythen.

tieren den ostalpinen Bogen. Sie waren gegenüber den ostalpinen Massen und deren Unterlage jedenfalls passiv. Von diesen Massen wurden sie von SO her vorwärts getrieben. Dabei stauten sie sich am Aarmassiv. So reichen sie nur bis ins Linthtal. Dort biegt ihre Axe rasch N—S zurück. Sie sind jedenfalls die ältesten Decken unter den helvetischen. Die Decken zeigen ein Axenstreichen SW—NO.

Anders dagegen die mittleren und höheren helvetischen Decken. So streicht die Axendecke (im Scheideggstockgebiet) O—W. Das gleiche Streichen zeigt die höhere Drusbergdecke. Dagegen zeigen in Annäherung an die Ostalpen die Säntisdecken mit ihrer östlichen Fortsetzung (in dem Hochkasten) nach Vorarlberg NO-Streichen, also ostalpine Richtung.

Der Glarnerbogen verläuft mit den Ostalpen konform und schaut mit seiner Krümmung direkt gegen die Nagelfluhmassen bei Wiesen. Die Drusbergdecke zeigt einen Bogen, der vor dem Rigi etwas zurückgehalten wird.

Die **Glarner Alpen** zwischen dem Linthtal im Norden und dem Rheintal im Süden sind das Gebiet der großen Glarner Überschiebung. Sie ist seit Escher von der Linth bekannt. Allgemein galt sie als Glarner Doppelfalte. 1884 führt M. Bertrand die Glarner Doppelfalte auf eine große Überfalte aus dem Süden zurück. Zehn Jahre später, 1894, weist Rothpletz wieder darauf hin, daß dieses große Überschiebungsphänomen nur als eine einheitliche Überschiebung (aus Osten) gedeutet werden müsse. 1902 verlangen Lugeon, Sueß und Bertrand, daß die Glarner Doppelfalte in der Tat als eine Überschiebungsmasse anzusehen sei. Aber die Überschiebung komme aus dem Süden.

Diese Deutung ist allgemein angenommen worden. Sie ist auch im wesentlichen die richtige. Einen klaren Einblick in die Verhältnisse gibt eine Überquerung der großen Überschiebung vom Süden nach Norden, vom Rheintal in das Linthtal, über den Segnespaß. In überzeugender, überwältigender Weise ist die Überschiebung aufgeschlossen, die Überschiebungsfläche selbst weithin klar zu erkennen, der überschobene Teil und der autochtone zu sondern. Die Spitzen der Berge, der Kämme krönen weithin die Deckschollen des Verrucano. Die Tiefe des Sattels liegt im eoänen Flysch, der tief nach Norden hinunter aufgeschlossen ist.

Solange man die Glarner Doppelfalte annahm, suchte man die Stellen, wo die Stirnen der beiden großen Falten im „Kampfe um den Raum“ sich begegnen sollten. Man glaubte auch solche Stellen z. B. im Kärpfstock zu erkennen. Doch ist die Überschiebung einheitlich. Das lehren die aus dem Süden heraufsteigenden Verrucanomassen, die

Eozänsynklinalen des Autochthonen, die Spuren des verkehrten Mittelschenkels zwischen Eozän und Verrucano, die stellenweise gänzlich verwalzt sind. So entsteht ein Mylonit, der Lochseitenkalk, eine Ver-

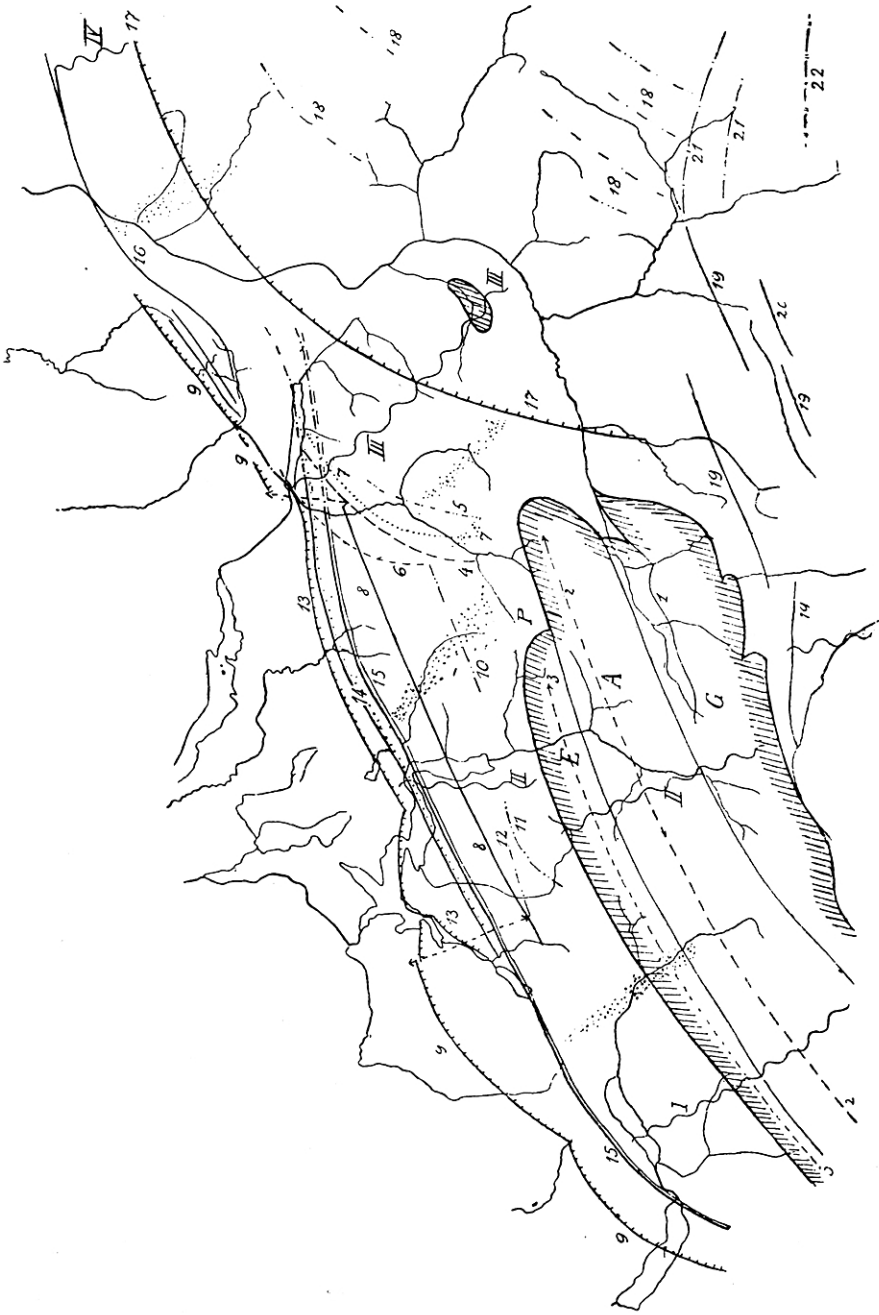


Fig. 12. Die Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz. Von P. Arbenz 1913. Maßstab 1:100000. E = Ernstfeldermassiv, A = Aarmassiv, G = Gotthardmassiv, P = Region der parautochthonen Decken. Die ostalpinen Bogen sind hauptsächlich durch die Linien 7, 17 und 18 markiert.

quetschung von Flysch mit Hochgebirgskalk. Auffällig sind in dem Profile des Segnes gegen Norden z. B. die Quarzite des Flysch. Sie erscheinen fremd. Sie sind in der Tat auch eingewickelte Teile von Wildflysch.

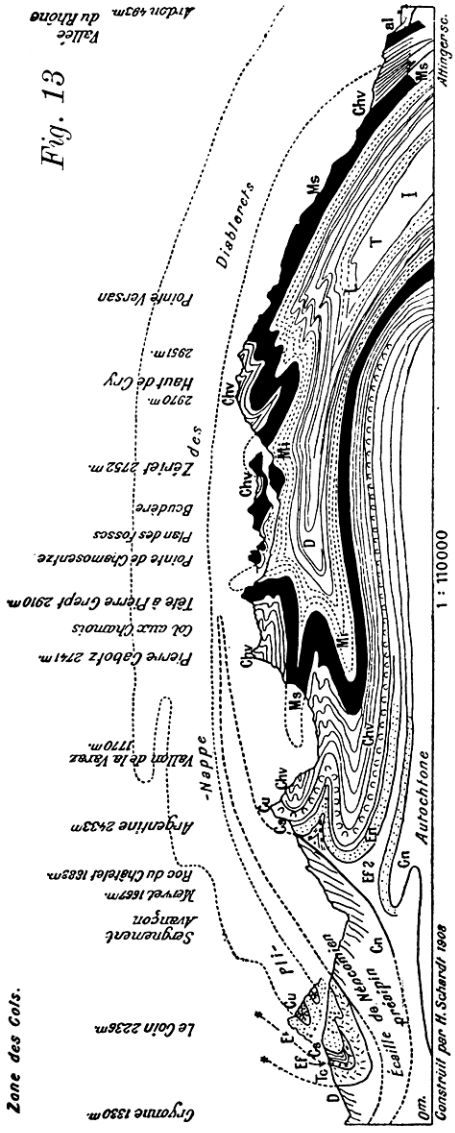


Fig. 13

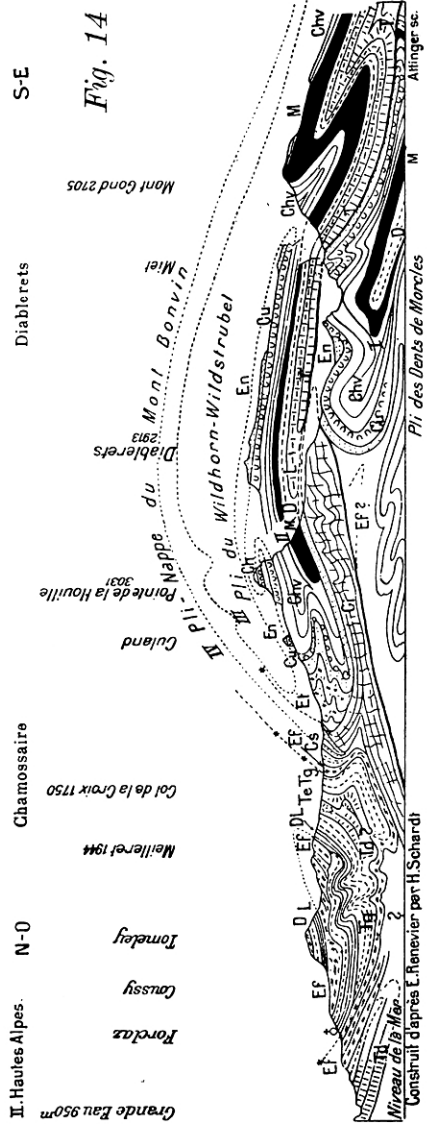


Fig. 14

So lernt man im Profile der Glarner Alpen bereits die typischen Bilder der helvetischen Decken kennen. Große Überfaltungen mit verkehrten Mittelschenkeln, nach Norden getrieben. Von Süden steigen die Decken auf die Höhe. Im Passe erscheint das Fenster, das Autoch-

thone. Von der Höhe senken sich die Deckenmassen nach Norden ab. Die nächsten Berge, der Glärnisch, der Mürtschenstock sind bereits nur mehr aus Schubmassen aufgebaut. So auch die Churfürstenkette nördlich des Walensees. Am Speer sieht man in groß aufgeschlossenen Profilen

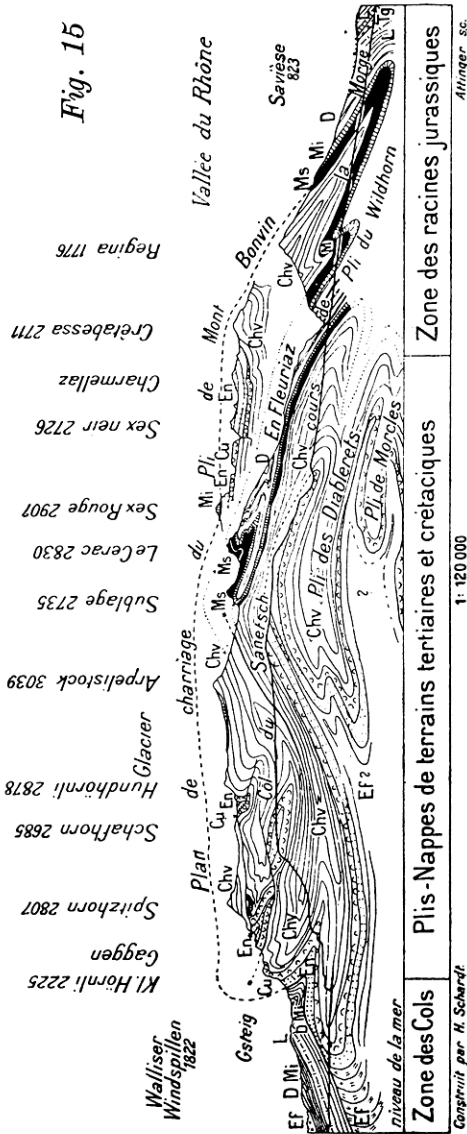


Fig. 13. Profil Argentine—Haut de Crey. Nach H. Schardt 1908. Zeigt die tiefste helvetische Decke, die Dent Morclesdecke, darüber die Diableretsdecke. Zwischen beiden das von oben her eingefaltete Cephalopoden-Neokom. Fig. 14. Profil Chamossaire—Diablerets—Mont Gond. Nach E. Renevier und H. Schardt. Fig. 15. Profil des Sanetschpasses. Nach H. Schardt. Zeigt die helvetischen Decken übereinander. Unten die Morclesdecke, darüber die Diableretsdecke, darüber die Wildhorndecke, darüber die Mont Bovindecke (ultrahelvetische Decke).

Erklärung zu Fig. 13—15. Die Deckfalten der Kalkhochalpen in helvetischer Fazies. I = Decke der Dent de Morcles. II = Decke der Diablerets. III = Decke des Wildhorn und der Wildstrubel. IV = Decke des Mont Bovin (ultrahelvetische Decke). Ef = Flysch. Et = Taveyannaz Sandstein. En = Eozän (Nummulitique). Cs = obere und mittlere Kreide. Cu = Urgon. Chv = Hauter. und Valangien. Ci = präalpines Neokom. M = Malm. Ms = oberer Malm (Portland—Sequan). Mi = unterer Malm (Argovien—Divésien). L = Lias. T = Trias. Tg = Gips. Td = Triasdolomit und schwarze Kalke. Te = Rauhwaacke.* = Überschiebungslinie. Nach H. Schardt 1908.

die helvetischen Decken auf der Molasse branden. Diese fällt mit ihren groben roten Geröllmassen in mächtigen Bänken gegen Süden. Über ihnen erheben sich die ebenfalls hier südfallenden aufeinander gestapelten Stirnteile der helvetischen Decken. Das ganze

Land ist hier Deckenland, aus einer Reihe von Schubmassen aufgebaut. Allgemein gilt, daß die unteren Decken aus älteren Gesteinen bestehen. So überwiegt in der Mürtchendecke der Verrucano. Die höchsten Decken bestehen dagegen nur aus Kreide und Eozän.

Zudem sind die Decken noch von einer höheren Decke eingewickelt. Das ist die Wildflyschdecke. Sie war ursprünglich die südlichste, höchste, oberste. Sie schob sich zuerst auf das helvetische Land, als dieses noch nicht gefaltet war. Als das geschehen war, erfolgte erst die helvetische Deckenbildung. Diese ist also jünger, unter der Bedeckung mit Wildflysch entstanden. So ist der Wildflysch mit in die helvetischen Decken eingewickelt. Er findet sich auch im tiefsten Teil der helvetischen Decken, im Flysch des Segnespaß. Er findet sich aber auch über dem Eozän oder scheinbar mit ihm verbunden in den obersten Decken, in der Mulde von Amden, in der Säntisdecke.

Wir geben in Figur 13—15 einige der instruktiven Profile der westlichen helvetischen Decken, um so den allgemeinen Bauplan aufzuzeigen. Siehe auch Tafel II.

Die penninischen Decken

Allgemeine Charakteristik. Als penninische Decken bezeichnen die Schweizer Geologen nach dem Vorgange von E. Argand die großen Deckenmassen der inneren Zone der Westalpen. Sie liegen südlich der äußeren Massive, der helvetischen Decken, bezw. ihrer Wurzeln. Die Grenze verläuft vom Rheintal, von Reichenau über den Südtail des Gotthardmassives, geht dann in das Rhonetal, verläßt dieses. Dann wird die Ostseite des Mt. Blanc die Grenze (Val Ferret). Auf der Innenseite, im Süden, ist die Zone von Canavese die Grenze, die Nordseite der Zone von Bellinzona. Im Osten geht die Grenze durch das Puschlav, d. i. die Nordseite der Wurzelzone der ostalpinen Decken.

Die Definition der penninischen Zone ist in dieser Fassung eine tektonische: Es ist das Gebiet der großen Gneisdeckfalten der penninischen Alpen. Zweifellos ist ihr eine gewisse fazielle, stratigraphische Einheit eigen. Das ist die Fazies der Schistes lustrés, der Bündner Schiefer. Auch das Grundgebirge stimmt weitgehend überein. Es lassen sich im allgemeinen zwei große Gruppen herausheben. Die tieferen Decken bilden eine Einheit, zeigen im Westen eine gewisse Abweichung des Mesozoikum. Das ist die Fazies des Briançonnais. Die Hauptmasse dagegen bildet die piemontesische Fazies. Die Dent Blanche hat dabei ein anderes Grundgebirge als die tieferen Decken und bildet die höhere Abteilung. Gemeinsam ist allen Gesteinen die hochgradige Metamorphose.

Für diese ganze Zone gebrauchte Sueß die Bezeichnung leponinisch. Die Italiener sprechen von einer „Zona del Piemonte“ oder

der Zone der „pietre verde“. Der Name lepontinisch wurde von Sueß für eine vorläufige Bezeichnung angesehen. Tatsächlich hat dann Argand die Bezeichnung „penninisch“ eingeführt, die allgemein angenommen worden ist.

Die tektonische Erschließung der penninischen Decken im großen ist das Werk von E. Argand. Argand konnte zeigen, daß das penninische Gebiet die Zone großer Horizontalbewegungen ist. Ein ausgeprägter Faltenbau größten Stils ist dieser Zone eigen. Stirnen von gewaltigen Krümmungen schließen die Falten nach Norden ab. Ausgeprägte Überschiebungen fehlen an der Basis der großen Deckfalten. Die kristallinen Kerne gehen in ihrem Liegenden allmählich in ihre verkehrte Serie über. Solche Liegendenschenkel können weitgehend deformiert, laminiert sein. Aber sie sind vorhanden, und das ist das Entscheidende. Die Tektonik des ganzen Gebietes zeigt ruhige Großzügigkeit. Diese Ruhe der Lagerung (im großen) führte Klemm zur Anschauung einer „ungestörten Lagerung“, in der „jede Andeutung von Quetschzonen und Verwerfungen“ fehle. Einheitlich, großzünftig, alles durchdringend ist der große, ruhige Deckfaltenbau der penninischen Zone: Liegende Falten von Gneisen sind nach Norden getrieben, werden von mesozoischen Sedimenten ummantelt. Die Decken sind plastisch deformiert und reich zerschlizt.

Stratigraphie. Wenn wir das **alte Grundgebirge** betrachten, so sehen wir in den penninischen Decken im allgemeinen vielleicht folgende Typen. In den Decken des Simplon (Tessinergneis) herrschen vielfach zweiglimmerige Orthogneise, ähnlich dem Zentralgneise der Ostalpen. Im Mt. Rosagebiet ebenfalls. In der Decke des St. Bernhard treten allgemein Orthogneise, überhaupt Gneise und Glimmerschiefer zurück. Mannigfaltig ist das alte Grundgebirge der Dent Blanche gebaut. Hier finden sich selbst wieder zwei Serien. Die äußere jüngere Serie von Arolla, mit Paragneisen (Arollagneis), Hornblendegraniten und Orthogneisen mit starker Kataklyse. Die Serie von Valpelline, die den Kern der Dent Blanchecke bildet, besteht aus höher kristallinen Gesteinen. Sie ist durch Übergänge mit der Arollaserie verknüpft, Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer, Gneise. Recht bezeichnend sind Kinzigite (Granatgneise, oft mit Graphitblättchen), Sillimanitgneise. Eng eingefaltet in diese Gesteine sind viele Marmorlagen. Der ganze Gesteinskomplex wird von Tiefengesteinen durchsetzt, so von Muskovitgraniten (Apliten). Die Kontaktmetamorphose ist großartig entwickelt. Mischgesteine, Hornfelse aller Art sind vorhanden. Häufig sind ferner die Euphuditgesteine (helle Gabbros, Peridotite, Pyroxenite, Serpentin), die sich besonders in der Grenzregion der Arolla- und der Valpellineserie einstellen.

Das Paläozoikum ist im Penninischen allgemein in der Fazies der Casannaschiefer vorhanden. Ihre Mächtigkeit ist lokal groß, dann tektonisch bedingt, so in der Stirn der St. Bernharddecke, 8—10 km mächtig. Casannaschiefer sind Tonschiefer, Quarzite, karbon-permischen Alters (vielleicht auch älter). In der St. Bernharddecke läßt sich (im Liegendschenkel) Oberkarbon mit Anthrazit von den Casannaschiefern unterscheiden. Die Casannaschiefer fehlen im allgemeinen den tieferen penninischen Decken (Simplondecken), finden ihr Maximum in der St. Bernharddecke, haben ihre Äquivalente in manchen Gesteinen der Arollaserie, die z. T. also metamorphes Paläozoikum wäre.

Das Mesozoikum. Die Schweizer Geologen nehmen vielfach mit Argand an, daß vom Paläozoikum bis in das Mesozoikum im penninischen Gebiet eine Geosynklinale vorhanden war, in der die Sedimentation ununterbrochen vom Paläozoikum in das Mesozoikum fort dauerte. Denn nirgends sähe man in der Natur eine Diskordanz. Überall dagegen vollständige Konkordanz der Lagerung des Paläo- zum Mesozoikum. Diese Konkordanz ist wahrscheinlich eine tektonische. Sie ist eine falsche, sekundäre Konkordanz. Das vollständig gleiche Bild zeigen ja auch die hohen Tauern im Osten. Es ist im höchsten Grade wahrscheinlich, daß das Mesozoikum diskordant auf dem Paläozoikum lag, daß eine jungpaläozoische Gebirgsbildung auch im penninischen Gebiet vorhanden war. Das Mesozoikum ist allgemein in der Fazies der Schistes lustrés entwickelt, der Bündnerschiefer. Sie reichen von der Trias bis in den Jura. Jüngere Horizonte sind nicht bekannt. Kreide oder Eozän ist aus den echten Schistes lustrés niemals gefunden worden. Basiskonglomerate leiten vielleicht das Perm ein, Quarzite die Trias, dann folgen Kalke, Dolomite, Rauchwacken, Schiefer mit Gips (Trias). Dem Jura gehören die eigentlichen Bündnerschiefer an. Ihre Mächtigkeit ist unbekannt. Es sind Tonschiefermassen mit Marmoren, Grünschiefern, die konkordant liegen. An Fossilien sind bekannt: *Pentacrinus tuberculatus*, *basaltiformis*, *Gryphaea cymbium*, *Cardinia Listeri*, *Arietiten*, *Belemniten*, *Echinodermenbrekzien*. Jüngere Gesteine sind Aptychenkalke, Radiolarite (Ober-Jura?) aus dem Mallenco-Gebiet.

Normal aufliegendes Mesozoikum findet sich in der Dent Blanche am Mt. Dolin (bei Arolla). Es liegen dort über Quarzit (einige m) Kalk und Dolomit mit Rauchwacke (wenig mächtig), dann Quartenschiefer (ganz wie im Helvetischen), endlich Lias in Bündnerschieferfazies mit vielfachen Einlagen von kristallinen Kalken, bes. von Brekzien. Die Fazies der Dent Blanche ist noch die penninische. Das Liegende der Dent Blanche ist die Zone des Combin. Auch hier findet sich allmählich stratigraphischer Übergang. Auf dem Rücken der

St. Bernharddecke liegt Jura in Form von Kalkphylliten, Kalkglimmerschiefer mit laminierten Marmoren, dann Bündnerschiefer mit Prasiniten (Schistes lustrés also im allgemeinen). Dann folgt Trias mit Serizitquarziten, Dolomitmarmoren und Prasiniten. Dann folgt die Arollaserie (verkehrt liegend), stark gestreckt, laminiert mit ihren grünen Schiefen, Serizitquarziten (Paläozoikum, vielleicht Karbon?), dann endlich der Kern mit der Valpelleserie.

Das Tertiär. In die penninische Serie wird von den westalpinen Geologen auch der Prätigauer- und der Niesenflysch gestellt. Das sind eoazäne Schichtfolgen, die diskordant über verschiedenen Gliedern der penninischen Decken liegen. Diese Schichtgruppen werden später genauer charakterisiert. Sie sind, wie gesagt, von den eigentlichen Bündnerschiefern immer auseinander zu halten. Das penninische Mesozoikum entstammt nach den Anschauungen von Argand und Staub einem Geosynklinalgebiet (penninische Geosynklinale).

Tektonik. Der Ausgangspunkt für die Auflösung der Tektonik der penninischen Decken war das Simplongebiet. Gerade die Durchtunnelung des Simplon war mit eine Ursache der Aufdeckung des Deckfaltenbaues des Simplon.

Das Simplongebiet hat immer als der Typus der liegenden Tauchfalten der penninischen Decken gegolten. Es ist die Tiefentektonik, d. i. Faltung in der Tiefe, unter hoher Belastung, unter keiner Möglichkeit des Ausweichens der Falten nach oben, außen. Darum die ruhige Tektonik, der Faltenbau der Gesteine. Im Kern sehen wir das Kristallin. Die Umhüllung bildet das Mesozoikum, die Bündnerschiefer. Alles ist metamorph durch die allgemeine regionale alpine Metamorphose der Tiefenversenkung. Typische Dynamometamorphose ist den besonderen Dislokationslinien eigen. Alte Kontaktmetamorphose, alte Schieferung ist trotzdem vielfach in klarer Weise zu erkennen. Doch ist alles im großen wie aus einem Gusse. Das Bezeichnendste ist die vollkommene Konkordanz aller Gesteine, das Gleichdrücken aller Gesteine unter dem ungeheuren Druck der darübergehenden Decken, die große allgemeine tektonische Parallelkonkordanz.

Deckengliederung. Eine ganze Reihe von Decken sind im Penninischen unterschieden worden. Wir unterscheiden zwei Hauptgebiete. Das eine liegt vom Simplon im Westen, das Wallisergebiet, das andere im Osten, das Tessin-Graubündnergebiet. Überall ist der gleiche Baustil da. Nur sind die Decken nicht durchlaufend, unmittelbar zusammenhängend. So ist die Vergleichung der Walliser- und der Graubündnerdecken erschwert. Argand, Staub und Alb. Heim haben folgende Gleichstellung der penninischen Decken (bez. Gliederung) der Schweizer Alpen gegeben:

Wallis	Tessin-Graubünden	
VI. Dent Blanche D.	Margna D.	
V. Monte Rosa D.	Suretta D.	
	Tambo D.	
IV. St. Bernhard D.	Adula D. { obere	
III. Monte Leone D.		untere
Vegliamulde	Val-Sojamulde	
	Tessiner D. { 1. Sojalappen 2. Tencia-Sobria -Simano 3. Maggia-Sambuco 4. Lucomagno T.-D.	
II. Lebedun D.		
Teggiolomulde		Monte Castello-Bosco
I. Antigorio D		nicht entblößt,
Bacenoschiefer	in der Tiefe verborgen.	
Verampiogranit		

Argand hat folgende **Phasen der Bewegung** (Entstehung) der penninischen Decken angenommen (aus der Form der Decken und ihrer gegenseitigen Beeinflussung).

Die erste Bewegung ist der Vorschub der St. Bernharddecke. Unter ihr sind passiv die tieferen Decken nacheinander geworden (natürlich immer von innen nach außen). Dann überwälzte sich die große Dent Blanchedecke. Dann hat sich erst die Decke des Mt. Rosa entwickelt und zwischen die Bernhard- und Dent Blanchedecke eingezwängt.

Die Decken des Penninischen sind auf viele km Mächtigkeit übereinander gewälzt. Die Plastizität des Ganzen ergibt sich mit voller Klarheit aus den Profilen von Argand. Aus der Verfolgung der Decken gegen Westen, aus der Nebeneinanderreihung der Profile hat Argand die Tiefentektonik der penninischen Decken gezeichnet. Argands Profile gehen über 12 km tief. Aber trotzdem sind diese Profile kein Phantasiegebäude, wie man aus diesen „Konstruktionen“ entnehmen möchte. Es ist die konsequente Durchführung der Tiefentektonik, erkennbar am axialen Gefälle der Decken auf weite Entfernung hin. Hat doch Argand den penninischen Großbau bis ans Ligurische Meer mit gleichen Zügen verfolgen können.

Die Wurzeln. Im Tessin verschmelzen die Decken zu einer großen Gneismasse, die in sich besonders im Norden durch Schiefer-

mulden gelappt ist. Im Süden wird ein mehr einförmiges großes Gneisgebiet, in dem Decken und Wurzeln eins werden. Gerade nördlich der

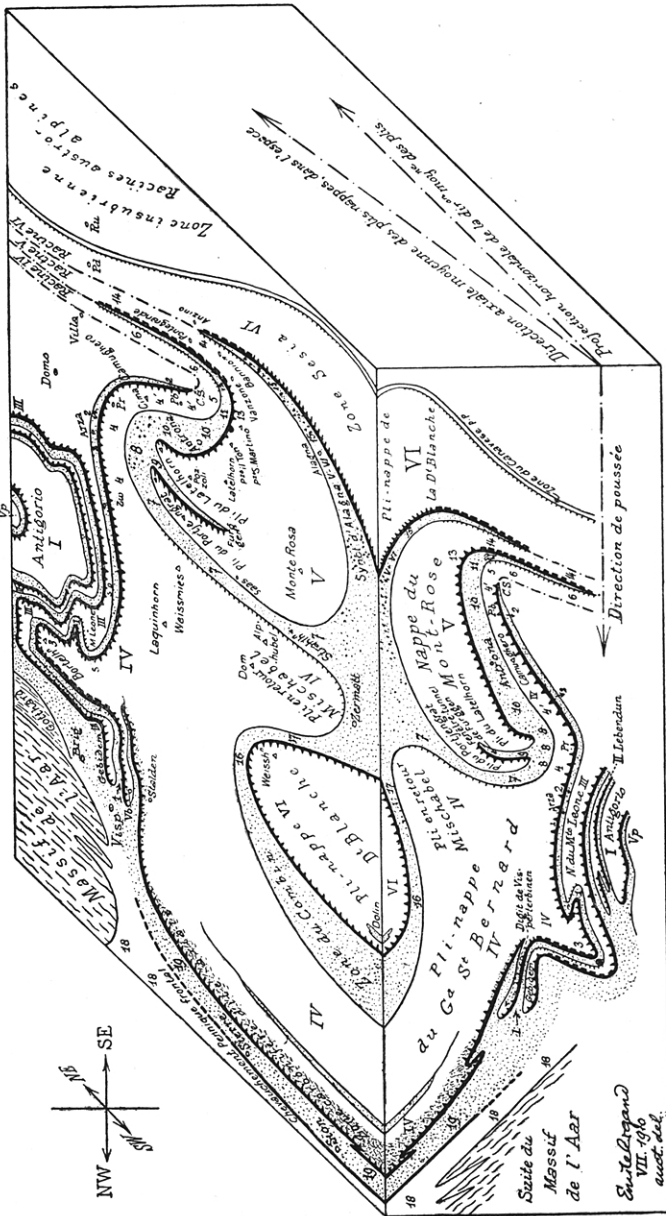


Fig. 16. Schematisches Stereogramm der penninischen Alpen nach E. Argand. Übersicht über die Beziehungen der Oberflächen- zur Tiefentektonik.

eigentlichen Zone von Bellinzona werden die Wurzelzonen der penninischen Decken schmal, zu Gneiskalklamellen, die steil gestellt sind.

Hier gibt Staub (von der Ostseite des Tessintales) folgende Gliederung:

1. Gneisgebiet von Claro-Missox. Wurzel der Tessinergneisdecken bis und mit der Bernharddecke. Abgeschlossen ist dieses Gebiet im Süden durch den Marmorzug Algaletta—Castaneda (60—70 m).

2. Gneiszone von Roveredo $\frac{1}{4}$ —3 km breit, Zweiglimmergneise. Im Süden folgt der Marmorzug von Castione mit 100—700 m Hornfelsen und hochkristallinen Marmoren. Das ist das Wurzelgebiet der Mt. Rosadecke.

3. Zone von Arbedo 2—2 $\frac{1}{2}$ km breit. Biotitgneise mit stärkster Injektion (Amphibolite, Serpentine, Marmore, Pegmatit-, Aplitgänge). Dann tonalitische Intrusiva, im Süden der Marmor von Tabio. Diese

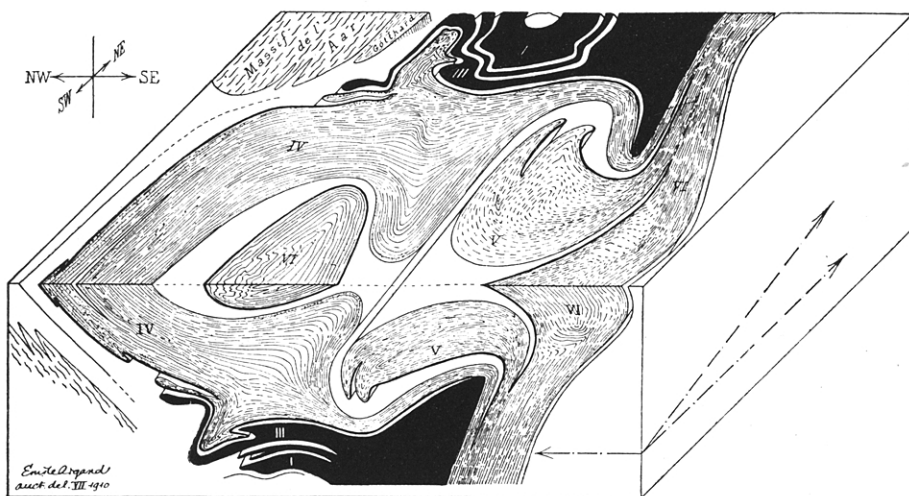


Fig. 17. Tektonisches Stereogramm der penninischen Alpen nach E. Argand (1910). Oberflächen- und Tiefentektonik. Siehe vorhergehende Figur.

Zone setzt im Westen in die Zone von Sesia-Lanzo fort und ist die Wurzelzone für die Dent Blanchedecke. Im Osten liegt in ihr das junge tonalitische Bergeller Massiv.

Dann folgt im Süden bereits die eigentliche Zone von Bellinzona, die Wurzelzone der ostalpinen Decken. Zwischen dieser und der Sesia-Zone liegt die Zone von Canavese, vermittelnd in Bau, Stratigraphie und Metamorphose zwischen penninischen und ostalpinen Gesteinen.

Kulmination. Das Simplon-Tessingebiet bildet hinter der großen Kulmination des Aar-Gotthardmassiv das große penninische Kulminationsgebiet des Simplon-Tessin. Hier kommen die tiefsten Decken an die Oberfläche. Allgemein gilt der Verampiogranit als die Basis. Ob aber damit tatsächlich das autochthone Gebirge, die Fortsetzung des helvetischen erreicht ist, ist nicht sicher. Nach dem ganzen

Bau ist eher zu erwarten, daß auch der Verampiogranit eine Falte ist, daß überhaupt die penninischen Decken mit ihren basalen Gliedern, wie das auch Argand in seinen Profilen zeichnet, über das Autochthone weit gegen Norden vordringen, so daß das helvetische Gebirge im allgemeinen mit flachem Rücken tief unter das penninische Gebiet hineinzieht. Dieser Abfall des helvetischen Gebirges unter das penninische Deckenland ist der Abfall in den orogenen Trog, der tief in die Alpen hineingeht und ganz mit alpinen Deckfalten erfüllt ist.

Die penninischen Decken des Simplon-Tessingebietes bilden einen riesigen Buckel, der aus zwiebelschalig übereinander gelegten Decken besteht, die sich von S nach N wälzen.

Eine davon abweichende Darstellung der Verhältnisse der Tessiner-alpen hat 1921 H. Preiswerk gegeben. Nach ihm liegen die Decken nicht normal von S nach N übereinander, sondern sind viel komplizierter gebaut. Preiswerk erklärt die Tektonik der Tessiner-alpen 1) durch großartige Verfaltung der Decke des St. Bernhard mit den Tessinerdecken (so ist z. B. der Lebedungneis ein eingefaltetes Stück der St. Bernharddecke) und 2) durch eine ebenso große Querfaltung, die bis auf 20 km geht. Nach Preiswerk bestehen im ganzen Gebiet zwei große Kulminationen, die Tosa-, die Tessinkulmination, die durch starke Akzentuierung zur Tessiner Querfalte wird, nämlich der Decke des Simanogneis, bez. der Verzascagranitdecke. Ihr entspricht im Westen der Verampiogranit (Verampiodecke). Das sind die tiefsten Teile, die unterpenninischen Decken. Über ihnen liegen im Simplon die Decke des Antigoriogneis und des Leonegneis (Gantergneis). Ihre Äquivalente im Tessin sind der Tessinergneis und der Adulagneis. Über der liegt dann der Gneis der Tambodecke, die nach der Auffassung von Preiswerk der St. Bernharddecke entspräche. Preiswerk führt diese Tektonik nicht auf einen Schub von O nach W zurück, sondern sieht in der 20 km langen Querfalte des Verzascagranites sekundäre Westbewegungen in S—N Schub. Preiswerk bezeichnet diese neuen Vorstellungen als „Arbeitshypothese“.

Die axialen Senkungszone. Von dem großen Buckel, der Erhebung der Tessiner Kulmination, fallen die Decken nach Westen und Osten hin normal ab, in die Tiefe, so daß immer höhere Decken sich aufeinander legen. So folgt in Wallis naturgemäß die große Deckensynklinale, in der die Deckscholle der Dent Blanche liegt. Im Osten folgt: die Aduladecke (mit ihren Teildecken), die Tambo- endlich die Surettadecke. Darüber die Decke der Margna. Diese Decken fallen weiter östlich unter die Deckenlandschaft des ost-alpinen Gebirges. Dabei ist die Margnadecke das Äquivalent der Dent Blanchedecke, die vereinigte Tambo-Surettadecke das Äquivalent der Mt. Rosadecke, während die Aduladecke

der Bernharddecke tektonisch analog ist. Dabei zeigen alle diese Decken entsprechend ihrem Vorstoß nach Norden, ihrem axialen Gefälle nach Osten, ein Querstreichen auf die allgemeine Streichrichtung der Alpen, das so vielfach mißverstanden worden ist und das erst die Deckenlehre erklären konnte. Indem die Decken hier eben nach Norden vorgetrieben sind und zugleich nach Osten einfallen, müssen ihre Erosionsanschnitte N—S-laufende Grenzlinien, N—S-laufendes Streichen geben. So werden diese „Massive“, wie etwa die Adula, scheinbar quer in die Alpen hineingebaut.

Die ostalpine Wurzelzone im Süden

Südlich der Zone von Arbedo und der Marmore von Tabio liegt die Zone von Bellinzona. Sie ist ca. 5 km breit, besteht aus Biotitgneisen und Schiefern mit Einlagerungen von Amphiboliten, Sillimanitgneisen, Granatgneisen (Kinzigiten), kristallinen Kalkeinlagerungen. Am Nordrande der Zone häufen sich basische Intrusiva (Serpentine). Alles steht senkrecht, ist von jungen Intrusionen durchsetzt. Eine alte (wahrscheinlich) paläozoische Regionalmetamorphose hat die paläozoischen Sedimente hochgradig metamorphosiert. Dazu kommt die junge alpine Kontaktmetamorphose und sicherlich auch eine junge alpine regionale Metamorphose. So entsteht ein ungemein kompliziert gebautes petrographisches Bild der ganzen Zone, die im Westen ident ist mit der Zone von Ivrea. Östlich von Bellinzona finden sich junge tonalitische Durchbrüche, häufen sich aber im Bergeller Massiv (weiter im Osten) zu einer geschlossenen intrusiven Masse, die als junge alpine Intrusion, gleich dem Adamello, den Deckenbau der Alpen durchbricht. Die ganze Intrusion ist in der Hauptsache nach der Deckenbildung erfolgt. Der Tonalit ist nicht mehr mitgefaltet. Steinmann hat zuerst auf diese Gesteine wieder aufmerksam gemacht. Gerölle von diesen jungen Intrusionen finden sich bereits im Oberoligozän der Südalpen. So ist die Intrusion wahrscheinlich mitteloligozän.

Nach Süden wird die Zone von Bellinzona, die die Wurzel der mittleren ostalpinen Decken ist, von der Trias des Joriopasses begrenzt. Hier finden sich bereits Verrucano-Buntsandstein, Rauhacken und Triasdolomite, die offenbar Wurzelreste ostalpiner Decken sind.

Südlich davon folgt dann das Seengebirge mit den lombardischen Kalkalpen. Diese Teile werden wir später im Rahmen der Dinariden besprechen. Nach der Ansicht der Schweizer Geologen ist das Seengebirge mit seinem Kristallin, seinem Mesozoikum (Tertiär) die Wurzelzone der höheren ostalpinen Decken.

Ich kann dieser Anschauung, wie sich später zeigen wird, nicht folgen, betrachte das Seengebirge als echte Dinariden, die mit den ostalpinen Decken in keinem direkten Zusammenhange stehen.

Nach diesem kurzen Überblick über die penninische Zone möchte ich einige Profile einfügen, die den Fortschritt der Wissenschaft von Studer bis zur Gegenwart so recht anschaulich machen sollen. Es handelt sich dabei um die Profile des Simplon, die mit dem Jahre 1851 beginnen und bis 1904 reichen. Diese Profile haben vor allem historisches Interesse, obwohl sie ja die Vorarbeiten für die Durchtunnelung des Simplon bilden. Nirgends tritt die stetige Fortentwicklung der Anschauungen klarer entgegen als in diesen Profilserien. Sie sagen mehr als lange Auseinandersetzungen. Diese Profile sind von H. Schardt 1904 zusammengestellt worden.

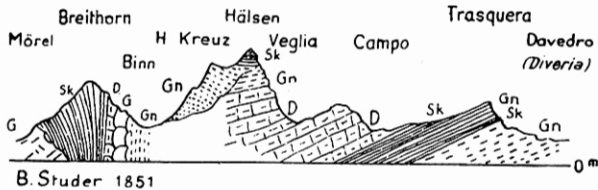


Fig. 18. Geologisches Profil des Simplonmassivs, nach Studer 1851. Sk = graue Schiefer (Glanzschiefer). D = Dolomit und Marmor. G = Gips. Gn = Gneis.

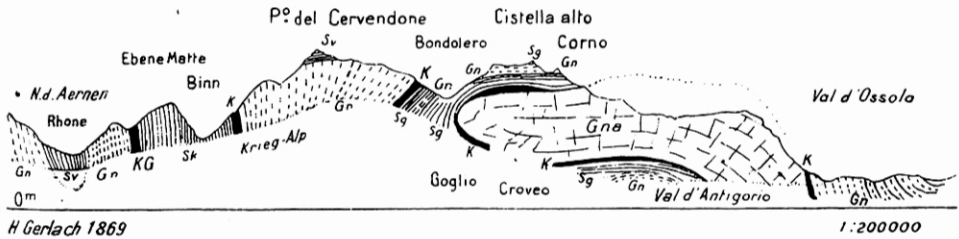


Fig 19. Geologisches Profil etwas östlich vom Simplonmassiv nach Gerlach 1869. Sk = Graue Schiefer (Glanzschiefer). Sv = Chloritschiefer. K = Dolomit und Marmor. KG = Dolomit und Gips. Sg = Ältere metamorphe Schiefer (metamorphe Glanzschiefer). Gn = Gneis. Gna = Antigoriogneis.

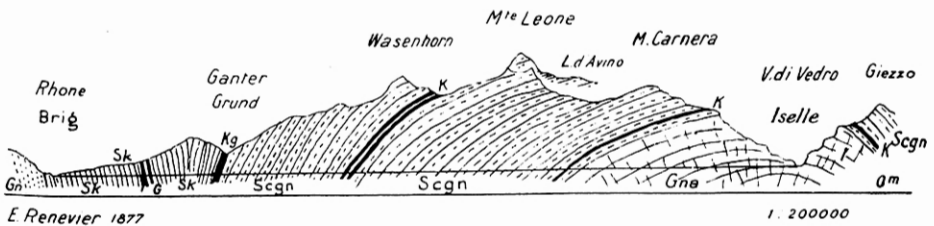


Fig. 20. Geologisches Profil des Simplontunnels, Projekt 1877. Nach Renevier. Sk = Glanzschiefer. K = Marmor, Dolomit. G = Gips. Scgn = kristalline Schiefer, schiefriger Gneis. Gna = Antigoriogneis.

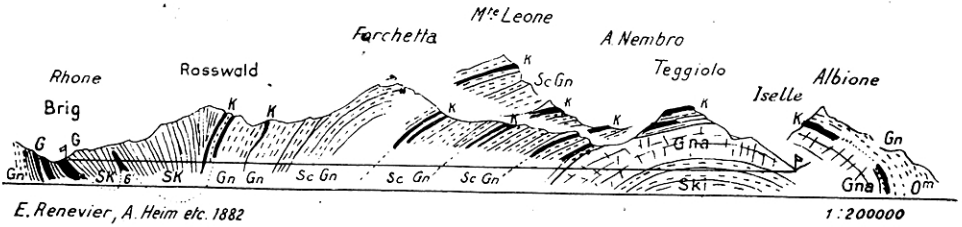


Fig. 21. Geologisches Profil des Simplontunnels, Projekt 1882. Nach E. Renevier, Heim, Lory und Taramelli. Sk = Glanzschiefer, K = Kalk, Marmor, Dolomit. G = Gips. Sc Gn = kristalline Schiefer, schiefriger Gneis. Gna = Antigoriogneis. Ski = untere Glimmerschiefer (metamorphe Glanzschiefer).

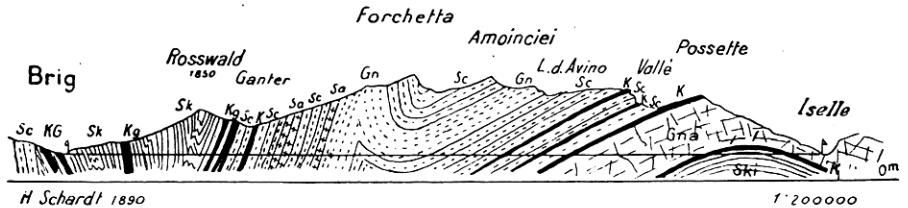


Fig. 22. Geologisches Profil des Simplontunnels, Projekt 1890. Sk = Glanzschiefer. K = Kalk, Dolomit, Marmor. G = Gips mit Dolomit. Sc = kristalline Schiefer. Sa = Amphibolschiefer. Gn = Gneis. Gna = Antigoriogneis. Ski = untere Glimmerschiefer.

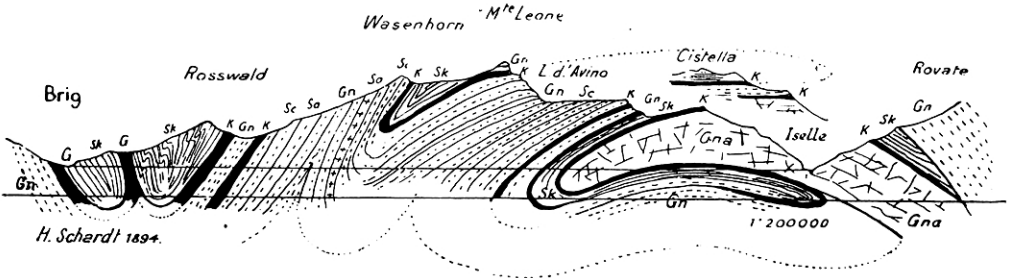


Fig. 23. Geologisches Profil des Simplonmassivs nach H. Schardt 1893. Sk = Glanzschiefer. K = Kalk, Dolomit, Marmor. G = Gips mit Dolomit. Sc = kristalline Schiefer. Sa = Amphibolschiefer. Gn = Gneis. Gna = Antigoriogneis.

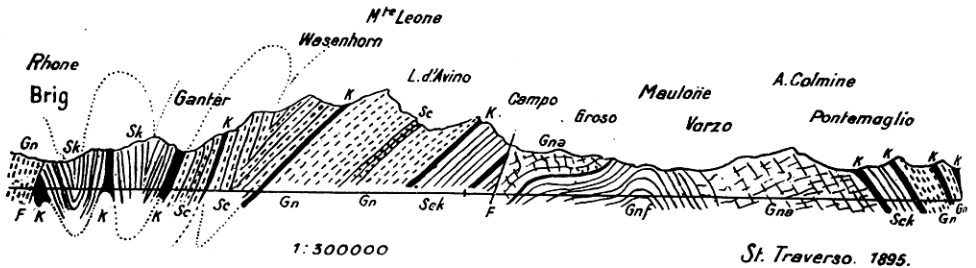


Fig. 24. Geologisches Profil des Simplonmassivs nach St. Traverso 1895. Sk = Glanzschiefer, Trias und Jura. K = Kalk, Dolomit und Gips. Sc = Glimmerschiefer. Sa = Amphibolschiefer. Sc K = Kalkglimmerschiefer. Gn = Gneis. Gna = Antigoriogneis. Gn F = blättriger Gneis. F = Verwerfungen.

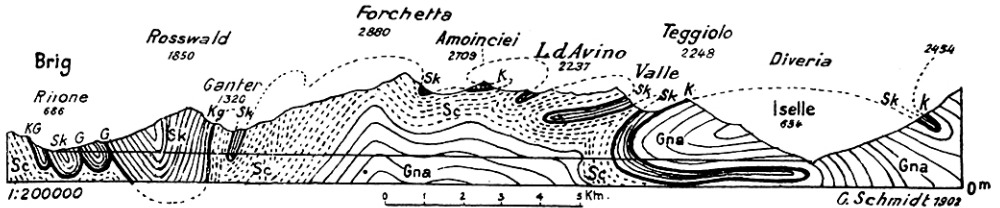
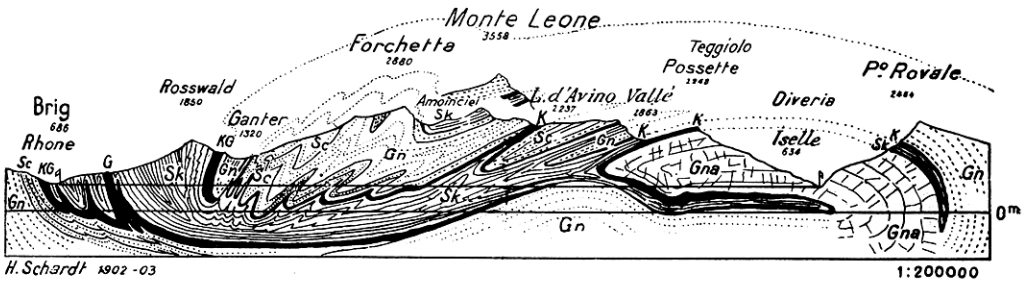
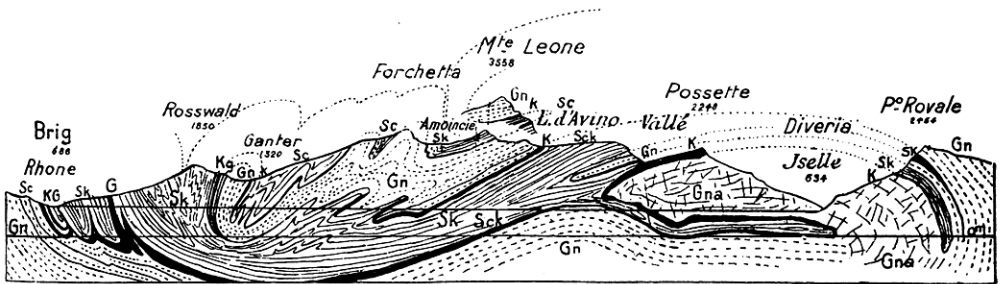


Fig. 25. Geologisches Profil des Simplontunnels nach C. Schmidt 1902. Sk = Glanzschiefer. G und K = Gips und Kalk, Dolomit, Trias. Sc = kristalline Schiefer. Gna = Gneis (Antigoriogneis).



H. Schardt 1902-03

1:200000



H. Schardt 1904.

1:200000

Fig. 26 und 27. Geologisches Profil des Simplontunnels nach H. Schardt, 1902—1903 und Variante 1904. Sk = Glanzschiefer. Sek und Sc = kristalline Schiefer, kalkhaltig. K und G = Kalk (Dolomit) und Gips. Gn = Monte Leone-Gneis. Gna = Antigoriogneis. (Aus: Die wissenschaftl. Ergebnisse des Simplondurchstiches, H. Schardt. Vortrag 87. Jahresvers. Schweiz. Nat. Ges. 1904.)

Die Klippen der Schweiz

Allgemeines. Zu den eigenartigsten Phänomenen der Alpen gehören zweifellos die Klippen der Schweiz. Wer nur einmal die Mythen gesehen hat, wird das eigenartige Bild würdigen können. Auf sanften helvetischen Gesteinen liegen die steilen Kalkklötze der Mythen, auf Kreide und Tertiär der helvetischen Fazies die Trias, der Jura, die Kreide der Mythen. Das gleiche Bild ergibt sich auf der Westseite des Thunersees. M. Bertrand erkannte die Deckschollennatur dieser ganzen exotischen Massen. 1893 hat H. Schardt in

„L'origine des Préalpes romandes“ zum ersten Mal den Deckschollenbau aufgezeigt. 1902 hat M. Lugeon den Deckenbau der ganzen Schweizer Alpen, damit auch den der Klippen klargelegt. 1906 hat Steinmann neue Elemente („die rhätische Decke“) in den Klippen erkannt. Gegenwärtig faßt man die Klippengesteine unter der Bezeichnung romanische Decken zusammen und gliedert sie in folgende Deckenserien von unten nach oben: Die Niesendecke, die Klippendecke, die Brekzien- decke und endlich die Simmendecke (früher rhätische Decke).

Die romanischen Decken liegen über den obersten (ultrahelvetischen) Decken, im Westen über der Zone interne et externe, im Osten über verschiedenen helvetischen Decken (Wildflynch). Die tiefste Decke, die Niesendecke, wird von den Schweizer Geologen von der Decke der Dent Blanche abgeleitet, ist also demnach penninischen Ursprungs. Die Niesendecke wäre der abgeschürfte jüngere Sedimentmantel der Dent Blanche-Decke. Alle anderen romanischen Decken sind ostalpinen Charakters, haben ihre Wurzel etwa in der Zone von Ivrea. Sie sind unter- und mittelostalpinen Ursprungs, d. h., sie gehören unter- oder mittelostalpinen Decken zu.

Die ganzen romanischen Decken gliedern sich: 1) in die zusammenhängende Gebirgsmasse im Westen des Thunersees (die Freiburger Alpen und jenseits der Rhone das Chablais) und 2) in die östlich des Thunersees gelegenen Klippen (Buochserhorn, Stanzerhorn, Mythen, Jberg).

Die Unterlage der romanischen Decken. Die Sattelzone ist die oberste helvetische Decke, die zwischen der tieferen (helvetischen) Wildhorndecke und der untersten romanischen Decke, der Niesendecke, liegt. Lugeon unterscheidet in dieser obersten helvetischen Einheit drei Decken, die Plainemortedecke (Kreide), die Bovindecke (Jura und Tertiär) und die Laubhorndecke (Trias und Lias). Die tiefste ist die Plainemortedecke. Die Sattelzone ist eine ungemein komplizierte Zone.

Von der überaus komplizierten Struktur dieser obersten helvetischen Decken zeugt auch die Einwicklung von Pas de Cheville. Neokom mit Cephalopoden, das wahrscheinlich einer höheren Schubdecke der Sattelzone angehört, vielleicht der Pillondecke, ist, wie die Trias von Derborence, rückwärts auf 10 km Schubbreite unter die Diablerets (bei Anwesenheit von Wildflynch) eingewickelt (siehe Fig. 13).

Der gleichen tektonischen Einheit wie die Sattelzone gehört auch die Unterlage der romanischen Decken im Norden an. Es ist die Zone externe = Préalpes bordières. Sie ist ultrahelvetisch (Bovin-, Plainemortedecke).

Die Niesendecke, bis 10 km breit, ist eine einheitliche Zone von der Rhone bis zum Thunersee, südseitig unter der Klippendecke gelegen

und selbst wieder von der Sattelzone unterteuft. Im Profil von Gsteg fand Lugeon 5 m grüne kristalline Schiefer von der Art der Casannaschiefer, dann Quarzit (3 m), dolomitischen Kalk der mittleren Trias (6 m), dann 2 m Dol.-Kalk, dann grüne Schiefer der oberen Trias (0,5 m), endlich 1 m grauen Liaskalk. Darüber 15 m kristalline Brekzie (aus Kalkstein und kristallinen Schiefeln), übergehend in typischen Niesenflysch (aus Heim, Geol. d. Schweiz).

Diese Zusammensetzung wird so gedeutet, daß die basalen Glieder penninische Fazies zeigen und der Niesenflysch darauf transgressiv liegt.

Am Col du Pillon liegt über Wildflysch eine große Masse (mehrere 100 m) von Rauchwacken und Gips mit Wildflysch, die Pillondecke, der Sattelzone zugehörig und darüber ein Haufwerk von Liaskalk, Rauchwacken, Triasdolomit, auf den dann erst der Niesenflysch folgt.

Die **Stratigraphie der romanischen Decken.** Die **Klippendecke.** Die Trias der Klippendecke zeigt basal meist Quarzite, im Muschelkalk durchgehends alpine Gesteine, Diploporenkalke, Encrinuskalke mit Rauchwacken und Gips; im Keuper Rauchwacken mit Hauptdolomit (mit Keupereinlagen), endlich Rhät in schwäbischer und karpathischer Fazies. Der Jura der Klippendecke ist sehr fossilreich, zeigt Tonschiefer, Mergelkalke, Sandsteine, Kieselkalke, im Dogger die Differenzierung in die Zoophycus- und Mytilus-Region (südlicher gelegen). Im Malm finden sich Knollen- und kompakte Kalke. Die Kreide zeigt Fleckenmergel, Kieselkalke in der Unterkreide. In der Oberkreide finden sich im Cenoman basale Brekzien (also Transgression!) und darüber allgemein Couches rouges. Dem Tertiär ist Flysch zuzuteilen (glimmerige Sandsteine, Brekzien, Konglomerate, Fucoidenschiefer, 1000—1200 m mächtig). Er liegt wahrscheinlich transgressiv.

Die **Brekzien- (Chablais-Hornfluhdecke)** hat an der Basis paläozoische Schichten und zwar die karbonen Sandsteine (von Tanninge), die bei Morgins Neuropteris, Cordaites führen. Nach Kilian besitzt das Karbon des Chablais die Briançonnais-Fazies. Doch fehlen die Konglomerate. Dem Perm gehören rote Konglomerate, Arkosen, Sandsteine an (bei Morgins). Darüber liegt Quarzit der Trias. Den Muschelkalk bilden Tonschiefer, Kalke mit Gips. Im Keuper finden sich Kalke (50 m), Mergel, endlich folgen Rhätschiefer und Kalke. Charakteristisch für den Jura der Brekziendecke ist der außerordentliche Reichtum an Brekzien. Es sind zwei Horizonte da, getrennt durch ein Schiefelniveau. Die untere Brekzie gehört wohl dem Lias an, die obere dem Malm. Die untere Brekzie wird mit den dazugehörigen Schiefeln 500—1300 m mächtig. Die Brekzien bestehen aus Karbonschiefern, Quarziten der Trias, Kalken und Liasgesteinen. Nach Lugeon ist diese Brekzie (des Doggers) längs einer wandernden Steil-

küste von 35 km Länge entstanden. Nach Kilian hat die Brekzie große Ähnlichkeit mit der Liasbrekzie des Briançonnais, der Brèche du Télégraphe. Neokom fehlt in der Chablais-Hornfluhdecke. Die Oberkreide zeigt die Couches rouges-Entwicklung. Flysch ist nur im Chablais bekannt.

Die **Simmendecke**, die oberste romanische Decke, ist vollständig ostalpin entwickelt, zeigt die typische alpine Trias- und Jura-Kreidegliederung. Die Diskordanz der Oberkreide ist vorhanden. Die Oberkreide hat den Charakter der Gosaubildungen der Ostalpen.

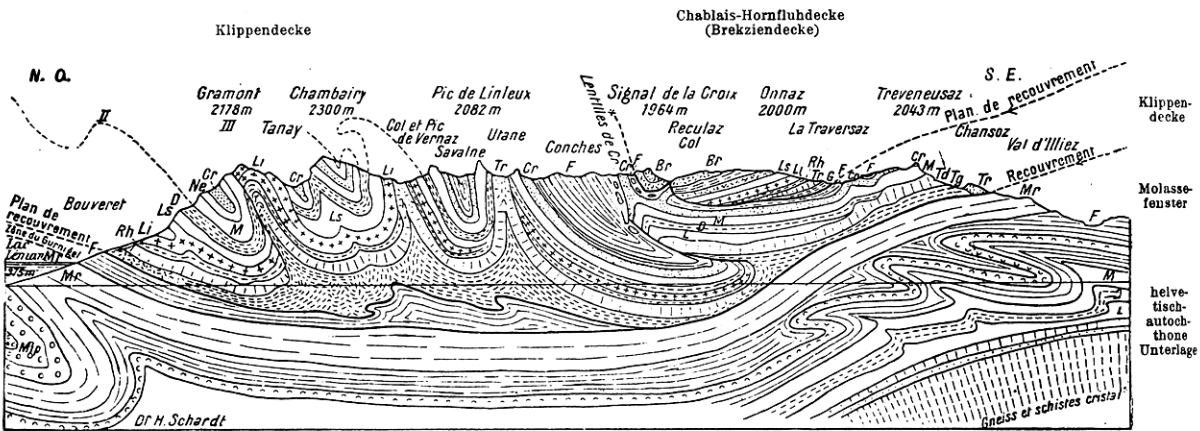


Fig. 28. Profil des Chablais im Kanton Valais nach H. Schardt 1908. Al = Alluvionen. Mi = Miozän. Mp = miozäne Konglomerate. Mr = rote Molasse. F = Flysch. En = Eozän. Cg = Senon, Gault. Cu = Urgon. Chv = Hauterivien, Valangien. Cr = Oberkreide (rote). Ne = Neokom. M = Malm. D = Dogger. Ls = oberer Lias. Li = unterer Lias. Br = Chablaisbrekzie (ober. und mittl. Jura). Rh = Rhät. Tr = Rauhacke (Trias). Td = Triasdolomit. Tg = Trias (Gips und Anhydrit).* = Überschiebungslinie.

Die **Tektonik** der romanischen Decken zeigt die Klippendecken als Hauptkörper sowohl im Chablais als auch in den Freiburger Alpen. Die Decke ist in sich gefaltet, zerfällt in eine nördliche und südliche Region, getrennt durch eine Flyschmulde. In dieser liegt im Chablais die höhere Brekziendecke in großer Ausdehnung, in den Freiburger Alpen die Simmendecke. Die Brekziendecke zeigt im Chablais den Charakter einer tauchenden Falte mit Stirn. Die Simmendecke findet sich meist nur in isolierten Lappen, besonders im Osten der Rhone. Allgemein ist die Deckenfolge: Klippen-, Brekzien-, Simmendecke. Lugeon und Staub neigen aus faziellen Gründen der Auffassung zu, daß die Brekziendecke ursprünglich unter der Klippendecke lag und nur durch Verfaltung höher zu liegen kam.

Die **Klippen der Schweiz im engeren Sinne** sind die isolierten Reste der romanischen Decken auf helvetischem Boden, so das Buochserhorn, das Stanzerhorn, die Mythen, die Klippen von Jberg. Hauptsächlich ist es die Klippendecke, die die Klippen aufbaut. Bei Jberg findet sich auch die Simmendecke. Die Tektonik dieser Klippen zeigt diese allgemein als gefaltete Massen, die in den Mythen geschuppt sind. Die westlichsten Klippen sind die Klippen von Les Annes und Sulens. Die Klippe von Les Annes zeigt über helvetischem Flysch Trias, Rau-

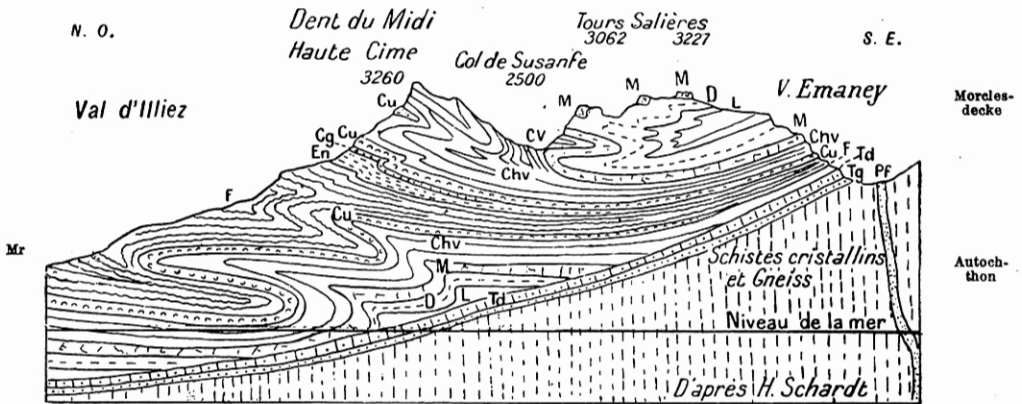


Fig. 29. Profil der Dent du Midi und der Tours Salieres nach H. Schardt 1908. F = Flysch. En = Eozän. Cg = obere und mittlere Kreide. Cu = Urgon. Chv = Hauterivien und Valangien. M = Malm. D = Dogger. L = Lias. Td = Trias (Dolomit und Rauhwacke). Tg = Trias (rote Schiefer und Quarzite). Pf = Porphyry. Mr = eingefaltete Molasse des Val d'Illeiez (nach A. Heim, Geol. d. Schweiz, angefügt).

wacken, Sandsteine und Lias. Buochserhorn und Arvirat zeigen über helvetischen Wangschichten und Wildflysch eine Deckscholle mit ruhiger Lagerung. Basal liegt Trias mit Gips, Rauhwacken, Dolomit und Rhät, darüber eine reich gegliederte Schichtfolge des Jura und des Neokom. Komplizierten Bau zeigen die Mythen. Bekannt sind die Klippen von Jberg mit ihren Blöcken von kristallinen Gesteinen in Verbindung mit Radiolariten (rhätische Decke).

Die östlichste Schweizer Klippe ist die Grabser Klippe. Schon Arn. Escher von der Linth kannte diese kleine Klippe westlich des Rheines. In letzter Zeit ist sie von Arn. Heim und Trümpy studiert worden. Es ist eine Klippe, die faziell die größte Ähnlichkeit mit der Falknisdecke zeigt, tektonisch aber tiefer liegen soll als diese. Sie besteht aus Tithonkalk und Brekzien, Neokomfleckenmergeln und Couches rouges und liegt auf Wildflysch.

Zur Orientierung über den allgemeinen Bauplan der romanischen Decken seien hier vorstehende 2 Profile von H. Schardt 1908, eingefügt. Die Profile gehören zusammen. Rechts sehen wir über dem autochthonen Helvetikum die Deckfalten der Dent Morcles, darüber folgt die Zone des Col. Im Val d'Illiez ist noch Molasse eingefaltet. Diese ist der synklinale Schluß der Molassezone, die im Profile links das Chablais unterlagert. Die romanischen Decken treten in der Klippen und Brekziendecke klar hervor. Die Simmendecke fehlt hier. (Siehe Fig. 28 und 29).

Die französisch-italienischen Alpen

Allgemeine Gliederung. Wir fassen uns hier ganz kurz und folgen dabei den tektonischen Analysen von E. Argand.

Im Gebiet der französisch-italienischen Alpen scheiden wir der Hauptsache nach zwei große Zonen. Das Gebiet der helvetischen Decken und das der penninischen Decken. Die anderen (inneren) Zonen fehlen. Bei Lanzo endet die ostalpine Zone. Die Alpen zeigen auf ihrer Ostseite (im Piemont) nur mehr die penninischen Glieder.

Die **helvetischen Decken** haben im großen Bogen südlich der Arve nicht mehr den komplizierten Bauplan der Schweiz. Nicht mehr scheidet sich so scharf Molasse- und helvetische Zone, ja diese verschmelzen südlich der Rhone, südlich des Mt. Salève, mit den südlichen Ausläufern des Jura. Am Außenrande ziehen die **chaînes subalpines** dahin, überschlagene Ketten, als morphologische Einheiten längs der Isère, bis an die Durance zu erkennen. Molassesynklinale sind eingelagert. Erst gegen innen zu, gegen die Massive zu, wird der Bauplan unruhiger, bewegter. Zweifellos sind große Teile helvetischen Gebirges erodiert, sicherlich waren über den Massiven Deckfalten vorhanden. Aber sie wurden abgetragen. In neuerer Zeit haben Termier und Friedel Deckschollen von Jura und Kreide, die aus dem Briançonnais stammen sollen, weit draußen im Vorlande, auf Bildungen der I. Mediterranstufe liegend nachgewiesen (**Deckschollen von Malau-cène**, Departement Vacluse). In dem Bassin zwischen dem Pelvoux und dem Mercantour quellen längs der Durance Flyschmassen mit helvetischem Mesozoikum hervor und bilden die **Decken des Embrunais und des Ubaye** (Kilian, Haug). Auch weiter im Süden in der Provence dringen über die hyperischen Massen die **helvetischen Deckfalten der Provence** gegen außen vor (M. Bertrand). Die **autochthonen Massive** des Mercantour, des Pelvoux, der Belledonne, des Mt. Blanc und der Aiguilles Rouges gleichen in ihrem Bau weitgehend dem Aar- und Gotthardmassiv. Es sind im allgemeinen langgestreckte kristalline Massen mit Granitkernen, die gepreßt zu Protoginen werden. Langhinziehende Karbonsynklinale sind als Reste der variszischen

Faltung noch zu erkennen. Im Mt. Blanc liegen die liegenden Falten des Mt. Joly (Ritter) aus Trias, Lias aufgebaut, als Beweis der weitgehenden Deformation der alten Massive, bzw. ihrer mesozoischen Umhüllung (Auflagerung). Die Kernmassive zeigen meist eine überstürzte Außenseite. Auf der Innenseite senken sie sich allmählich ostwärts. Eine tiefe Synklinale (von Chamonix) trennt Mt. Blanc und Aiguilles Rouges. Der langgestreckte Körper der Belledonne wird ostwärts weithin von autochthonem Land bedeckt. Nur an der Grenze gegen das penninische Gebiet wird der Bau der helvetischen Zone der französischen Alpen einheitlich gerafft. Ein großer, gegen außen gewendeter Bogen entsteht. Vielfach sind die helvetischen Zonen abgeschoben, so an der Ostseite des Pelvoux. Weithin läßt sich Flysch (Eozän) als **Zone der Aiguilles d'Arves** verfolgen. Sie geht aus der Zone des Val Ferret der Aiguilles Rouges hervor (Chamonix), ist deutlich Nord von Moutier entwickelt, geht über den Gipfel der Aiguilles d'Arves nach Süden gegen Guillestre. Von hier aus quellen aus der Zone der Aiguilles d'Arves die helvetischen Deckenmassen der Durance. Sie sind z. T. weitgehend erodiert. So erscheint unter ihnen im **Fenster des Barcelonnette** das autochthone Land. Die Hauptmasse der Decken ist Flysch. Es kommt aber auch Trias und Jura darin vor. Gegen den Rand des Pelvoux und des Mercantour ziehen sich diese Deckmassen wieder rasch zurück und tauschen ihren Platz mit den hoch emporgetragenen autochthonen Massiven.

Die **penninischen Decken** bilden fast ganz die französisch-italienischen Alpen. Wir können weithin nach Süden die Elemente der penninischen Alpen der Schweiz verfolgen.

Die **St. Bernharddecke** bildete auf der Westseite des Simplon die große Deckenmasse des Laquinhorn, das mit einem schmalen Bande über Antrona mit der Wurzelzone südlich von Domodossola zusammenhängt. Längs des Nikolaitales (südlich von Visp im Rhonetal) macht dann die St. Bernharddecke die große Rückfalte der Mischabel (pli en retour bei Argand) und kommt somit auf der Südseite der Dent Blanche unter dem Weißhorn bis über Zermatt hinein in ausgezogenen schmalen Bändern zu Tage. Das Gros der Bernharddecke läuft basal reich zerschlitzt und aus Casannaschiefern aufgebaut als ca. 10 km breite Stirnfalte im Süden der Rhone gegen SW weiter, verläßt ungefähr bei Sion das Rhonetal und zieht dann auf der Ostseite des Mt. Blanc (Val Ferret) gegen den Großen St. Bernhard. Die basale Karbonzone wird allgemein als „zone houillière“ ausgeschieden. Von der Dora Baltea an wird die St. Bernharddecke wieder breiter, indem die große Rückfalte der Mischabel wieder an die Oberfläche kommt (Rückfalte des Val Savaranche). Diese Rückfalte taucht abermals südlich in die Tiefe, erscheint nochmals im Massiv von Vanoise. Die ganze St. Bernharddecke hat

hier nach Argand einen riesigen zusammengepreßten Stirnkörper, der durch die Masse der Decke des Mt. Rosa erzeugt worden ist, während der Stiel gegen die Wurzelzone ausgezogen, lang und schmal wird. So erscheint die ganze St. Bernharddecke wie ein weit vorgetriebener plastischer Gesteinskörper, der an seiner Basis glatt, wie abgehobelt, auf sanft gegen außen ansteigender Schubfläche aus der Tiefe heraussteigt, auf seiner Rückseite aber durch das nachrückende Deckenmassiv des Mt. Rosa als plastische Masse gleichsam in die Höhe spritzt. Noch weiter südlich, im Briançonnais, an der Durance, zeigt die St. Bernharddecke bereits anderen Bau. Die Decke ist schmaler geworden. Dabei wird sie noch mehr zerteilt, gelappt, in Schuppen aufgelöst (die Schuppenzone von Briançon). Karbon, Trias, Jura verschuppt sich und bildet zugleich die Fazies des Briançonnais. Das Ganze tritt über den Flysch der Aiguilles d'Arves hinweg. Kilian hat in seinem großen Werke „Les Alpes occidentales“ diese Zonen genauer dargestellt. Im Rücken der Bernharddecke dehnt sich weithin die piemontesische Fazies der Schistes lustrés. Kilian hat neuerdings eine interessante Übersicht über die Schistes lustrés der Westalpen gegeben. Termier hat vor Jahren die Großtektonik aufgeheilt, neuerdings eine Reihe von Beobachtungen veröffentlicht. Daraus geht insbesondere hervor, daß der seitliche Übergang der Schistes lustrés in den Flysch der Aiguilles d'Arves **nicht** besteht, sondern daß im Gegenteil scharfer Überschiebungsbau sich nachweisen läßt, daß Schollen der Schistes lustrés auf Flysch schwimmen. Auch Deckschollen der Dent Blanche-decke finden sich hier.

Südlich des Briançonnais hört die St. Bernharddecke als geschlossene Masse zu existieren auf. Sie sinkt immer mehr (gelappt) in die Tiefe, so daß die Oberfläche des Gebirges allgemein von Schistes lustrés gebildet wird. Nach Argand kommt weit im Osten, in der Dora Maira, im Mt. Bracco (westlich des Po) die Wurzelzone der Bernharddecke nochmals heraus. Sie verschwindet aber rasch wieder unter der Deckenmasse der Mt. Rosadecke.

Von Cuneo an, wo die penninische Zone, zwischen der italienischen Ebene und dem Kristallin des Mercantour auf fast 10 km Breite eingengt wird, wird gegen das Meer zu, zwischen Albenga und Savona die penninische Zone wieder gegen 30 km breit, besteht nach Argand nur mehr aus Schistes lustrés und den Äquivalenten der St. Bernharddecke des Nordens.

Vor ihr im Westen liegen von Albenga an Deckenmassen von Flysch, die die hyerischen Massen, die Decken der Provence liefern. Im Rücken der Schistes lustrés und der Bernharddecke aber liegt die Zone von Savona. Ein kristallines zerquetschtes Massiv, das von Termier als die Grenze von Alpen und Dinariden betrachtet

wird. Es ist nach Osten hin über den Apennin überschoben. Argand zeichnet auf seiner Karte die Flyschzone des Apennin als Schistes lustrés, die hier nach Osten hin aus den Alpen heraus über den Apennin hinweggequollen sein sollen. Dementsprechend müßte die Flyschzone des Apennin (mit ihren Ophiolithen) die Fortsetzung der penninischen Zone der Alpen sein.

Die **Decke des Mt. Rosa** schaltet sich im Monte Rosa als ein breiter Körper zwischen die Bernharddecke und die Zone von Sesia Lanzo ein. Nach Osten gibt die überschlagene Falte nur einen ganz dünnen Wurzelstiel ab, der über 10 km noch zu verfolgen ist, vom Tocetal an aber schon mit den Tessinermassen im allgemeinen verschmilzt. Die Mt. Rosadecke ist im allgemeinen dreilappig, taucht westlich des Mt. Rosa unter, erscheint aber jenseits der Dora Baltea als riesige Kuppel im Massiv des Grand Paradis. Taucht abermals nach unten, erscheint nochmals als riesiger Buckel im Massiv d'Ambin. Im Massiv der Dora Maira bildet die Mt. Rosadecke von der Dora Riparia an bis hinunter an die Maira, auf eine Strecke über 50 km, wieder gelappt und geteilt als Riesenschild aus dem Wurzelland des Ostens aufsteigend und mit dem Kopf im Schistes lustrés-Meer des Westens schwimmend, das Gebirge gegen die italienische Ebene. Dabei erscheint unter der Mt. Rosadecke die „zona grafitica“ der Bernharddecke. Nach Argand ist in diesem Gebiete die Wurzel der Bernharddecke zu suchen, während ihr Kopfteil die Zone des Briançonnais bildet. Die Decke hat demnach eine Länge von über 60 km. Zwischen ihrer Wurzel und ihrer Stirn wird sie durch die daraufliegende Mt. Rosadecke in die Tiefe gedrückt.

Die **Decke der Dent Blanche** liegt mit ihrer Hauptmasse als riesige Deckscholle in Form einer großen liegenden Falte zwischen dem Nicolaitale und der Dora Baltea in die Bernharddecke eingesenkt (nicht unmittelbar über der Mt. Rosadecke!), in der Mulde zwischen dem Kopf der Bernharddecke und der Rückfalte der Mischabel und des Val Savaranche. Dadurch, daß die ganze breite Rückfalte in die Tiefe gepreßt worden ist, ist noch Platz für die Deckscholle der Dent Blanche. Der stolzeste Berg der Alpen, das Matterhorn, gehört der Dent Blanche-decke an. Die grandiose Ruine des Matterhorn zeigt in ihrem Bau riesige liegende Falten, die im Kern aus der Valpellineserie bestehen. Und zwar sind es zwei Kerne. Der eine liegt an der Sohle des Berges und enthält basal die Euphoditgruppe, der andere Kern bildet den Gipfelaufbau. Die Hauptmasse des Matterhorn besteht aus der im Süden geschlossenen Synklinale der Arollaserie. Sie findet sich als ein ganz schmales Band noch unter dem tieferen Valpellinekern, als verkehrter Liegendschenkel, nach unten übergehend in die Bündnerschiefer, die den stolzen Bau von Osten her allseitig unterteufen.

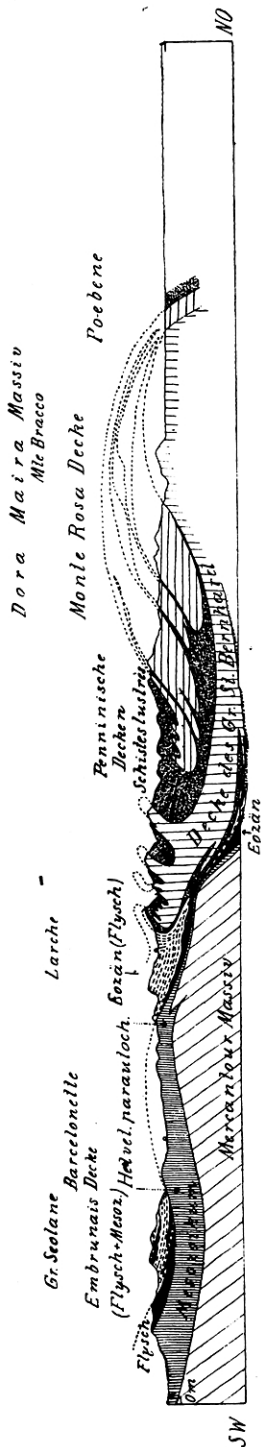


Fig. 30. Bauformel der Westalpen nach E. Argand 1911. Profil Embrunais—Dora Maira-Massiv.

Bei Aoste, im Tale der Dora Baltea, hebt die große Deckscholle der Dent Blanche aus; stellt sich aber noch südlich davon in der kleinen Deckscholle des Mt. Emilius nochmals ein. Weitere kleinere Deckschollenreste gegen die Wurzelzone zu sind die Schollen des Mt. Rafré, dann kleinere vereinzelte Reste (drei) gegen die Sesiazone zu. Diese zieht als einheitliche Zone von Lanzo, an der Stura di Lanzo, ca. 30 km NW von Turin gelegen, bis gegen Bellinzona. Bis Ivrea bildet sie zugleich den Alpenrand. Von Ivrea setzt dann die dinarische Zone an (Dinariden).

Nach Staub ist die Zone von Ivrea ident mit der Zone von Bellinzona. Demnach ist hier die penninische **Wurzelzone der Dent Blanche**, die eigentliche **Sesiazone**, verschmolzen mit der Wurzel der tieferen ostalpinen Decken, der Zone von Bellinzona. Argand hat schon vor Jahren in der Zone von Canavese, in den Radiolariten, die Wurzeln der rhätischen Decke (nappe rhétique, Simmendecke gegenwärtig) gesucht. Mit anderen Worten, die Dent Blanche verschmilzt in ihrer Wurzel mit ostalpinen Gesteinen (Wurzeln), d. h., die Dent Blanche zeigt in ihrem Ursprungsorte bereits auf ostalpine Abkunft. In der Tat ist ja auch **die Stellung der Dent Blanchedecke** in dieser Hinsicht unklar, indem sie zwar meist für die oberste penninische Decke angesprochen wird, aber es gibt auch Autoren, die in der Dent Blanchedecke das Äquivalent der unterostalpinen Decke sehen. Dieser Anschauung habe ich mich auch in meiner Darstellung der Alpen im „Bau der Erde“ angeschlossen. Im übrigen ist die Frage, ob die Dent Blanchedecke ostalpin oder penninisch genannt werden soll, wirklich nicht so von Belang.

Im Osten sieht man jedenfalls, wie die Dent Blanchedecke in der Decke der Margna mit allen typischen Merkmalen wiederkehrt und hier von Flysch bedeckt.

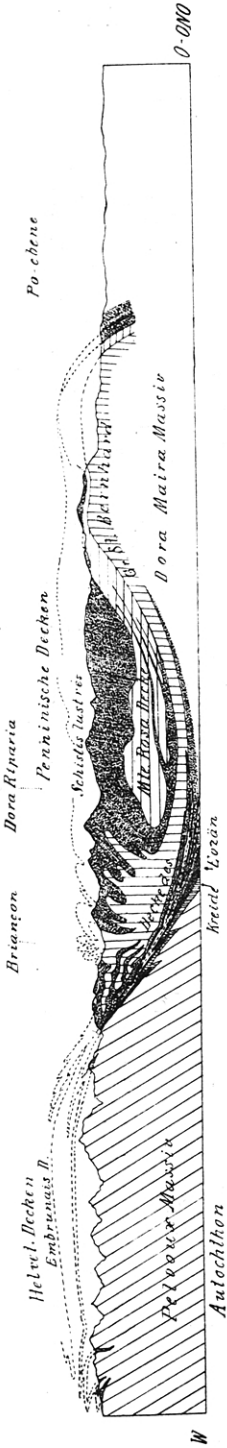


Fig. 31. Bauformel der Westalpen nach E. Argand 1911. Profil des Embrunais, Briançonnais und des Dora Maira-Massiv.

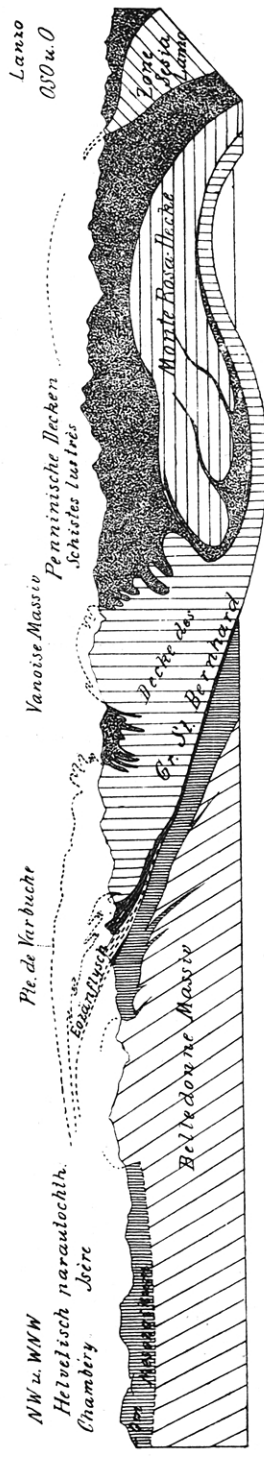


Fig. 32. Bauformel der Westalpen nach E. Argand 1911. Im Profile von Chambéry über das Massiv der Vanoise nach Lanzo.

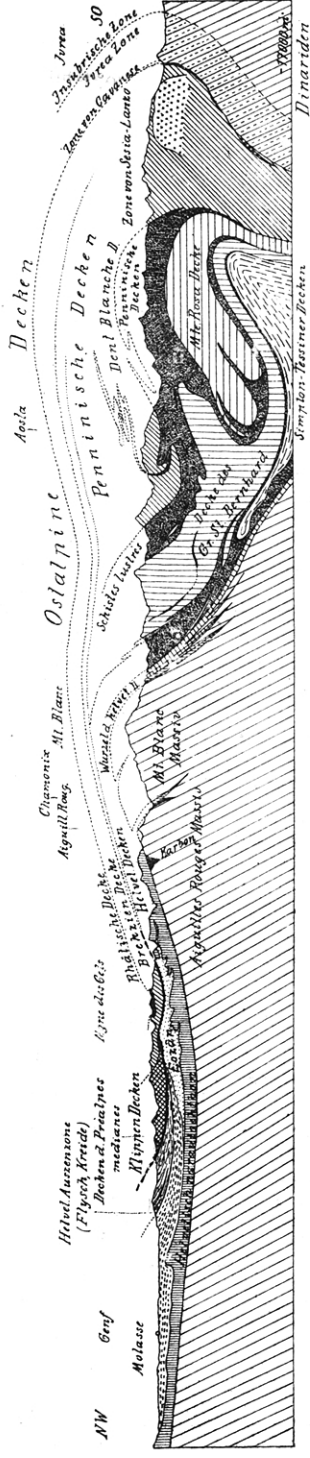


Fig. 33. Bauformel der Westalpen nach E. Argand 1911. Im Profile von Genf über den Mt. Blanc, Aosta gegen Ivrea.

unter die tiefsten ostalpinen Decken untertaucht. Dieser Flysch, der weiter nordwärts zum Prätigau flysch wird, fehlt in der eigentlichen Dent Blanchedecke. Die Schweizer Geologen aber glauben, daß er auch über der Dent Blanche vorhanden war, daß er aber abgeschert worden ist und heute als **Niesenflysch** im Norden der autochthonen Massive liegt, während der kristalline Körper der Dent Blanchedecke zurückgeblieben ist, relativ, denn wenn wir das allgemeine tektonische Bild betrachten, so sehen wir, daß gerade in und wegen der großen **Deckendepression der Rhone bei Sion** Platz zum Vorrücken, zum Herausquellen für die Decken geschaffen worden ist und daß auch hier die Dent Blanchedecke relativ weit vorgetragen werden konnte.

Der orogene Trog. Vom Gotthardmassiv (Ostseite) bis zum Mercantour, bis ans Meer, sinken die helvetischen Gebiete unter die penninischen Decken. Die autochthonen Massive bezeichnen den aufgeschürften, wahrscheinlich auch weitgehend abgeschürften Untergrund des Vorlandes, den Trogrand, mit dem das Vorland in die Tiefe des alpinen Orogenes absinkt. Die penninischen Decken erfüllen mit ihren liegenden Falten den Trog bis in unbekannte Tiefen. Überall tritt uns im orogenen Trog die plastische Deformation entgegen. Die großen liegenden Falten sind der klare Ausdruck der gewaltigen orogenen Deformation.

Die folgenden Übersichts-Profile der französisch-italienischen Alpen von E. Argand sollen das allgemeine Bild des Baues vervollständigen helfen.

VI. Das Grenzgebiet der Ost- und Westalpen

Allgemeines. Zwischen der Rheinlinie auf der einen Seite, dem Steilabfall des Rhätikon, der Silvrettamasse schiebt sich das breite Flyschgebiet des Prätigau ein. Gehen wir nach Mittelbünden, so baut sich über den penninischen Schiefern des Oberhalbstein das Gebirge der Aroser Dolomiten, der Dunkangruppe, der SW-Ausläufer der Silvretta. Am Albulapaß ändert sich das Bild etwas. Nach Süden hinunter kommen wir in die kristallinen Massen SO-Bündens, in die Berninagruppe. Tief im Süden kommen wir ins Malenco, auf der Westseite in das Disgraziamassiv und im Osten in die kristallinen Zonen des Puschlav.

Im Süden, an der Adda, geht das ostalpine Gebirge zu Ende. Den Süden bauen bereits dinarische Berge.

Das ganze Gebiet, das erst in jüngster Zeit näher geologisch untersucht worden ist, ist die so interessante Grenzregion der West- und Ostalpen, das Gebiet, wo nach unseren neueren Erfahrungen, die Westalpen unter die Ostalpen untertauchen. Darum der eigenartige und zugleich so komplizierte Aufbau.

Gliederung. Das ganze Land vom Bodensee bis tief herunter an die Adda ist Deckenland. Erst im Süden der Adda kommen wir in das relativ autochthone dinarische Gebirge. Im Norden, im Flyschgebirge des Bregenzer Waldes stehen wir im helvetischen Deckenland. Im Rhätikon liegt das Ausgehende der ostalpinen Kalkzone. Es ist Deckenland. Es ist im großen die Stirnpartie der ostalpinen Decke. Im Prätigau erscheinen unter dem Rhätikon und der Silvrettadecke penninische Schiefer. Der Prätigauer Schiefer bildet die oberste penninische Decke und zwar den abgeschürften Stirnteil der Margnadecke. Im Kristallin der Silvretta liegt die oberste ostalpine Decke vor. Sie hat basal tiefere Deckenteile und zwar meist mesozoische Glieder mit sich passiv nach Norden verschleppt. Das sind Decken der Aufbruchzone, die Falknis-, die Sulzfluhdecke, die Aroser Schuppenzone usw. In Oberhalbstein finden wir die Fortsetzung des Prätigauer Schiefers tief im Süden. Am Albulapaß kommen wir in die tieferen ostalpinen Decken (Err-, Sella-, Bernina-, Languarddecke). Im Puschlav, im Malenco nähern wir uns der Wurzelzone. Diese liegt nördlich der Adda. Die ostalpinen Wurzeln sind schmale Zonen, steil stehend. Die Firstlinie der Decken geht gerade durch das Malenco und Puschlav. Hier erscheinen unter dem ostalpinen Gebirge nochmals im hoch aufgewölbten Fenster die penninischen Decken. Hier dringt auch der junge postalpine Bergellergnit längs der Wurzelzone auf, schmilzt große Teile der penninischen Decken (wahrscheinlich) ein. Er durchquert noch die Surettadecke und staut sich gewissermaßen an den gewaltigen „grünen Gesteinen“ des Malenco. Die Decken zeigen hier ungeahnte Komplikationen. Querschnitt infolge Weiterbewegung in der Tiefe des Deckenbaues führt zu weitgehenden Einwicklungen der tieferen Decken, während die oberflächlicheren Decken relativ einfacheren Bau zeigen. Die Einwicklung, die jüngere Verfaltung der Decken verfolgen wir als allgemeine Erscheinung bis weit nach Norden. So ist die Silvrettadecke noch im Arosergebirge tief in die basalen mesozoischen Schuppen eingewickelt.

Diese Grenzregion ist vor allem auch dadurch interessant, daß sich allenthalben Bewegungen SO—NW konstatieren lassen. Wir sehen die tektonische Firstlinie von der Adda NO an den Tonale streichen, wir sehen die Silvrettadecke SW—NO längsgestreckt, wir sehen im Rhätikon im Vorarlberger Flysch Streichen SW—NO.

Eine **allgemeine Bewegung von SO—NW** läßt sich erkennen und ostalpine Forscher, wie Spitz, Dyrenfurth u. a. wollen gerade

in dieser Grenzregion der West- und Ostalpen den N—S-Schub der Deckenlehre durch einen Schub von O nach W ersetzen, den ganzen Bau überhaupt nicht im Sinne der Deckenlehre deuten. Kann diese Behauptung auch nicht eine tatsächliche Erklärung bieten, so sehen wir doch an allem, daß in der Grenzregion von West- und Ostalpen ein etwas modifizierter Bau in der Bewegungsrichtung zum Ausdruck kommt. Es ist die Richtung SO—NW. Die Richtung entspricht den tatsächlichen Verhältnissen. Weder die Deckenlehre mit dem reinen S—N-Schub noch die reine O—W-Bewegung, wie sie ursprünglich von Rothpletz und in letzter Zeit von Ampferer, Hammer, Spitz und Dyrenfurth u. a. angenommen worden ist, vermögen dem tatsächlichen Befund gerecht zu werden.

Die **Stirnregion des ostalpinen Bogens**. Wir glauben, daß der Grenzregion von West- und Ostalpen in der Tat eine besondere Anlage zugrunde liegt, daß in dieser Region im allgemeinen bis zu einem gewissen Grade der ostalpine Deckenkörper zurückweicht, daß in dieser Region der ostalpine Bogen hinter die helvetische Massive zurückschwenkt, wie das Argand schon angenommen hat. Wir sehen in der Grenzregion der Ost- und Westalpen bis zu einem gewissen Grade die Stirnregion der ostalpinen Decken.

Eine Kalk- und eine Flyschzone schiebt sich von Norden tief nach Süden hinein in der Aufbruchzone, der Grenze von Ost- und Westalpen, die Grenze scharf markierend.

Wir wenden uns nunmehr der Besprechung der Hauptgebiete dieser so interessanten Grenzregion von West- und Ostalpen zu und folgen im allgemeinen den Darstellungen der jüngeren Zeit, also Trümpy, Staub, Cadisch, Zyndel, Cornelius u. a.

Steinmann, Paulcke, Wilckens, Seidlitz, Welter, Meyer u. a. haben hier zuerst versucht, den Deckenbau aufzuzeigen.

Die penninischen Decken des südöstlichen Graubünden. Über der Aduladecke mit ihren Teillappen folgt durch die tiefe Bündnerschieferzone des Bernardino getrennt die Tambodecke und über der, durch die Splügener Mulde getrennt, die Surettadecke. Dann folgt darüber die oberste penninische, die **Margnadecke**. Über der setzt dann das tiefste unterostalpine Deckenelement, die Err-Selladecke ein. Wie aus der Karte hervorgeht, wird die Wurzelzone der Tambo-Surettadecke — dem Äquivalent der Mt. Rosadecke des Westens — weitgehend vom **Bergeller Massiv** durchbrochen. Zwischen der Surettadecke, bestehend aus Rofnaporphyr und typischem Bündnerschiefer mit viel Kalk-Dolomitmaterial (Splügener Kalkberge), folgt die breite Masse von Bündnerschiefer der Margnadecke, die im Oberhalbstein und im Malenco sich besonders ausdehnt. Dabei nehmen die grünen

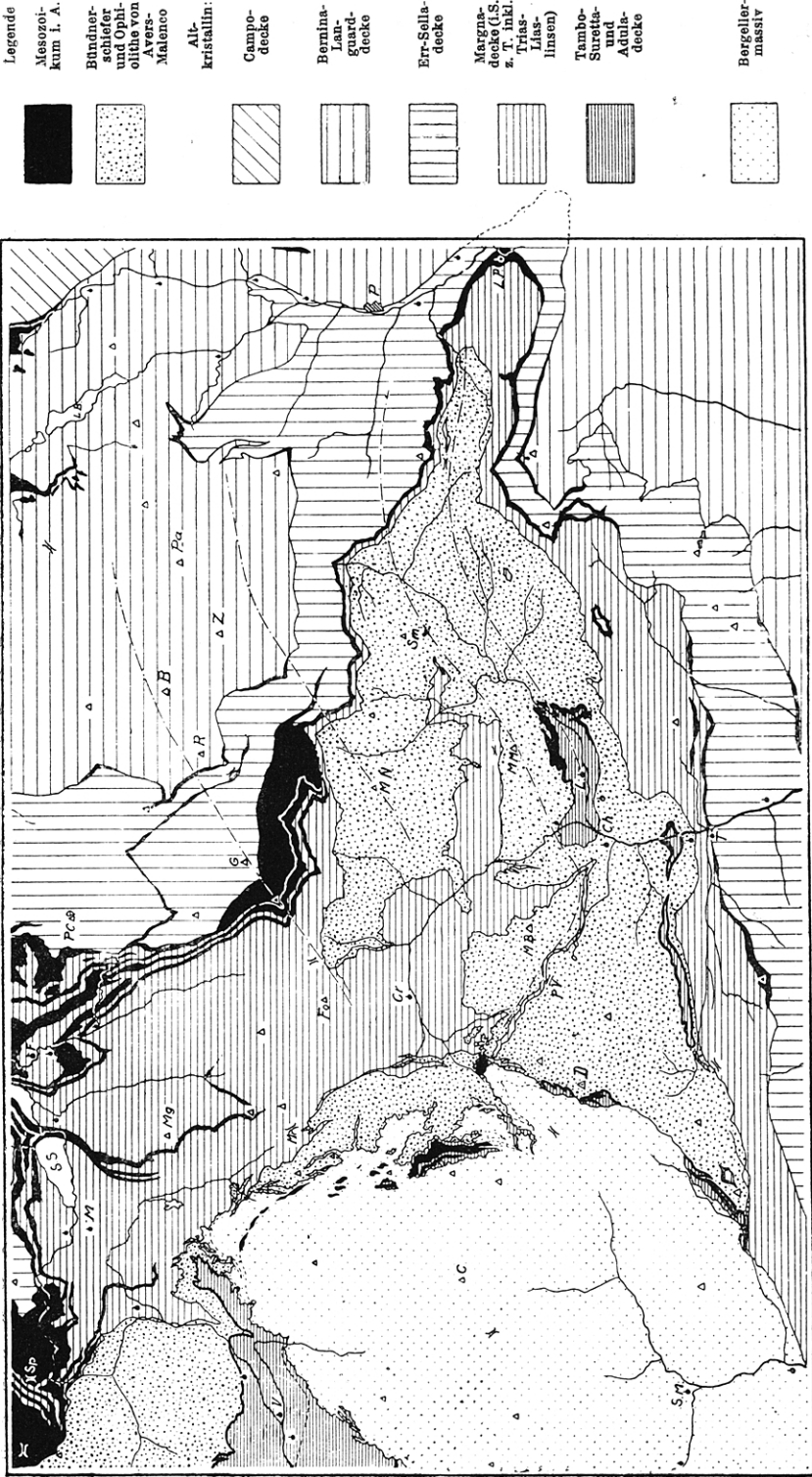


Fig. 34. Tektonische Karte der Gebirge um Val Malenco nach R. Staub 1921.

Gesteine, die Ophiolithe ganz besonders überhand. Genau so, wie sich im Westen, über der Mt. Rosadecke die Hauptmasse der Grünen Gesteine einstellt, genau so ist es auch im Osten.

Dabei bilden aber die Ophiolithmassen insgesamt kompliziert gebaute Falten. So gibt die Margnadecke im Malenco eine tiefgehende Rückfalte in die Ophiolithe nach Süden ab. Diese Tektonik erklärt Staub durch Querfaltung. Es ist im Grunde nur eine axiale Aufwölbung, die besonders akzentuiert ist. Solche Aufwölbungen hat auch Preiswerk neuerdings zur Erklärung der Tessiner Tektonik herangezogen. Dadurch wird die Ähnlichkeit mit dem Westen besonders markiert. Noch mehr steigert sich aber diese, wenn wir hören, daß es Staub auch tatsächlich gelungen ist, im obersten Engadin die Gesteine der Dent Blanchedecke wieder zu finden. Das Äquivalent der Arollaserie des Westens ist nach Staub die Malojaserie, das Äquivalent der Valpellineserie die Fedozserie. Auch der Bau ist weitgehend gleich. Die Margnadecke zeigt im Oberengadin die gleiche Liegendfaltenstruktur, wie die Dent Blanchedecke.

Stratigraphie der Margnadecke. Karbon ist nicht bekannt. Die Trias zeigt Quarzit, Rauhacken, Dolomit, Quartenschiefer. Im Lias finden sich Bündnerschiefer und Kalke. Welter hat daraus Belemniten und Ammoniten bekannt gemacht. Dann finden sich Marmorbrekzien und Konglomerate. Diese Gesteine haben große Ähnlichkeit mit den Gesteinen, die im Osten Tarntalerbrekzien, Schwarzeckbrekzien genannt worden sind. Es sind Gesteine, die z. T. reine Dolomitbrekzien sind, z. T. aber auch viel älteres Material aufnehmen. So entstehen mannigfaltige Gesteinstypen, die alle starke Verflößung zeigen und den Gedanken an tektonische Entstehung aufleben ließen. Die Bündnerschiefer unter der Margnadecke führen, wie gesagt, die Hauptmasse der grünen Gesteine. Aptychenkalke und rote bunte Radiolarite werden in den Oberjura gestellt, Fleckenmergel in die untere Kreide, die Couches rouges des Piz Scalotta in die Oberkreide. Tertiär liegt als Flysch transgressiv. Gegen Norden zu wird die penninische Flyschdecke mächtig.

Zu der Margnadecke werden auch die Schamserdecken gerechnet. Sie liegen über der Surettadecke und werden als besonders intensiv geschuppte Teillappen der Margnadecke betrachtet.

Die **Schamserdecken** sind besonders schön am Plattenhorn (Piz Platta) im Avers entwickelt. Es ist eine „wilde“ Schuppenregion von Kristallin, Triaskalk, Marmoren, Dolomiten und Rauhacken in mehreren, meist drei Paketen, übereinander. Das Kristallin besteht aus grünen Glimmergneisen, grünen Myloniten und Glimmerschiefern, wie sie in der Err-, in der Margna- und in der Surettadecke vorkommen. Die mächtigsten Schamserdecken finden sich im Weißberge in höchst verwickelter Tektonik. Die ganze Serie ist nicht nur kompliziert ge-

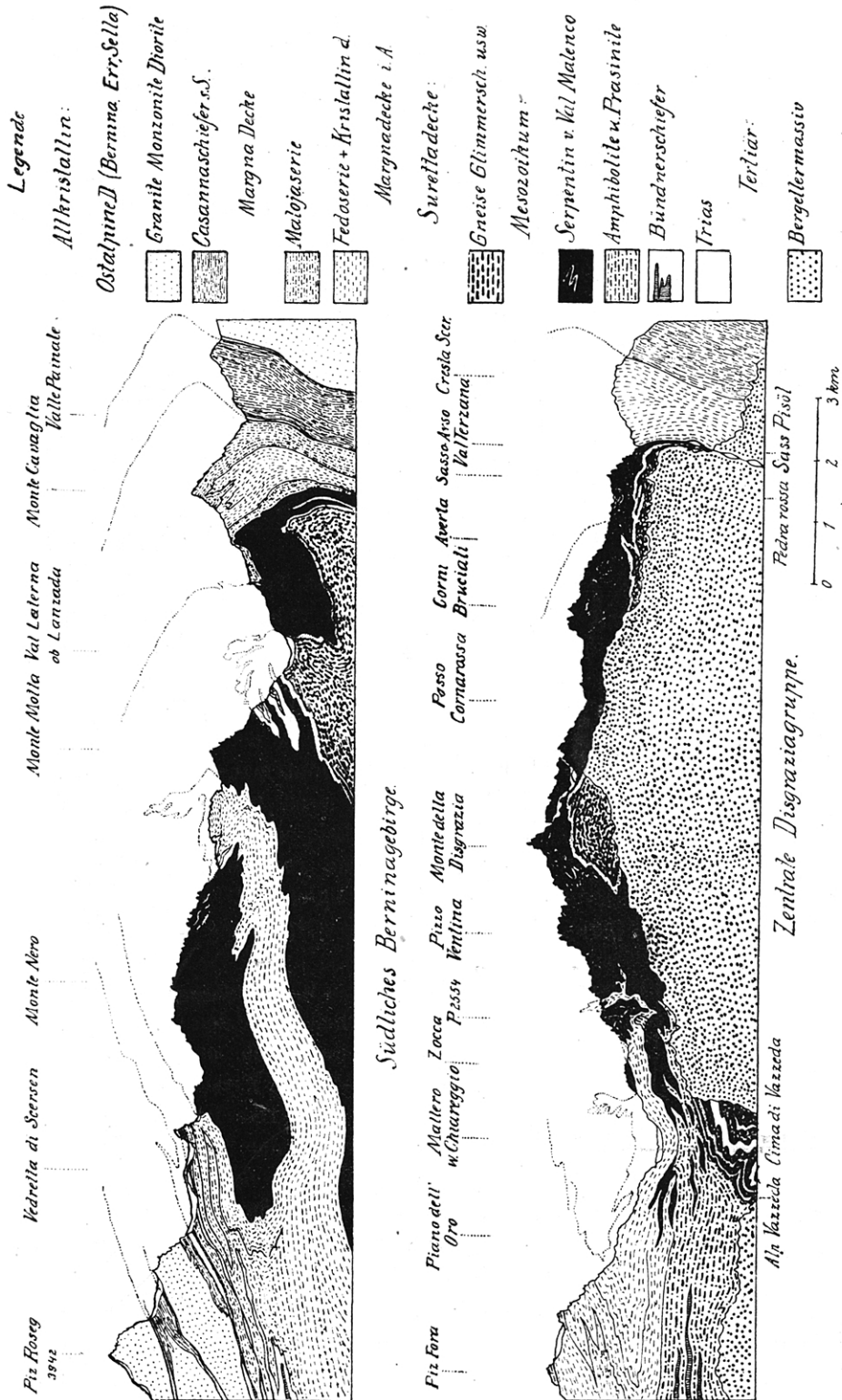


Fig. 35—36. Der Bau der südlichen Bernina- und der zentralen Disgraziagruppe nach R. Staub. Besonders interessant ist das posttektonische Bergellermassiv.

schuppt und in normal O—W-streichende Falten gelegt, sondern auch quer gefaltet. Die Trias besteht aus Rauchwacken, Dolomiten, Marmoren, auch spärlichen Tonschiefern. Das Rhät bilden schwarzgraue Tonschiefer. Der Lias zeigt prachtvolle Liasbrekzien, die völlig ident sind mit denen des Mont Dolin (der Hangendbrekzie der Dent Blanchedecke). Die marmorisierten Brekzien gehen in weiße und bunte Marmore über. Die jüngsten Schiefer sind „Bündnerschiefer“ mit spärlichen Ophiolithen.

Diese „Schamserdecken“ erinnern am meisten an die tiefsten Teile der Radstätterdecke. Die Schamserdecken sind jene Gesteine, die von Meyer und Welter zwischen Bivio und Innerferrara früher als obere und untere Klippendecke, als Brekziendecke beschrieben worden sind.

Über den Schamserdecken liegt der **Flysch des Oberhalbstein**. Es sind andere Gesteine als die tieferen Bündnerschiefer. Braune Quarzite, braune und gelbe Arkosen, Sandsteine mit viel Glimmer, grüne und gelbe Tonschiefer, Brekzien z. T., auch Konglomerate bilden zusammen mit mürben schwarzen Schiefern ein (vorderhand) unentwirrbares Ganzes (Staub). Diese Gesteine kann man ohne Unterbrechung über Piz Forbisch und Ablatsch, über Rofna und Tinzen nach Tiefenkastel und Lenz verfolgen und sie hängen hier unzweifelhaft mit dem **Prätigauer Flysch** zusammen. Den Leithorizont des Prätigau-flysches, den Ruchbergsandstein, konnte Arbenz bis nach Savognin verfolgen. Somit reicht der Prätigauschiefer vom Nordrand des Prätigau bis tief nach Oberhalbstein. Der südlichste Punkt ist der Piz Scalotta westlich von Bivio. Dieser Flysch transgrediert mit einem Basis-konglomerat (Brekzie von Tiefenkastel). Dieses Konglomerat fand Trümpy auch im Prätigau. Diese Basalbrekzie wäre nichts anderes als die Basalbrekzie der Niesenzone. Argand vergleicht die Tiefenkasteler Brekzie mit dem basalen Flyschkonglomerat der Aiguilles d'Arves. Es ist das Konglomerat, mit dem allgemein das Eozän transgrediert.

Im Aversertal findet sich dieser Flysch noch in geringer Mächtigkeit bei Juf. Im Süden liegt der Flysch deutlich unter den Ophiolithen der Plattagruppe, im Norden sehen wir ihn nach oben um sie herumbiegen. Es entsteht der Eindruck, daß der Flysch im Süden infolge Einwicklung unter den Ophiolithen liegt. Das ist in der Tat auch der Fall. Staub fand am Piz Scalotta, an der Errdecke, noch Flysch, und zwar in normaler Lagerung, also über den penninischen Gesteinen (Radiolariten) und unten den Triasgesteinen der Errdecke.

Über dem Flysch folgt in der Plattagruppe die **Ophiolithserie**, von Juf bis über den Piz Platta, und zwar sind es Grünschiefer. Diabase, Serpentin, Gabbro stellen sich mehr gegen Osten ein. Der Gipfel des Piz Platta selbst besteht aus Gabbro. Kontaktgesteine gleicher Art wie

im Engadin finden sich. In den Ophiolithen schwimmen Bündnerschiefer mit Marmoren, Radiolarite. Nach oben geht diese Zone in die Fallerfurka, das oberste Teilelement der Margnadecke, über. Dieser oberste Schieferkomplex besteht zum größten Teil aus Aptychenkalken (Hyänenmarmor) und Radiolariten. Nach oben entwickeln sich „bunte Schiefer“, die von Staub als Repräsentanten des Neokom und der Oberkreide angesehen werden. Die weißen und gelben Foraminiferenschiefer des Piz Scalotta sollen von Couches rouges nicht zu unterscheiden sein. Das wäre das erstmal, daß im penninischen Gebiet — wenn man eben die Margnadecke ins Penninikum stellt — Oberkreide erkannt wäre, dazu so tief im Süden, in der Wurzelregion der Alpen!

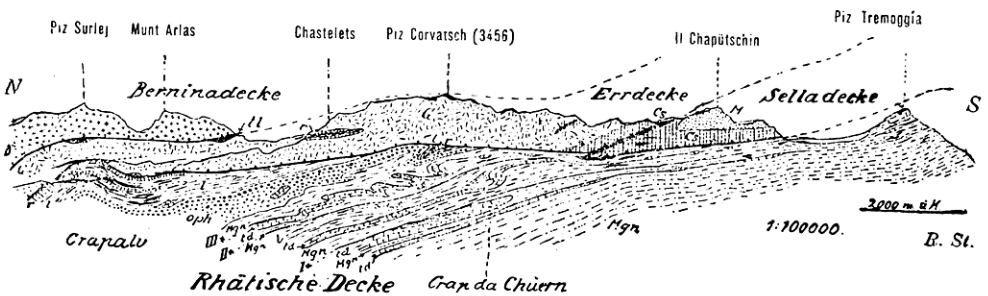


Fig. 37. Schematisches Profil durch die Corvatschgruppe nach R. Staub. D = Diorit, Gabbro usw. tl = Triaslinen von Err- und Selladecke. G = Granitmylonit. M = Monzonit. Cs = Casanaschiefer. r = Radiolarit. l = Liasschiefer und Hyänenmarmor. td = Triasdolomit. Mgn = Malojaserie. oph = Ophiolithe. r-oph = rhätische Decke. I—III Gneisschuppen der rhätischen Decke (Platta, Piz Chiuern usw.) Rhätische Decke = Margnadecke.

Flysch und Kreide bilden im Oberhalbstein nach Staub die obersten Glieder des Penninikum. Darüber folgt mit scharfer Überschiebungsfläche die ostalpine Decke, die Errdecke, die im Piz Scalotta eine isolierte Deckscholle bildet.

Die **ostalpinen Decken** werden mit Zündel und Staub in SO-Graubünden folgenderweise gegliedert. Die tiefste Decke ist die Err-Selladecke, dann folgt die Berninadecke, über der die Languarddecke. Alle diese Decken werden von Staub als unterostalpine Decken zusammengefaßt und von der mittelostalpinen Decke, der Campodecke überlagert. Die Campodecke trägt die Engadiner Dolomiten (Ortler) und wird selbst wieder von der obersten ostalpinen Decke, der Silvrettadecke, überschoben. Doch diese Decke kommt in SO-Graubünden im Bau nicht mehr zum Ausdruck. Sie liegt erst nördlich der Albulalinie in der großen Deckenmasse der Silvretta.

Die (tiefste) **unterostalpine Errdecke** läßt sich von der Deckscholle des Piz Scalotta über das Tal von Bivio auf die Ostseite verfolgen. Im Brascheng (Piz Nair) liegen die gleichen Glieder vor. Den

Kern der Decke bilden Granitmylonite und Casannaschiefer, dann konglomeratische Schiefer des Karbon, darauf Verrucano mit Porphyren (Nairporphyr). Der Liegendschenkel der Falte zeigt die Folge: Verrucano, Trias, Rhät, Lias. Diese Horizonte können natürlich auch tektonisch fehlen. So liegt nördlich des Piz Scalotta Altkristallin direkt auf penninischer Unterlage.

Die gewaltige **Querfaltung** des Gebietes erklärt Staub als Teilbewegung, entstanden bei der Vorwärtsbewegung der tieferen Gebirgs- teile unter der großen, ruhig darüber liegenden, ostalpinen Deckenmasse. Die Phase führte zu einer Zusammenpressung des tieferen Gebirges, zur Rückfaltung von Surettagesteinen in das Mesozoikum, zur Einhüllung der Ophiolithe im Malenco.

Die Errdecke ist der tiefere Lappen der untersten ostalpinen Decke, der höhere ist die **Selladecke**, die sich weit bis nach Tiefen- kastel nach Norden verfolgen läßt. Das Mesozoikum ist z. T. weit- gehend abgeschert.

Die Berninadecke. In der Mulde zwischen der Err- und der (Julier-) Berninadecke finden sich folgende mesozoische Gesteine: Bunt- sandstein, Rauhwacke und Gips, Dolomit, Raiblerschichten (rote glimmer- reiche Sandsteine, Brekzien, 1—2 m mächtig), Hauptdolomit (100 m), Mergelkalke des Rhät. Dann finden sich Kalke des Lias, dann Hierlatz- kalke. Im Piz Padella liegen auf Hauptdolomit direkt Liasbrekzien (mit bis $\frac{1}{2}$ m großen Hauptdolomitblöcken und kristallinen Komponenten). Liasschiefer mit Brekzienlagen sind bekannt, dann Aptychenschiefer (Hyänenmarmor von Cornelius), Radiolarit. Die obere Kreide (Gosau?) ist wahrscheinlich durch die Saluverschiefer, -Sandsteine und durch die mehrere 100 m mächtigen Saluverbrekzien vertreten. Diese führen bis $\frac{1}{2}$ m große Blöcke von Dolomit und (grünem Err-)Granit.

Die Berninadecke bildet eine weit nach Norden vorgreifende Decke, die im Kern das Kristallin der Bernina führt. Eine weitere Deckfalte ist dann die **Languard-** und die **Campodecke**. Da sich gerade an letztere die interessante Frage nach der Bedeutung des O—W-Schubes von Spitz, Dyrenfurth knüpft, so lasse ich die neuere ausführliche Darstellung von R. Staub wörtlich folgen, um so einen genaueren Einblick in die Streitfrage geben zu können.

„Der Sassalbo ist die trennende Sedimentmulde zwischen der Bernina-Languarddecke unten und der Campodecke oben. Während Trümpy und Staub den Sassalbo als nach Süden geschlossene, gegen Osten axial fallende Mulde erkannten, glaubten Spitz und Dyhrenfurth in demselben eine Quermulde, eine NS-streichende, gewöhnliche, wenig tiefe Mulde zwischen zwei kristallinen Massiven zu sehen. Trümpy und Staub nahmen einen Zusammenhang von Campo- und Languard- decke im Süden des Sassalbo, Spitz und Dyhrenfurth einen solchen

im Osten, unter der Sassalbmulde hindurch an. Jene ließen die Decken von Süden, Spitz und Dyhrenfurth jedoch von Osten her kommen.“

Staub sagt weiter:

„Das kristalline Grundgebirge zu beiden Seiten der Sedimentmulde ist völlig voneinander verschieden. Überaus reich ist der petrographische Gehalt des Campokristallins: er entspricht zum größten Teil dem der Tonale-Ivreazone. Biotitgneise, Biotitschiefer, Granitglimmerschiefer, Kinzigite mit Granat, Andalusit, Sillimanit und prachtvolle Amphibolite (beide Gesteinsgruppen denen von Bellinzona ähnlich), alte Muskovit- und Turmalinpegmatite, alte Marmore und Kalksilikatfelse bilden ein Hauptelement dieser kristallinen Serie. Daneben bauen biotitreiche, grobkörnige alte Granitgneise mit ihrer Schieferhülle große Teile des Gebietes auf. Nördlich Valle di Campo gesellen sich dazu die granitodioritischen Massen des Corno di Campo. Bemerkenswert endlich sind basische Gänge von Diorit- und Diabasporphyriten, die wohl bei genauerer Untersuchung den benachbarten Suldeniten und Ortleriten im oberen Veltlin entsprechen werden. In der Wurzel der Decke findet sich bei Campocologno, direkt beim Dorfe, ein prachtvoller Gabbro vom Typus derer von Le Prese im oberen Veltlin, und wie dort in Verbindung mit Granat und Cordieritgesteinen.“

„Das Kristallin der Languarddecke ist demgegenüber geradezu erschreckend einförmig. Keine Kinzigite, keine Amphibolite, keine Marmore und Pegmatite, keine Diorite, keine Biotitaugengneise, keine basischen Gänge, nur die einförmigen grauen, grünen, weißen, schwarzen Serizitschiefer und -Quarzite der Casannaserie mit den grünen Myloniten des Cavaglia-La Rösa-Granites. Ein größerer Gegensatz ließe sich gar nicht denken. Schon allein diese riesige Differenz in der Facies des kristallinen Grundgebirges spricht **gegen** eine direkte kurze Verbindung von Languard- und Campodecke **östlich** um den Sassalbo herum, und **für** eine Herleitung der oberen Decke aus dem weiter entfernten **Süden**.“

Die Stratigraphie des Sassalbozuges selbst konnten Staub und A. Jeannet gegenüber der bisherigen bedeutend erweitern. Schwarze und grüne Phyllite und Konglomerate stellen sie ins Carbon, z. T. ins untere Perm. Darüber folgt in beiden Schenkeln der Mulde der konglomeratische Verrucano, meist grün, selten rot, beinahe immer mit gut gerundeten Geröllen. Einer Mächtigkeit von über 100 m in der Languarddecke steht im sonst mächtigeren Mittelschenkel der Campodecke nur eine solche von wenigen Metern gegenüber.

Über dem Verrucano folgt die Trias. Wir können sie gliedern in Buntsandstein mit Quarziten, grünen Phylliten und Dolomitbänken, in plattige gelbliche Anisien-Kalke und -Dolomite und schwarzen Ladinien-

dolomit, in Keuper mit Raiblerbrekzien, -Schiefern und -Rauh-
wacken, in Hauptdolomit und Quartenschiefer. Diese Gliederung
ist vollständiger im Mittelschenkel der Campodecke, in den Gipfelwänden
des Sassalbo selbst. An Fossilien fanden sich Diploporen und Crinoiden.
Rhät ist im Gegensatz zu Spitz und Dyhrenfurth typisch vorhanden,
z. T. in der gleichen Facies wie am Piz Alv in der Berninadecke
(Brachiopodenkalke, Korallenkalke). Lias findet sich als Allgäu-
schiefer mit Brekzien. Rote Crinoidenkalke vom Steinbergtypus (Hier-
latzkalk) wechseln mit Schichten, die dem Ammonitico rosso gleichen.
Über dem Belemniten führenden Allgäuschiefer folgen weitere Mergel
und Schiefer, dann schwarze Kalke (die helvetischem Malmkalk recht
ähnlich sind) und polygene Brekzien. Letztere sind z. T. reine Dolomit-
brekzien. Die kristallinen Blöcke der polygenen Brekzie zeigen
5 m Länge, 2—3 m Breite. An einer Stelle fand Staub einen Block
50 m lang, 20 m dick. Diese kristallinen Blöcke gleichen gewissen
Gesteinen der Campodecke. Das Zement der Brekzie führt hier und da
Korallen und Belemniten. Darüber folgen Mergel- und Schieferhorizonte,
dann graue Fleckenkalke mit Kieselbänken (Neokom), dann feine
Dolomit- und Echinodermenbrekzien (z. T. mit Belemniten), die
ident mit der Tristelbrekzie des Rhätikon sind. Dann folgen
grüne, rote, weiße Mergelkalke, die von Staub und Jeanuet unbe-
denklich für Couches rouges angesehen werden (Senon).

Über die **Tektonik** sagt Staub folgendes:

„Diese ist äußerst kompliziert. Der ganze Sassalbo läßt sich
vorderhand in drei Komplexe gliedern.

Der untere umfaßt den Sedimentmantel der Languarddecke, dessen
Verrucano, Trias und Lias mehrfach miteinander verschuppt und über-
einander nach Norden geschoben sind. Der Verrucano dieser Schuppen
hängt immer im Süden mit dem Hauptkomplex der Verrucanomassen der
Languarddecke zusammen, die Schuppen stammen also aus dem Süden.

Das obere Stück des Sassalbo besteht aus der verkehrten Sediment-
serie der Campodecke. Sie bildet einen Mittelschenkel, der viel mächtiger
ist als der normale Schenkel der Languarddecke. Auch dieser obere
Sedimentmantel ist stark verschuppt, so daß Trias und Lias mehrfach
übereinander liegen. Dolomite und rote Liasbrekzien bilden diese oberen
Sassalboschuppen am Gipfelbau des Sassalbo selbst. Auch sie zeigen
Vorfaltung gegen Norden, auch sie stammen also aus dem Süden.

Der mittlere Komplex des Sassalbo bildet den ausgesprochenen,
komplizierten Muldenkern. Er umfaßt die Hauptmasse der Allgäuschiefer,
Malmbrekzien und Kreidegesteine. Durch zwei große liegende Antiklinal-
stirnen von Trias und Liasbrekzien wird dieser Muldenkern in drei tief-
greifende, liegende, jurassisch-kretazische Muldenzüge zerlegt, die sich
weithin verfolgen lassen. Sowohl die Triasstirnen, wie die Umbiegungen

der Muldenzüge streichen alle normal, d. h. E \pm W, die Triasstirnen schauen gegen N., die Kreidemulden endigen im S, der ganze Komplex zeigt also deutlich Überfaltung von Süden her. Von Süden her drückt sich auch das Campokristallin in Form einer Unterschiebung in die Sassalbozone hinein, und die Umbiegungen dieser Unterschiebungslinien laufen gleichfalls EW.

Der ganze Sassalbozone enthält sich also als ein einheitliches Paket von Süden nach Norden bewegter Schuppen, die nur unter dem Vordringen einer von Süden nach Norden wandernden Campodecke verständlich sind, undenkbar und mechanisch unmöglich aber bei einer Ostwestbewegung derselben. Nirgends in der ganzen Sassalbozone ist eine Antiklinale zu finden, die nach Westen vorgetrieben wäre. Auch im überliegenden Kern der Campodecke fehlen solche: hingegen sind dort liegende Falten mit EW streichenden Stirnen prachtvoll zu sehen, so am Pizzo di Sena, und in Valle del Teo. Ähnliches beobachten wir in Valle di Campo am Corno di Dosde. Diese Falten sprechen überzeugend gegen jeden Ostwestschub. Die Campodecke wanderte wie alle andern alpinen Decken von Süden nach Norden.“

Mittelbünden. Deckengliederung. Die neueren geologischen Untersuchungen in Mittelbünden von J. Cadisch, W. Leupold, H. Eugster und R. Brauchli erstrecken sich auf das ganze Gebiet, das zwischen Zuoz im Inntal, dem Albulapaß, Tiefenkastral, Churwalden, Langwies und Klosters liegt, ein Gebiet, von dem die Gliederung der ostalpinen Decken auch durch Hoeck, Zyndel, Seidlitz, Trümpy ausgegangen ist.

Nach den neueren Untersuchungen lassen sich in Mittelbünden folgende größere Einheiten unterscheiden (von oben nach unten):

5. Silvrettadecke mit einem normalen und einem verkehrten Schenkel.
4. Decke der Arosa-Dolomiten.
3. Die Aroser Schuppenzone.
2. Die Falknis-Salzfluhdecke.
1. Basale Bündnerschieferdecken.

Die **basalen Bündnerschieferdecken** finden sich von Klosters bis nach Tiefenkastral, liegen im allgemeinen flach, bestehen aus den gleichen Gesteinen wie der Prätigauer Flysch. Zu tiefst liegen die (jurassischen) Schistes lustrés. Denen sind (wahrscheinlich) die eigentlichen Prätigauschiefer aufgeschoben, zu tiefst liegt wieder die (500 m starke) tertiäre Flyschserie (Gandawaldschichten), dann folgen: der Ruchbergsandstein (ca. 100 m), die Aebigratschichten (ca. 100 m). Die Ganeysschichten sind fraglich.

Die **Falknis- und Sulzfluhdecke** zeigen helvetische und penninische Anklänge und bilden nach Cadisch Teildecken einer Stammdecke. Die Falknisdecke zeigt im allgemeinen die gleiche Zusammensetzung wie im westlichen Rhätikon. Cadisch möchte dabei die Eisen-Mangansandsteine eher dem Dogger zuweisen. Die Falknisbrekzie ist gut entwickelt. Der „Falknisgranit“ der Brekzie findet sich in drei großen Blöcken. Es sind Gesteine, die vom Albula-, Err-, vom Tasnagranit nicht zu unterscheiden sind. Die Schichtfolge reicht vom Jura bis in den Flysch. Die Trias fehlt tektonisch, auch das Grundgebirge. Die Sulzfluhdecke enthält Granitfetzen, Triasdolomit, Lias in Steinsbergfazies. Brekzien sind vorhanden. Sandsteine bilden den Sulzfluhdogger, das Tithon der Sulzfluhkalk (Pretschkalk). In dieser Gegend hat die Sulzfluhdecke auch Kreide, die mit der der Falknisdecke vollständig übereinstimmt. Sämtliche Horizonte wurden gefunden, also Neokom (Kieselkalke), Tristelbrekzien, Gaultsandsteine, Couches rouges. Tertiärflysch fehlt dagegen.

Die **Aroscher Schuppenzone** (Aroscher Weißhorn, Parpaner Schwarzhorn) zeigt bereits ostalpine Merkmale. Es ist faziell keine einheitliche Zone. Es gibt kaum einen Horizont, der nicht Brekzien führte. Es scheiden sich zwei mesozoische Reihen, eine ohne und eine mit Brekzien.

Die Schichtreihe mit nicht brekziösem Mesozoikum zeigt (im Weißfluhgebiet) Casannaschiefer (fast ident mit solchen der Bernina!) mit paläozoischen Marmoren. Dann finden sich noch injizierte Paragneise. Diese Gesteine bilden die Basis.

Dann folgen: Buntsandstein (mit Quarziten) mit noch unvollständig entwickelter Trias und lokal entwickelten Rauhwacken, Gips (Raiblerschichten?) und wahrscheinlich Hauptdolomit (100 m) mit Rhät. Hierlatzkalke, rote Cephalopodenkalke, Fleckenmergel, Streifenschiefer von Theobald (= Brekzien) bilden den Jura. Dazu kommen Radiolarite und Aptychenkalke. Also eine vollständig ostalpine Serie.

Dagegen zeigt das Mesozoikum in Brekzien- und Sandsteinfazies folgenden Aufbau. Zwei Gesteinstypen liefern hauptsächlich die Komponenten: der Hauptdolomit und das Kristallin. An der Weißfluhwestwand geht der Hauptdolomit in Brekzien über, die fast nur aus Dolomit bestehen. Dann folgen polygene Brekzien. Diese Brekzie geht in Liasschiefer über. Polygene Weißfluhbrekzie liegt in verkehrter Lagerung unter Aptychenkalk. Aus diesen und anderen Befunden wird geschlossen, daß die Brekzienbildung von der Triaszeit bis in das jüngere Mesozoikum andauert. Wenn man sich an die Verhältnisse in den Ostalpen erinnert, so kommt man zur Vorstellung, daß manches der Weißfluhbrekzie vielleicht Cenoman-Gosau sein dürfte. In der Aroscher Schuppenzone finden sich häufig basische Eruptiva, die auch

primär Kontakte mit den Gesteinen (auch mit denen der Sulzfluhdecke) erkennen lassen.

Die **Decke der Aroser Dolomiten** liegt ebenfalls noch unter dem Kristallin der Silvretta und ist die direkte Fortsetzung der Engadiner Dolomiten (über Albula). Diese Decke ist typisch ostalpin, hat Buntsandstein im Werfener Niveau, Kalke im Anisischen (*Dacocrinus gracilis*), Dolomite im Ladinischen, wahrscheinlich Raiblerschichten im Karnischen (die aber tektonisch fehlen!), Hauptdolomit im Norischen, Kalke im Rhät (die sehr typisch sind für diese Entwicklung!), Allgäuschiefer im Lias. Die höheren Niveaus fehlen tektonisch.

Die **Silvrettadecke** besteht aus dem alten Grundgebirge von Orthogneisen, Graniten, kristallinen Schiefen. Darauf liegt diskordant die typisch ostalpine Schichtfolge. Paläozoikum fehlt. Nur Quarzporphyre des Perm sind vorhanden, an dessen Basis Konglomerate und Quarzite (Schiefer) liegen. Darüber folgt die ostalpine Trias vom Typus der Arlbergtrias.

Die **Tektonik Mittelbündens** ist eine sehr komplizierte, die Hauptzüge sind: Die Decken liegen mehr oder weniger flach übereinander, z. T. sind sie eingewickelt. Dabei zeigen die Decken zweierlei Streichen. So streicht die Silvretta SW—NO. Das gleiche Streichen zeigen auch die Schuppen. Das ist das ostalpine Streichen, das auf einen Schub SO—NW zurückzuführen ist. Dagegen zeigt die Albulazone O—W-Streichen. Es ist das (jüngere) penninische Streichen. Dabei ist der Südrand der Silvrettadecke mit seinem Kristallin in die Aeladecke von Zyndel = in die Aroser Dolomitenzone eingewickelt, in jenes Band mesozoischer Gesteine, die die Verbindung der Aroser Dolomiten mit den Engadiner Dolomiten, mit dem Ortler, herstellen. Das ist die Aeladecke der Albulagegend.

Die Einwicklung der Silvrettadecke in die tiefere Unterlage zeigt sich in den komplizierten Lagerungsverhältnissen des Parpaner Rothorn, Dort bohrt sich Silvrettakristallin mit verkehrten mesozoischen Bildungen in die Aroser Dolomiten ein. Die Einwicklung der Aroser Dolomiten durch das Kristallin zeigt sich auch im Norden bei Davos.

Die komplizierte Tektonik Mittelbündens wird übersichtlich durch die beigegebene Karte (Tafel I) samt dem Profil veranschaulicht (Fig. 38).

Die Wurzeln der Decken und ihre Beziehungen zu den Klippen der Schweiz. Beim Vergleich mit den anderen alpinen Gebieten der Schweiz kommen die obigen Autoren zur Anschauung, daß die Schichtfolge der Aroser Schuppenzone auf die Brekziendecke der Freiburger Alpen hinweist. Verrucano, Buntsandsteinquarzit, Rauh- wacke, Gips, Triasdolomit, Rhätkalk sind gemeinsame Schichtglieder der beiden Schubmassen. Der Brèche inférieure entsprechen die tieferen

älteren Brekzienlagen der Weißfluh, den Schistes ardoisiers die oft radiolarienführenden Aptychenschiefer, der Brèche supérieure die bei Wallbrunnen den Schiefen und Kalken aufgelagerte jüngere polygene Brekzie.

Der Schuppenzone entstammen auch die Gesteine der rhätischen Decke. Cadisch meint, ob nicht Brekzien- und rhätische Decke der Westalpen zweierlei Faziestypen verschiedener Teildecken ein und derselben tektonischen Einheit repräsentieren.

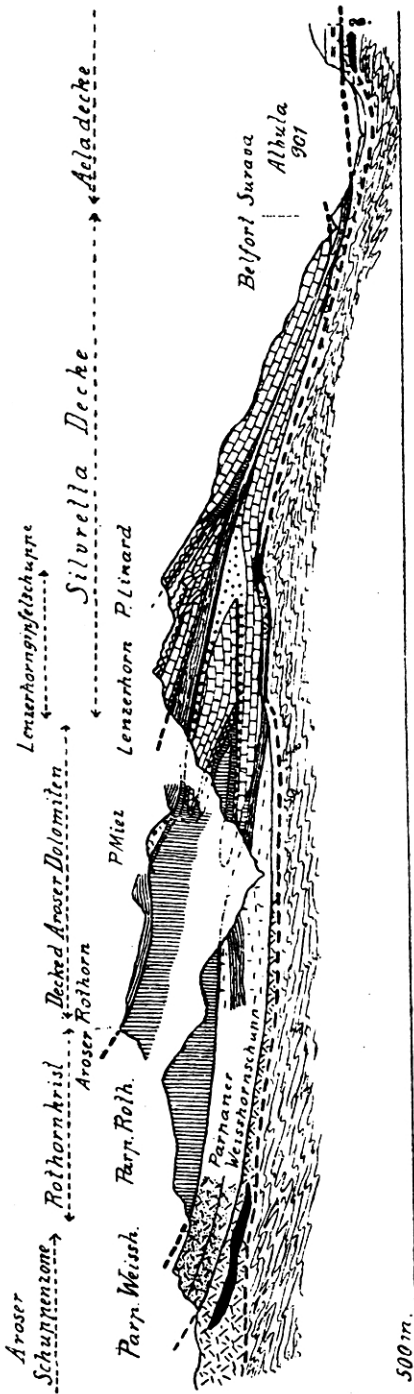
Die Falknis- und die Sulzfluhdecke werden auf Grund der großen Faziesähnlichkeit ebenfalls als Teildecken einer Stammdecke betrachtet. Und zwar soll diese die Albula-Errdecke des Oberhalbstein sein, als der Komplex der Decken, der unter der Berninadecke liegt, denn der Tasnagranit, der Sulzfluhgranit ist mit dem Albula-Errgranit ident, die Falknisbrekzien mit den Brekzien der Errdecke.

Zudem zeigt sich, daß die Aroser Schuppenzone nur aus der Zone der Bernina-Languarddecke stammen kann. Denn die Aroser Dolomiten sind ident mit den Engadiner Dolomiten.

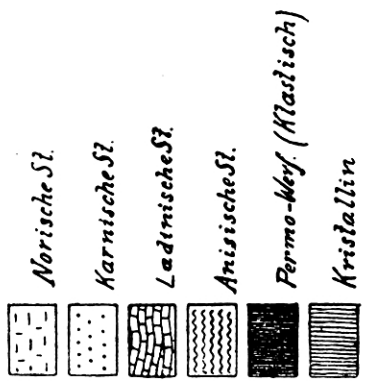
Nach Cadisch zeigen die Gesteine der Aroser Schuppenzone auf die Bernina-Languarddecke. Die Paragneise, der Gips, die Rauhwacken, der Hauptdolomit, das Rhät, die Liasschiefer der Bernina- und Languarddecke sind von den gleichen Gesteinen der Aroser Schuppenzone nicht zu unterscheiden.

Das ist also eine andere Parallelisierung dieser Decken mit denen der Freiburger Alpen, als Staub angegeben hat. Nach Staub liegt vor allem die Brekziendecke primär unter der Sulzfluhdecke, stammt also aus der tieferen Deckenserie, aus der Err-Selladecke, während die Klippendecke in der Berninadecke wurzelt. Die Brekziendecke liegt nach Staub, Lugeon und Jeannet infolge Einwicklung sekundär über der Klippendecke. Ursprünglich lag sie unter, bzw. südlich der Klippendecke.

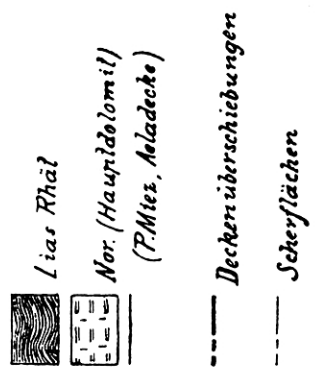
Der Rhätikon. Allgemeines. Schon Escher v. d. Linth erkannte, daß der Rhätikon von drei Seiten von Flysch umfaßt würde. 1859 grenzte v. Richthofen das Triasgebirge näher ab. 1872—73 gliederte dann v. Mojsisovics den Rhätikon. 1897 vermutete Schardt bereits größere Überschiebungen. Zu gleicher Zeit erkannte Rothpletz die Wurzellosigkeit des Rhätikon. Lugeon wies 1902 auf die große Ähnlichkeit des Baues des Rhätikon mit dem Chablais hin und vereinigte, wie Trümpy sagt, „auf glücklichste Weise“ alle damals bekannten Tatsachen zu einem Gesamtbilde, das auch heute noch im wesentlichen gilt. 1912 gibt Mylius eine Darstellung des Rhätikon. 1916 erschien die eingehende Zusammenfassung des Rhätikon von D. Trümpy, der wir hier folgen.



Silvretladecke:



Decke der Arosar Dolomiten:



Arosar Schuppenzone

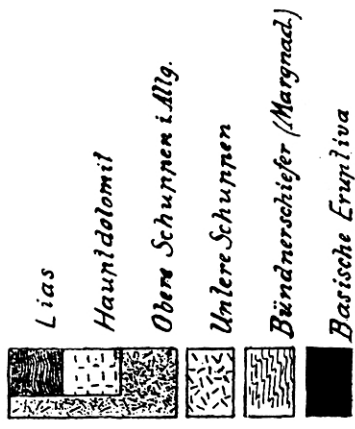


Fig. 38. Bauformel des Gebirges von Mittelbünden von J. Gadisch.

Deckengliederung. Trümpy unterscheidet folgende Decken:

9. obere ostalpine (Silvretta-) Decke mit mehreren Teildecken.
8. untere ostalpine Decken (Brekzien des Bettlerjoches).
7. rhätische Decke.
6. Sulzfluhdecke.
5. Falknisdecke.
4. Prätigauschiefer.
3. Triesner- und Vorarlberger Flysch.
2. südliche Fläischerbergschuppe (Süden).
1. Säntis-Drusbergdecke (im Norden).

1. Die **helvetische Decke** findet sich im westlichen Rhätikon am nördlichen Fläischerberg und bei Feldkirch. Dogger-, Malm-, Unterkreide sind in der Fazies des Alviergebietes entwickelt. Am südlichen Fläischerberg tritt nochmals Jura auf, wahrscheinlich eine höhere Schuppe bildend, die der Unterkreide des nördlichen Fläischerberges aufgeschoben ist. Die helvetische Kreide von Feldkirch ist die Kreide der Drusbergdecke und noch südlicher gelegener helvetischer Gebiete, die aber westlich des Rheines fehlen.

2. Der **Prätigauer Schiefer** wird von Trümpy folgenderweise gegliedert:

- a) Schiefer unbestimmten Alters, Schistes lustrés (metamorph).
- b) Prätigauflysch, Tertiär (wenig metamorph).
 1. Gandawaldserie (unterer Flysch) mit Orthophragminen und polygenen Konglomeraten.
 2. Ruchbergsandstein mit Nummuliten, Eozän (Roßbrekzie von Paulcke?).
 3. Aebigratschichten. Plattenkalke mit Helminthoideen, Globigerinenschiefer.
 4. Ganeysschiefer, Fucoidenschiefer. Oligozän?

Zwischen dem Schistes lustrés und dem Flysch ist keine genaue Grenze zu ziehen. Die Schistes lustrés sind wahrscheinlich Jura. Besonders interessant erscheinen die Trümmer kristalliner Gesteine im Ruchbergsandstein, so Gneise, grüne Granite (meist wenig mylonitisiert). An sedimentären Gesteinen finden sich Jura und Kreidesteine vom Falknistypus.

Nach Trümpy ist der Prätigauschiefer lithologisch durchaus jenen Flyschdecken anzuschließen, welche die Gurniglzone und ihre Verlängerung, die Aiguille d'Arves und das Embrunais, andererseits die Niesenzone und das Briançonnais aufbauen.

Der **Vorarlberger (und Triesner) Flysch** ist nach Trümpy das Äquivalent des Wildflysch. Der Triesner Flysch dürfte ins Liegende des Vorarlberger Flysches gehören. Kreide ist im Vorarlberger Flysch

nicht bekannt. Die Mächtigkeit ist 1000 m. Tektonisch sind diese Flyschmassen (nach Trümpy) tiefer als der Prätigauflysch.

Die **Falknisdecke** ist eine stratigraphische und tektonische Einheit, die mit Trias beginnt und bis in das Eozän (Lutétien) reicht. Zwei große Transgressionen treten hervor, die der Oberkreide und die des Flysches. Die Serie hat stark klastischen Charakter. Diese Decke findet sich bis tief hinein nach Süden (bis Parpan). Sie kommt auch noch im Engadiner Fenster vor (Tristelkalk Paulckes).

Die Trias besteht aus Quarzit, Gips, Dolomit, grünen Mergeln, ist wenig mächtig. Der Jura wird 300—500 m mächtig. Sicher ist daraus das Tithon bekannt. Im Lias finden sich schwarze Tonschiefer, im Dogger (Argovien, Oxford) grüne Mergelschiefer, schwarze Ton- und Kalkschiefer und polygene Konglomerate. Der mittlere Malm kann bis 300 m mächtig werden und besteht aus Kalken, Kalkschiefern, Kalkbrekzien und polygenen Konglomeraten (Falknisbrekzien). Das Tithon bilden Kalke mit Kieselausscheidungen, Riffkalke, polygene Konglomerate. Der Riffkalk hat große Ähnlichkeit mit dem Sulzfluhkalk. Im Neokom folgen Fleckenmergel mit Sand-, Tonschiefern und Sandkalken. Auch Echinodermenbrekzien sind vorhanden, ferner polygene Brekzien. Das Urgo-Aptien wird von der Tristelbrekzie (Tristelkalk) gebildet, während im Gault die Hauptmasse ein (dunkler) Sandstein bildet (Ölquarzite, Kieselkalke). Polygene Brekzien deuten auf ostalpinen Ursprung. Die Oberkreide liegt transgressiv in der Form der Couches rouges (grauweißer flaseriger Kalk, auf dessen Bruch Foraminiferen als schwarze Punkte erscheinen. Das Hangende bilden Senonmergel (Senonflysch), die nur lokal auftreten. Sie enthalten auch polygene Brekzien (Granite). Der Flysch (Eozän) ruht transgressiv auf Gault mit basalen Geröllen 100 m mächtig.

Die **Falknisbrekzie**. Besonders interessant sind in der Falknisdecke die polygenen Falknisbrekzien des Jura mit Granitgeröllen, die von jeher mit dem Julier- und Albulagranit verglichen worden sind. Die Gerölle sind mylonitisiert, nicht aber das Bindemittel. Gewisse Diorite sind ident mit solchen der Bernina. Andere Gesteine weisen auf die Languarddecke. Lorenz hielt die Falknisbrekzie für eine primäre Brandungsbrekzie und zugleich für eine sekundäre Faltungsbrekzie. Tarnuzzer hielt sie für Schutt, die durch Eisströme aus der Bernina ins Meer gelangten. Die polygenen Brekzien der Falknis finden sich fast in allen Horizonten. Die Konglomerate liegen mit oft 2 m großen Blöcken inmitten bathyaler oder neritischer Ablagerungen. Lagunäre Schichten fehlen. Die Gerölle wurden von submarinen Rücken (Geantiklinalen) abgeleitet, deren Scheitel aus grünen Graniten usw. bestand. Von hier rollten die Gesteine in die vorliegende Tiefzone des Meeres.

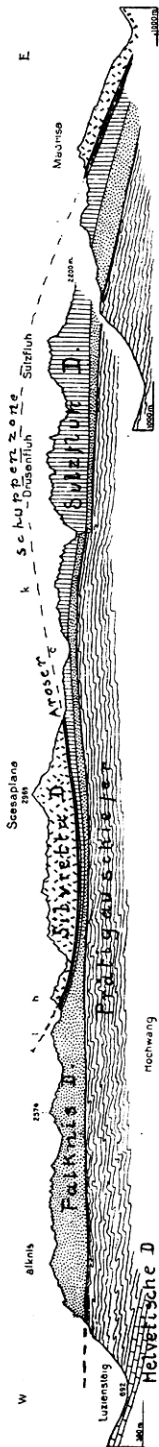


Fig. 39. Bauformel der Südseite des Rhätikon gegen die Silvrettagruppe nach J. Cadisch. Mit Ergänzungen von L. Kober.

Die **Sulzfluhdecke**. An der Basis liegen (grüne) Granitfetzen, Chloritschiefer und Gneise. Die Hauptmasse bildet der helle Sulzfluhkalk, ein Riffkalk des Tithon, der von Couches rouges der Oberkreide überlagert wird (transgressiv). Die Decke ist weitgehend laminiert.

Die **rhätische Decke** besteht überhaupt nur aus lokal auftretenden Schollen von Radiolariten des Tithon und basischen Eruptiven (Diabasporyriten mit ihren spilitischen und variolitischen Abarten).

Die **Brekzien des Bettlerjoches** (Brekziendecke?) bestehen aus Myloniten und sedimentären Brekzien. Letztere zeigen fast nur Dolomitkomponenten. Das Zement ist ein schwarzer Sandkalk (mit Foraminiferen). Trümpy hält diese Brekzien für Liasbrekzien. Andere Brekzien dürften Cenoman (Gosaukonglomerat) sein. Diese Brekzien kann man vom Mylonit nicht trennen!

Die (**ostalpine**) **Decke des Rhätikon** zeigt bereits die typische ostalpine Entwicklung aus Buntsandstein, Muschelkalk (Reiflinger- und Daonellschiefer, Partnachschiefer, Arlbergkalk und Arlbergdolomit), aus Raiblerschichten (Sandsteine, bunte Mergel mit Diabas und Tuffen), Hauptdolomit (bis 1000 m mächtig!). Jüngere Schichten fehlen im westlichen Rhätikon.

Die **Tektonik des Rhätikon** zeigt in seiner Gesamtheit das Bild flach übereinander liegender Überschiebungsmassen verschiedenster Größe, die alle auf einem Sockel von Flysch (Prätigauschiefer) schwimmen. Alle diese Decken sind passiv verfrachtet, vom Grundgebirge abgeschert (Abscherungsdecken). Die Decken sind miteinander verfaltet, eingewickelt. Ein großartiges Beispiel dafür ist nach Trümpy die Einwicklung der Zimbafalte in die Scesaplanaschuppe. Die häufigste Art der Einwicklung ist, daß sich die tieferen Decken über die höheren legen. So tritt von unten her die rhätische Decke in die ostalpinen ein, oder auch der Flysch. Die triadischen Schollen zeigen ein deutliches SW—NO-Streichen.

An großen Überschiebungsflächen finden sich im Rhätikon nach Trümpy zwei. Die tiefere

liegt an der Basis des Prätigauschiefers, die vor sich die Falknisdecke herschiebt. Der Prätigauschiefer endet mit drei Stirnen. Nach Trümpy wäre der Prätigauschiefer die abgeschobene jüngste Hülle penninischer Decken, der TamboSurettadecke. Die zweite große Überschiebungsfläche ist die der ostalpinen Decke. An ihrer Basis liegen die Schollen der Sulzfluh- und der rhätischen Decke. Das tiefste basale Glied bildet die helvetische Serie. Die Kreide und das Eozän ist dabei abgeschoben und nach Norden verfrachtet. Nur Jura und untere Kreide ist zurückgeblieben. Sie bilden den Fläscherberg. Auch der Vorarlberger Flysch ist eine tiefere (helvetische), abgeschobene, passiv verfrachtete Masse.

Trümpy unterscheidet für den Rhätikon folgende **Faltungsphasen**:

1. Ostalpine Phase. Überschiebung der ostalpinen Decken, der rhätischen und der Sulzfluhdecke. Anlage der Falknisdecke. Schubrichtung SO—NW. (Älteste Phase.)

2. Frühpenninische Phase. Ausbildung der Falknisdecke. Überschiebung von ostalpiner + rhätischer + Sulzfluh- + Falknisdecke auf Flysch. Mylonitisierung der Sulzfluh- und der rhätischen Decke. Anlage der ostalpinen Teildecken. Anlage der helvetischen Decken.

3. Helvetische Phase. Überschiebung der helvetischen Decken.

4. Spätpenninische Phase. Überschiebung der Decken auf die Molasse. Abscherung der helvetischen Wurzeln. Ausbildung der ostalpinen Teildecken. Obermiozän bis pliozän.

Für die Überschiebung der ostalpinen Decken muß ein Schub von SO gegen NW angenommen werden. Besonders die Zimbalpalte und ihre Einwicklung in die Scesaplanaschuppe im Gebiete des Brandnertales streicht SW—NO, d. i. in ostalpiner Richtung. Dagegen zeigen sich im Prätigauschiefer O—W-streichende Falten, d. i. die penninische Richtung.

VII. Die Ostalpen

Die westlichen Zentralalpen und das Engadiner Fenster

Allgemeines. Wir betrachten hier kurz den westlichen Teil der Ostalpen mit dem Engadiner Fenster.

Das **Silvrettamassiv**, schon von Studer als solches beschrieben, zeigt sich nach den neueren Erfahrungen als ein riesiges Deckenmassiv, das im ostalpinen Deckenbau zweifellos zu oberst liegt, die oberste Stirn des ostalpinen Grundgebirges bildet. Wir bezeichnen daher allgemein die Silvretta als obere ostalpine Decke.

Wir haben ihre Unterlage im Prätigau, in Mittelbünden kennen gelernt und haben gesehen, daß sich dort die zwischen dem Prätigauer Schiefer und dem Silvrettakristallin auftretende Aufbruchzone in die Falknis-, Sulzfluh-, in die Aroser Schuppenzone, in die Aroser Dolomiten teilen läßt. Wir werden sehen, daß wir im Fenster des Engadin dieselben Einheiten wieder in der gleichen Position antreffen. Vorerst wird es notwendig sein, das Silvrettamassiv kurz zu kennzeichnen.

Die **Gesteine der Silvretta** haben im allgemeinen eine geringe alpine Dislokationsmetamorphose und zeigen relativ gut ihren alten Kata-Regionalmetamorphismus. Das Silvrettamassiv ist in seinen Gesteinen ziemlich von denen der mittleren ostalpinen, der Campo-decke, verschieden. Der Silvretta fehlen oder sind selten: Gabbro, Syenite, Diorite, Serpentine, Casannaschiefer, also Gesteine, die man häufig in tieferen ostalpinen Decken findet. Die Silvrettagesteine haben in Summe ihre nächsten Verwandten etwa im Seengebirge, also in Zonen, die als Wurzel angesprochen werden. Die Haupttypen der Silvrettagesteine sind nach Alb. Heim: Paragneise, Glimmerschiefer, Orthogneise (Augengneise und Aplitgneise). Dann sind Amphibolite häufig. Kontaktgesteine sind ebenfalls oft zu beobachten. Eingefaltet, manchmal mit Verrucano finden sich schwarze Schiefer (Karbon?).

Die **Tektonik** des Silvrettamassivs zeigt SSW—NNO-Streichen (Schieferung). In Summe bildet das Silvrettamassiv eine riesige Deckscholle, die flach dem basalen Gebirge aufliegt. Die Wurzel der Silvrettadecke wird von den Schweizer Geologen südlich des Tonale, im dinarischen Lande angenommen.

Die Silvretta liegt als Deckscholle im Westen dem Prätigauflysch auf (mit Zwischenlagerung der unterostalpinen Deckenreste!), im Süden gegen den Albula hebt die Decke aus. Da kommen dann die unterostalpinen Elemente heraus. Im Osten liegt die Silvretta auf den Schiefern des penninischen Engadiner Fensters. Im Norden stößt die Silvretta mit meist anomalem Kontakt an die Kalkzone. Im Nordosten zugleich legt sich zwischen beide die Phyllitzone von Landeck, in der vielleicht ein Rest der östlichen Grauwackenzone zu erkennen ist. Zwischen dieser Phyllitzone und dem Nordrande des Engadiner Fensters (bei Prutz) hängt die Silvrettamasse mit der Ötztalermasse direkt zusammen, während sonst überall das Silvrettamassiv von den tieferen ostalpinen kristallinen Massen durch anomale Kontakte getrennt ist. So ist ihre oberste Lage vollständig sichergestellt.

Das Fenster von Gargellen. Wenige Kilometer vom Erosionsrande der Silvrettadecke auf das Prätigauer Schiefergebirge erscheint im Tale von Gargellen nochmals auf einer Strecke von ca. 7 km unter der flach nach Osten einfallenden Silvrettascholle das basale Gebirge. Nach Seidlitz bildet Flysch das Tiefste. Dann folgt die Sulzfluhdecke

mit Granit und Sulzfluhkalk, darüber offenbar die Aroser Schuppenzone (mit Verrucano), endlich das Silvrettakristallin.

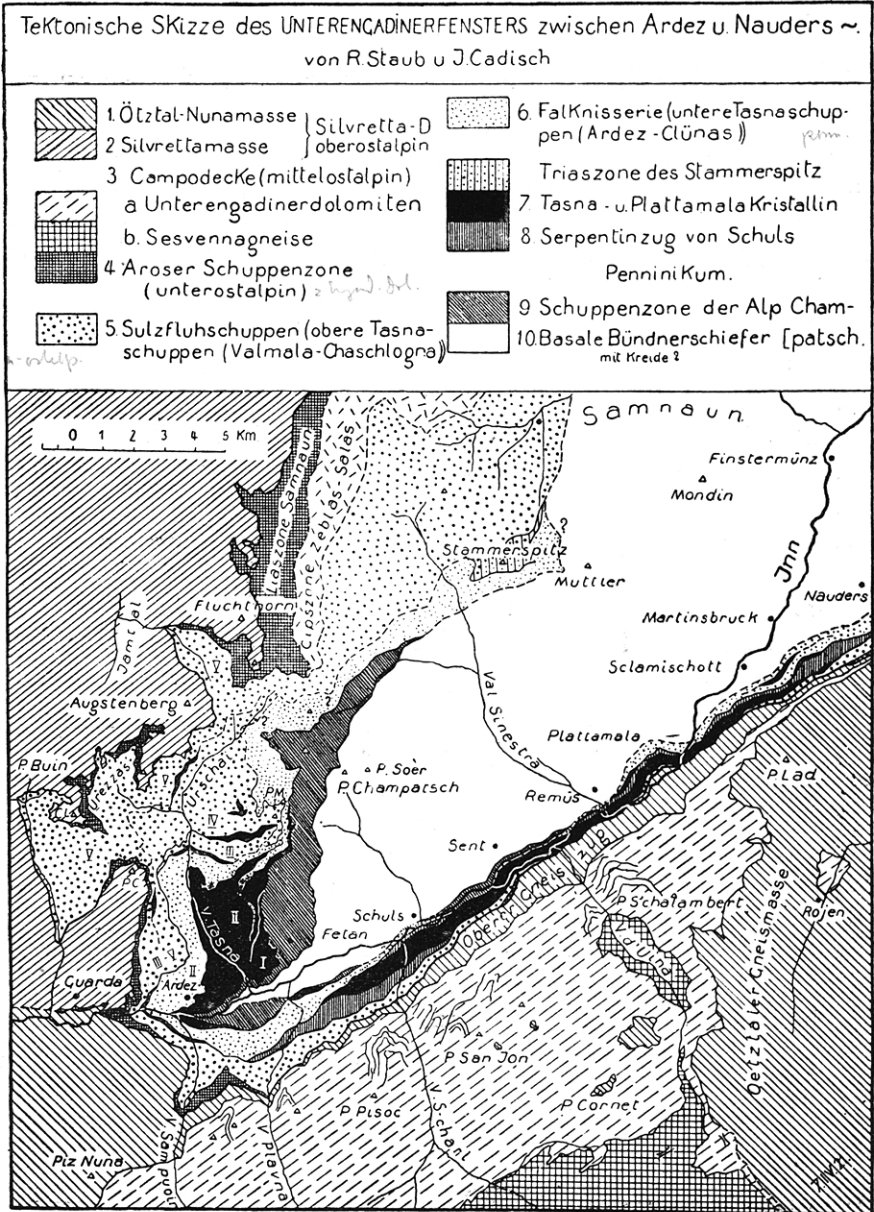


Fig. 40.

Das Engadiner Fenster erscheint längs des Inn auf der Strecke von Schuls bis Prutz im Norden. Das Fenster ist ca. 50 km lang und 15 km breit. Es wird allseitig von Altkristallin umschlossen. Und zwar

ist es im Westen das Silvrettamassiv, im Osten zum größten Teil das Ötztalermassiv. Im Süden treten die Engadiner Dolomiten nahe an das Fenster heran.

Im Engadiner Fenster erscheint weithin wieder das penninische Gebirge und darüber die ostalpinen Deckenmassen. Termier und Blaas haben zuerst auf die Fensternatur dieses Gebietes hingewiesen. Steinmann und Paulcke haben die Fensternatur aufzuzeigen versucht. Hammer, Ampferer, Spitz und Dyrenfurth leugneten oder leugnen noch jetzt den Fenstercharakter des Unterengadin. In neuerer Zeit haben Staub und Cadisch folgende **Zusammenfassung** des Baues, besonders des **südlichen Teiles** gegeben.

In der Südwestecke des Unterengadiner Fensters lassen sich trennen:

- I. Die Silvrettadecke.
- II. Die Radiolaritzone Pitz Cotschen—Fuorcha d'Urschai.
- III. Die Kreide-Ophiolithschuppe der Furcletta.
- IV. Die Malm-Liasschuppen des Kronenjoches.
- V. Die Schuppen von Val Tasna.
 1. Chaschlogna mit dem Granit von Urschai.
 2. Tschainchels, mit dem Kristallin des Lai Mischun.
 3. Valmala, mit dem Granit von Valmala.
 - 1—3 sind nach Staub Äquivalente der Sulzfluhdecke, bezw. der Languarddecke.
 4. Ardez, mit dem Haupttasnagranit.
 5. Clünas, mit dem Kristallin am Munt del Piz.
 - 4—5 sind Äquivalente der Falknisdecke, bezw. ihre Wurzelregion wäre die Zone der Err-, Sella-, Berninadecke.
- VI. Die penninischen Schuppen der Alp Campatsch.
- VII. Die basalen Bündnerschiefer.

Keines der Elemente II—IV (die Äquivalente der Aroser Dolomiten, der Aroser Schuppenzone) hat auf weitere Strecken größere Verbreitung.

Im **Gebiete von Ardez—Val Tasna** liegen folgende Decken übereinander:

- I. Die Silvrettadecke. Altkristalline Schiefer (Gneise, Glimmerschiefer, Amphibolite).
- II. Die Aroser Schuppenzone bestehend aus:
 1. Zone Piz Cotschen—Fuorcha d'Urschai mit
 - Trias,
 - Malm (Radiolarit, Aptychenkalk),
 - Trias,
 - Malm.

2. Furclettaschuppe.

Gault,
Tristelkalk,
Serpentin, Variolit.

Die Wurzel dieser Schuppenzone wäre die Languarddecke.

III. Die Sulzfluhdecke.

1. Chaschlognaschuppe.

Couches rouges,
Gault (meist sehr mächtig),
Tristelkalk,
Neokom (mächtig),
Malm (Kalke und Schiefer),
Trias,
Granit von Urschai,
Quarzporphyr.

2. Die Tschainchelsschuppe.

Couches rouges (sehr mächtig z. T.),
Gault (z. T. sehr mächtig),
Malm (bunte Kalke und Schiefer, Falknisbrekzie),
Augengneise am Lai Mischun.

Am Mischun schalten sich Tristelbrekzien ein.

3. Valmalaschuppe.

Gault,
Tristelkalk und -brekzie.
Granit (Juliertypus).
Verrucano mit Brekzien und Quarzporphyr,
Triasquarzite und Dolomite.

Im Süden schalten sich Neokom und oberer Jura mit bunten Kalken und Schiefen unter die Tristelkreide ein.

Die Sulzfluhdecke soll aus der Berninadecke stammen.

IV. Noch tiefer liegt die Falknisdecke (mit ihrer Wurzel in der Errdecke). Es sind zwei Schuppen da.

1. Oben liegt die Ardezerschuppe mit

Couches rouges,
Gault (nicht sehr mächtig),
Tristelschichten (nicht sehr mächtig),
Neokom von Ardez (sehr mächtig),
Malm,
Steinsbergkalk-Brekzien,
Hauptdolomit,
Verrucano,
Quarzporphyr,
Tasnagranit mit Casannaschiefer.

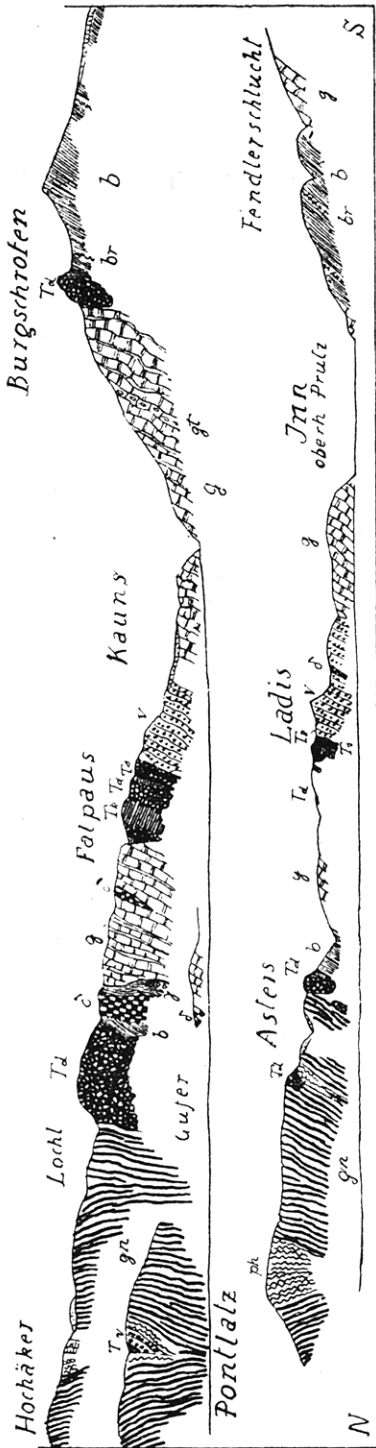


Fig. 41. Profile durch den nördlichen Teil des Engadiner Fensters, durch die Flanken des Prutzer Talbeckens nach W. Hammer 1914. gn = Gneise, ph = Phyllit, v = Verrucano, Td = Triasdolomit, Ts = Tonschiefer und Sandstein der Trias (Rhät?). g = Graue Bündnerschiefer, gt = Tüpfelschiefer, b = Bunte Bündnerschiefer, br = Breckien derselben, g = Gips, d = Diabasschiefer. Die Schichtfolge reicht bis in die Oberkreide.

2. Tiefer liegt die Clünaschuppe mit Gault, Tristelschichten, Granit und Casannaschichten.
- V. Dann folgen nach unten die penninischen Schuppen von Campatsch mit Serpentin, Rauhwacken, Serpentin, Diabas, Variolit, Gneis.
- VI. Endlich die penninischen basalen Bündnerschiefer, die gleich dem Flysch des Prätigau und vom Oberhalbstein sind. Oben fehlen meist die Ophiolithe. In den tieferen Partien finden sie sich am Piz Mondin in größeren Massen. Die oberen Partien der Bündnerschiefer werden somit dem Prätigauschiefer gleichgestellt, die tieferen den Platta-Ophiolithen im Oberhalbstein.

Aus alledem geht hervor, daß im südlichen Teile des Engadiner Fensters gegenwärtig bereits der **gleiche Bauplan** erkannt ist, wie in **Mittelbünden** und im **Prätigau**. Für den **Nordteil des Fensters** hat Hammer eine andere (ältere) Gliederung gegeben. Wahrscheinlich ist der Bau auch anders. Es sind aber jedenfalls die gleichen Serien wie im Süden, nur ist ihre Mächtigkeit eine andere. Allgemein wird gegen N und O die Schuppenzone unter dem Kristallin weniger mächtig.

Die **Engadiner Dolomiten** bilden ein großes Kalkgebirge in-

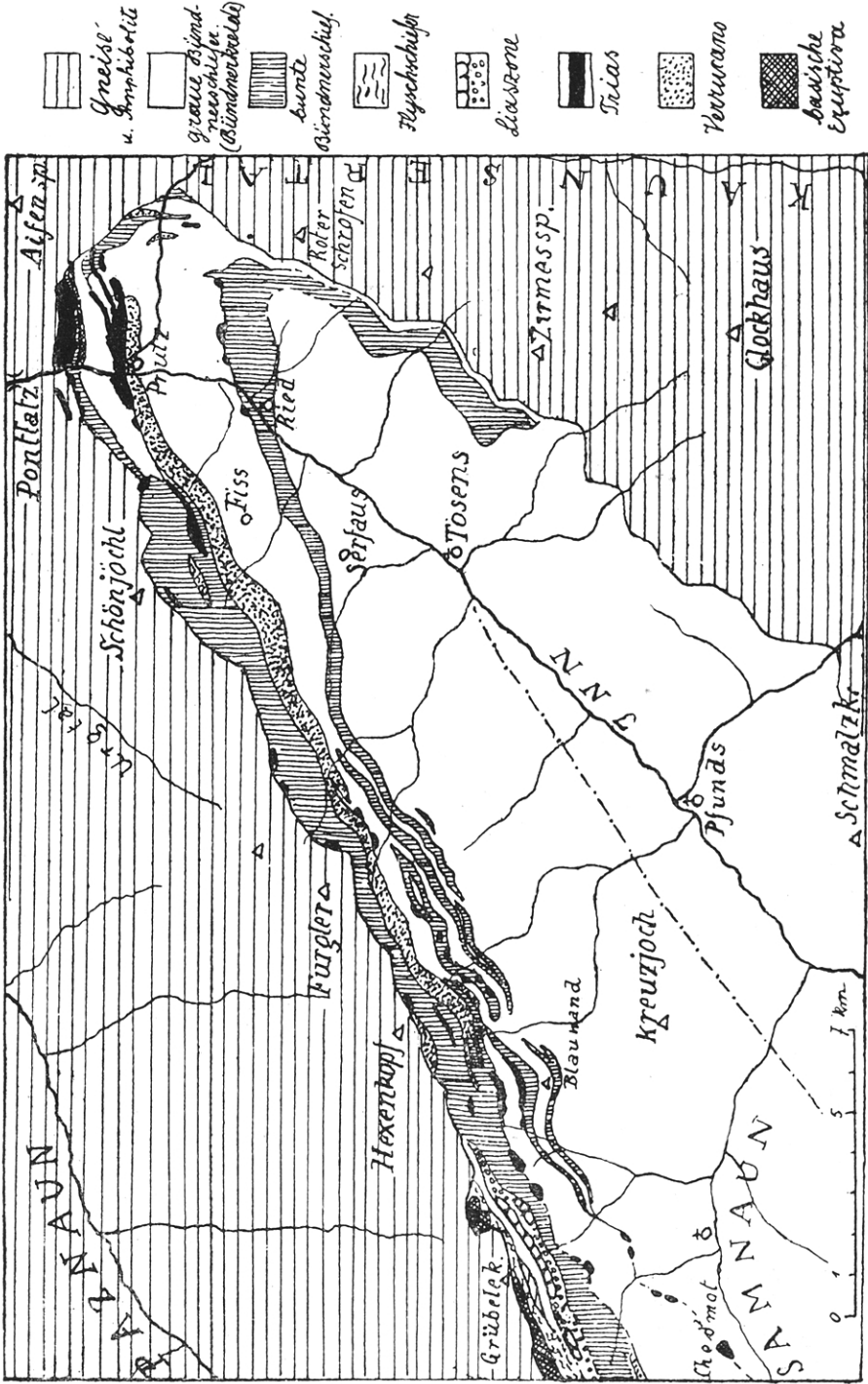


Fig. 42. Das Engadiner Fenster im Norden zwischen Pfunds und Prutz nach W. Hammer. Strichpunktierte Linie Antiklinalachse.

mitten der Zentralalpen, das im Norden bei Nauders beginnt, im Süden den Ortler trägt, im Westen mit NO—SW-Verlaufe dem Engadiner Fenster folgt und bis Scans im Süden reicht. Hierher kommt auch aus Osten vom Ortler her die Südbegrenzung der Engadiner Dolomiten. Von Scans über den Albulapaß gegen Tiefenkastral zieht ein schmaler Streifen von Trias und Jura, die Verbindung herstellend zwischen den Engadiner Dolomiten und den Arosener Dolomiten. Beide sind also eine Einheit. Dafür spricht schon die Gleichheit des stratigraphischen Baues, z. B. finden sich in beiden Zonen die so typischen norisch-rhätischen Grenzniveaus.

Die Engadiner Dolomiten haben das Münstertaler Kristallin zum **Grundgebirge**, d. i. das Campokristallin (die Campodecke). Im Campokristallin finden sich Orthogneise (Augengneis des Münstertales), Kinzigite, ältere karbone, granitische Intrusivstöcke mit Intrusionskontakten, so Granite (Sesvenna), Tonalite und Diorite, Gabbro. Dann junge Porphyritgänge, die die Trias durchsetzen. Auf dem Altkristallin liegen Biotitschiefer, Kontaktmarmore, Glimmerschiefer, dann große Massen von Casannaschiefer. Bei Laas führen solche Schiefermassen Kalke und Marmore. Diese Horizonte werden für **paläozoisch** gehalten.

Das **Mesozoikum** der Engadiner Dolomiten ist typisch ostalpin und führt Verrucano, Buntsandstein, Muschelkalk, Raiblerschichten, Hauptdolomit (Dachsteinkalk?), Rhät, Fleckenmergel des Lias, dann Allgäuschichten, Hierlatzkalke. Dann folgen die Acanthicusschichten, Aptychenschiefer, Radiolarite, neokome Fleckenmergel, Oberkreide in der Fazies der Couches rouges und des (Gosau-)Konglomerates von Scans.

Die **Tektonik** zeigt nach Spitz und Dyrenfurth ein weitgehendes Ablösen des Mesozoikum vom Grundgebirge, so daß ersteres eine gewisse selbständige Tektonik annimmt. Das ist sehr verständlich. So wird unter dem Vorschube der darübergelenden höheren (Silvretta-)Decke das Mesozoikum der Engadiner Dolomiten zusammengestaut. Spitz und Dyrenfurth leugnen einen Deckenbau im Sinne der Deckentheorie. Sie versuchen mit Hilfe lokaler Tektonik, mit Hilfe von O—W-Schub den Bau zu erklären und finden dabei, daß sich eine Reihe von Bögen — **die rhätischen Bögen** — aufzeigen lassen. Diese rhätischen Bögen zeigen sich nach Spitz noch in den Arosener Dolomiten, also weit draußen im Westen, am Rande des Prätigauer Flysches.

Die Bewegung soll nach Spitz im ganzen Gebiet der Engadiner und der Arosener Dolomiten nach Westen gehen, so daß N—S-gerichtete Antiklinen entstehen, ja das ganze heutige Verbreitungsgebiet dieser Zonen hänge mit diesem Bogenbau zusammen. Nach Spitz sind die

Engadiner Dolomiten autochthon, ursprünglich auch über der Silvretta gelegen. Als Beweis führt Spitz an, daß der Kontakt zwischen der Silvrettamasse und den Engadiner Dolomiten eine steile Verwerfung und keine Überschiebung wäre, d. i. auf der Strecke Piz Nuna—Piz Kesch (Nord und Süd von Zernetz).

Auf der anderen Seite ist es klar, wie die Aeladecke am Albula, wie das schon Zyndel erkannte, mit Trias—Lias unter das Silvretta-system untertaucht. Weiter ist klar, daß diese Aeladecke die Fortsetzung der Engadiner Dolomiten ist, die Verbindung herstellend mit den Aroser Dolomiten. Staub konnte ferner zeigen, daß die Salsalbo-synklinale keinesfalls, wie Spitz darstellte, eine flache N—S-laufende Synklinale, kein rhätischer Bogen im Sinne von Spitz ist, sondern eine tiefgehende nach Osten absinkende Deckensynklinale. So ließe sich eine Reihe von Argumenten gegen die rhätischen Bögen, gegen die Synthese von Spitz anführen. Wahr ist nur, und das hat Spitz erfaßt, aber übertrieben, daß hier jedenfalls Bewegungen gegen Westen eine große Rolle spielen.

Der **Deckenbau der Engadiner Dolomiten** zeigt oben die oberostalpine Silvrettadecke. Sie liegt als Deckscholle in der Lischana (Piz Cornet), dann im Süden, als Deckscholle des Piz Lad und Piz Umbrail (Chazfora). Das tiefere Gebirge, also Kristallin + Mesozoikum bildet die Campodecke, die mittelostalpine Decke. Der Ortler ist eine gegen Süden offene Synklinale, die im Süden durch das Val Trunpschun als allgemeine Zone gegen Scaufs zieht. Der NW-Rand der Engadiner Dolomiten zeigt meist jüngere Sedimente, besonders in der Lischana. Dabei stellt sich eine Art Stirnfalte heraus. Der Ostrand der Engadiner Dolomiten ist in der Sesvenna ein Überschiebungsrand. An der Schlining-Überschiebung sinkt das stark reduzierte Mesozoikum unter das Ötztalermassiv (Silvrettadecke) hinunter. Jenseits der Malser Heide liegt auf diesem Kristallin die Trias des Endkopf. Sie liegt also tektonisch höher als die Trias der Engadiner Dolomiten. Im Süden ist der Ciavalatsch eine Deckscholle der Ötztalermasse, unter der das Mesozoikum fast ganz reduziert ist. Im Ortler dagegen hebt das Mesozoikum frei in die Luft aus (nach Staub, Spitz und Dyhrenfurth, Hammer, Schiller, Zyndel u. a.).

Das Gebiet der Wurzelzonen von der Adda zum Tonale. Vom Südrande der Engadiner Dolomiten, die hier eine große gegen Süden offene Syncline von Lias—Jura-Schiefern zeigen, bis an die Grenze gegen die Dinariden liegt ein Gebirgssystem, **der Veltliner Hauptzug**, das der Hauptsache nach aus Quarzphyllit und Kristallin aufgebaut ist. Im westlichen Teile hat in neuerer Zeit Staub Zusammenfassungen gegeben, im Osten Hammer und Henny. Termier gab mit Sueß die erste große Synthese des ganzen Gebietes. Nach Termier trennt die

faill **alpino-dinarique**, aus dem Addatale auf den Tonale fortsetzend Alpen und Dinariden. Aus dieser Linie entsteigen die höchsten Decken der Alpen, biegen sich im großen Gewölbe nordwärts auf und senken sich dann im Engadiner-, im Etschgebiet wieder hinunter. Unter dieser großen Kuppel der obersten (erodierten) Decken erscheinen im Gewölbe des Confinale tiefere Aufwölbungen als die Unterlage des Ortler. Einen vortrefflichen Überblick über den Bau des ganzen Gebietes gibt das Profil von Hammer (aus dem Alpenquerschnitt). Im Val Furva erscheinen die tiefsten Lagen des großen **Quarzphyllitgewölbes**, dann folgen im Nocetale Phyllitgneise. Dann folgt die **Pejoserie**, ein enggepreßtes System von Pejogneis, Pejoquarziten und von Marmoren. Südlich folgt die **Tonaleserie**, bis an den Adamello reichend, bestehend aus Adergneis (Injektionsgneis) mit Einschaltungen von Marmoren und Triasdolomiten. Die Hüllgesteine des Adamello bilden Augengneise (Orthogesteine) und Kohlenstoffphyllit. Das sind die Edoloschiefer.

Um Edolo sind die Tonaleschiefer gut von den Edoloschiefern zu trennen. Nach Salomon trennt diese Serien die Tonalelinie, nach Termier die alpin-dinarische Linie, nach Henny ist ein allmählicher Übergang der beiden Gruppen zu sehen.

Nach Salomon setzen sich die Tonaleschiefer folgendermaßen zusammen: Gneise mit Biotit, Muskovit, Phyllite und phyllitische Schiefer mit Graphit, Grauwacken. Dann finden sich basische Gänge von Dioriten, Amphiboliten und von Serpentin, endlich auch Marmore.

Die **Edoloschiefer** dagegen sind Quarzphyllite (Quarzlagenphyllite), die lokal gneisige Partien enthalten und Linsen von Dioriten.

Nach Henny existiert die Tonalelinie nicht, und die Schiefer von Edolo sind allgemein alpine Elemente. Wir müssen daher die alpin-dinarische Linie tiefer im Süden suchen. Sie liegt bei Malonne. Hier stößt unvermittelt das echt dinarische Land mit Gneis, Karbon, Perm und Trias an die Serie von Edolo. An einer scharfen tektonischen Linie, der Linie von Malonne, tritt unmittelbar echtes dinarisches Land mit Grödnersandstein, Werfener Schiefer, Trias usw. an die Edoloschiefer heran. Diese Linie ist nach Henny und auch nach meiner Auffassung die **Grenzlinie zwischen Alpen und Dinariden**.

Die Fortsetzung nach Osten. Der große Veltliner Hauptzug, der um den Tonale herum mit seinen Injektionen, seinen mesozoischen Gesteinen (Triasdolomite) ganz und gar den Charakter der Zone von Bellinzona hat und somit die Wurzelregion der mittleren und obersten ostalpinen Decken ist, zieht mit gleichen Merkmalen gegen NO bis an die Etsch fort. So finden sich im Ultental die Marmorlager, die Adergneise. Wieder liegt ein großes Gewölbe vor uns, an dessen nach Norden abfallendem Schenkel in der Unterlage des Ortlers bzw. seiner

Fortsetzung nach NO die Marmorlager der **Laaser Zone** erscheinen, über den Quarzphylliten der Val Furva liegend. Diese ganze Zone wird durch das Etschtal unterbrochen, setzt aber offenbar im **Schneeberger Zug** (Sander) wieder an. Über diese ganze Serie geht die höchste ostalpine Decke der Silvretta—Ötztalermasse hinweg. Die allgemeinen

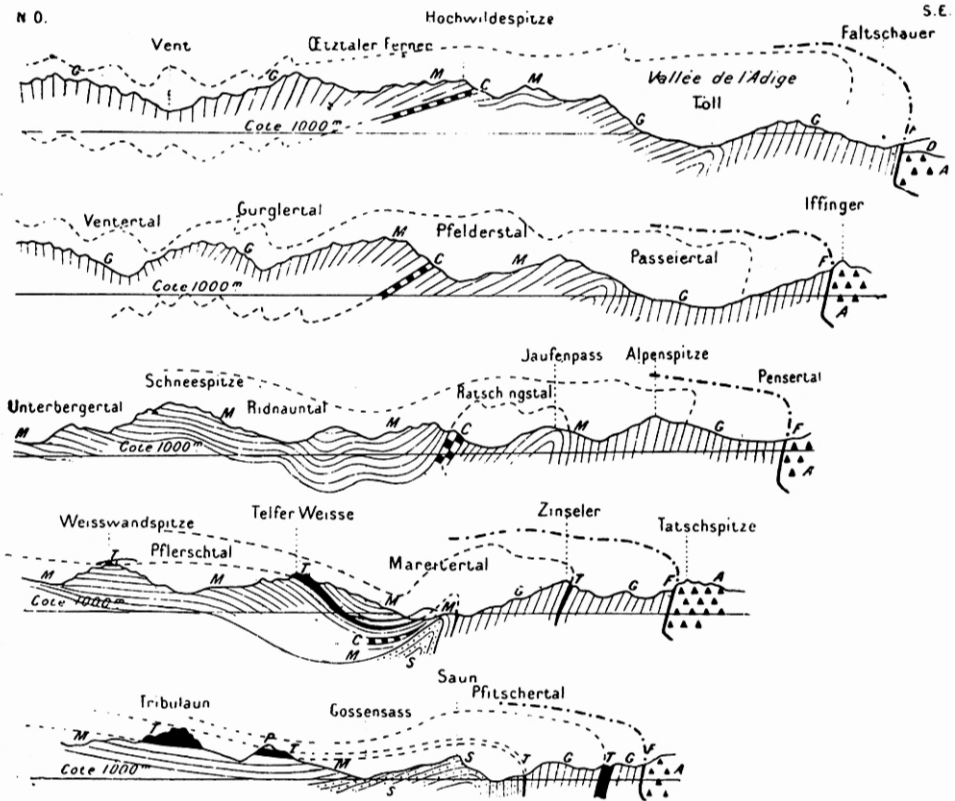


Fig. 43. Profile der Sarntaler-, der südl. Ötztaler- und Stubai-Alpen. S = Schistes lustrés (Kalkglimmerschiefer der Hohen Tauern). M = Glimmerschiefer. G = alte Gneise. C = Marmore (Trias?). P = Karbon. F = faille alpine-dinarique. D = Dinariden. A = Tonalit. Maßstab 1:250000. Die letzten (unteren) Profile schneiden bereits das westliche Tauernfenster. Das ostalpine Gebirge wird in zwei Einheiten geteilt, die im großen als unter- und oberostalpin bezeichnet werden können. Nach P. Termier 1905.

Verhältnisse dieser Regionen scheint Termier frühzeitig ganz richtig erfaßt zu haben. Die obigen Profile von Termier sollen einen Einblick geben in die Fortsetzung des Veltliner Hauptzuges nach Osten, gegen das Tauernfenster zu. Wir sehen überall eine höhere Decke, die die Silvretta—Ötztalermasse aufbaut, über einer tieferen Serie (der Campodecke).

Das Tauernfenster

Die Bedeutung der Tauern im Alpenbau. Inmitten der Alpen kommt in den hohen Tauern ein Gebirgssystem heraus, das von jeher die Aufmerksamkeit der Geologen erregt hat. Es sind dies die Zentralgneise und ihre Schieferhülle. Vom Brenner an bis an den Katschberg im Osten, auf eine Strecke von ca. 250 km Länge bilden diese Gesteine die hochragenden firngekrönten Hochgipfel der Tauernkette. Der Gipfel des Großglockner mit 3798 m Höhe gehört diesen Gesteinen an.

Die erste grundlegende Erforschung ging von Stur und Peters aus. 1854 erschien die Zusammenfassung von diesen Pionieren der Ostalpen. Man erkannte die eigenartige Struktur der Zentralgneise. Die sie umgebende Schieferhülle hielt man für alte Gesteine. Vacek sah in ihnen präkambrische Sedimente. Meist hielt man sie für paläozoisch. Studer erkannte frühzeitig (1854) bei einer Durchquerung dieser Zone die völlige Gleichheit der Tauernschiefer mit den Bündnerschiefern. Studer sprach damals von flyschartigen Gesteinen. Sueß erkannte gar bald die eigenartige geologische Position der ganzen Zone. Er kam zur Überzeugung, daß die Schieferhülle mesozoisch sei (1890). Frühzeitig erkannte er auch (1875) die passive Natur der Zentralgneise. Posepny konnte das später an dem Sonnenblick näher erweisen. Er fand dort nach Norden getriebene Falten vor. Doch fanden solche Vorstellungen kein Gehör und wenig Verständnis. Diener gibt 1903 an, daß im Sonnenblick, vielleicht auch in anderen Zentralgneisgebieten, Überschiebungen, Schuppen, vorhanden sein dürften.

Aber im allgemeinen galten die Zentralgneise doch als ruhig gelagerte Teile der Alpen. Insbesondere wurde das Ankogel-, das Hochalmmassiv im Osten als der Typus eines flachdomförmig gebauten Granitkörpers angesehen. Im allgemeinen herrschten über den Bau dieser Gebiete die Anschauungen der mineralogisch-petrographischen Schule, deren Hauptvertreter F. Becke, F. Berwerth, F. Löwl, dann besonders Weinschenk und Grubenmann sind. Die Zentralgneise wurden zum Spezialforschungsgebiet. Zwei Richtungen der Anschauungen gingen aus einer gemeinsamen Grundanschauung hervor. Diese war: Die Granite sind Intrusionen in die Schieferhülle. Deren Bau wurde durch die Granitlakkolithen der Zentralgneise bestimmt. Die Metamorphose der Schieferhülle hängt mit der Intrusion der Granite zusammen. Becke prägte dafür den Ausdruck Kristallisations-schieferung. Weinschenk nannte sie Piezokristallisation.

Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind die klassischen Arbeiten über kristalline Schiefer von Becke, Grubenmann und Weinschenk. Aber die tektonischen Auffassungen dieser Gruppen bestehen nicht zu

Recht. Weder sind die Granite Intrusionen in die Schieferhülle, noch sind die Granite tertiären Alters, wie Weinschenk glauben will. In dieser Hinsicht ging man falsche Wege, indem man den Zentralgneisen eine aktive vulkanische Rolle zuschrieb.

Früh hatte man erkannt, daß die Schieferhülle im Süden, bei Heiligenblut (in Kärnten) unter die alten Gneise der Schobergruppe ein falle. Daraus schlossen eben die älteren Geologen auf ein präkambrisches Alter der Schieferhülle. Bald erkannten andere, daß diese Grenze eine Dislokationslinie wäre. Man erkannte das mesozoische Alter der Matreier Schichten, die sich bei Windisch-Matrei, im Süden des Groß-Venediger, an der Grenze der Schieferhülle und des Altkristallin finden. Es ist merkwürdig, wie sehr die alten Pioniere Meister der Beobachtung waren. Stur erkannte bei seinen Aufnahmearbeiten, daß man z. B. in den Radstätter Tauern die sicher mesozoischen Gesteine von den Gesteinen der darunterliegenden Schieferhülle schwer scheiden könne. Darum hielt er einen Teil dieser Gesteine für mesozoisch. Zur gleichen Anschauung kommt E. Sueß. Diese Vorstellungen nehmen später, als die Deckenlehre durch Termier auf die Ostalpen übertragen wurde, greifbarere Formen an. Termier sieht 1903 (und mit ihm andere, Haug, Lugeon) die Kalkphyllite als mesozoisch an. 1912 sagt Termier, die Schistes lustrés, damit auch die Schieferhülle der Tauern sei „une série compréhensive allant du Trias supérieur à l'Eocène“.

Die Tauern als Fenster. Termier sucht 1903—1906 in einer Reihe von Studien zu zeigen, daß die Zentralgneise der Tauern und ihre Schieferhülle ein Fenster seien unter dem ostalpinen Gebirge. Termier unterscheidet eine Reihe von Decken. Er gibt ganz klar und richtig die großen Züge des Baues dieses Tauernfensters. Sueß folgt ihm in dieser Auffassung. Dann auch 1906 Uhlig. Diese Frage wird zur Anregung einer groß angelegten Untersuchung. Uhlig, Becke, Stark, Kober, Trauth, Schmidt, Seemann studieren in den Jahren 1906—1910 die Zentralgneiszone, das Radstätter Gebiet des östlichen Tauernfensters. Nach Uhlig's Tode führe ich die Arbeit weiter. Sie reift allmählich. Unterdessen erscheinen die großen Arbeiten von E. Argand. Neue Gesichtspunkte ergeben und ergänzen sich. 1920 wird die Tauernarbeit von mir abgeschlossen, zugleich das ostalpine Grundgebirge in den folgenden Jahren regionaltektonisch zu klären versucht. Die Untersuchungen ergeben mit immer größerer Deutlichkeit die Richtigkeit der „Hypothese von Termier“. Die Tauern sind ein Fenster. Darin zeigt sich der ganz gleiche Bau wie in der gleichen Zone der Westalpen. Sueß nannte diese Zonen die lepontinischen Decken, und sagte, daß dieser Begriff nur ein vorläufiger wäre. Ich suchte später zu zeigen (1910—1914), daß diese lepontinischen Decken gegliedert werden können, unterschied untere, mittlere, obere

lepontinische Decken. Die Bezeichnung lepontin und ostalpin führte zu vielen Mißverständnissen. Mohr nannte im Semmeringgebiet das ganze (ostalpine) Grundgebirge lepontinisch. Lepontinisch war zugleich der Außensaum der Kalkalpen, die Klippen der Ostalpen. Indessen suchte ich nachzuweisen, daß die Klippen der Ostalpen der ostalpinen Decke angehören (1912). Im Westen hatte Ampferer auch betont, daß die Klippen Teile der Kalkalpen seien (Schubsplitter). So kam die Zeit, daß der Name unhaltbar wurde. Er mußte aufgegeben werden. So nahm ich 1920 den Namen „penninisch“ auch für die ostalpine Schieferhülle der Tauern an. Argand hat die Bezeichnung penninische Decken 1910 für die (lepontinischen) Decken der penninischen Alpen eingeführt.

Gliederung der Decken des Tauernfensters. Die Tauern sind demnach ein penninisches Fenster innerhalb der Ostalpen, aufgebaut aus den Zentralgneisen und der Schieferhülle. Es sind die gleichen Decken, die wir hier inmitten der Ostalpen sehen, wie die, die wir in den penninischen Decken der Westalpen kennen gelernt haben. Der Bau ist der gleiche. Die Schichtfolge ist im großen und ganzen dieselbe. Die Metamorphose ist annähernd die gleiche. Die Deckfalten sind gleicher Art, wie aus einem Gusse entstanden: Große Faltenüberwälzungen gegen Norden. Mehrere Decken liegen übereinander. Die Kerne bilden die Zentralgneise. Die Schieferhülle bildet sedimentäre Mäntel. Überall herrscht tektonische Konkordanz. Die Decken sind echte Tiefendecken unter hoher Belastung, unter hohem Drucke, bei Bewegung gegen Norden entstanden. Siehe Tafel II und III.

Das östliche Tauernfenster. Stratigraphie des Grundgebirges. Die Zentralgneise sind mannigfaltig gestaltete Gesteinsserien. Wir können vor allem Para- und Orthogesteine trennen. Erstere sind die Sedimentgneise. Ihr Alter ist jedenfalls vorpaläozoisch. Dazu kommen mannigfaltige Glimmerschiefer. In dieses alte Gebirge werden wahrscheinlich in karboner Zeit Granite intrudiert. Es sind die gleichen großen und allgemeinen Granitintrusionen, die wir in der gleichen Deckengruppe, dann in der helvetischen Serie kennen gelernt haben. Nach meinen Erfahrungen zeigen die Aare- und Gotthardgranite die größte Ähnlichkeit mit den Zentralgneisen der Tauern. Alle diese Gesteine gehören einer magmatischen Provinz an. Gesteinsstücke sind fast nicht zu unterscheiden, so groß wird die Ähnlichkeit beider Gesteinsserien. Man ersieht daraus, daß die Zentralgneise der Ostalpen gar nicht so etwas ganz besonderes sind, wozu sie so gerne gestempelt werden. Man hat schon in früherer Zeit die Zentralgneise der Tauern mit Recht mit den Granitgneisen der Antholzermasse verglichen. Nur ist dort die Kataklase viel ärger. Die Zentralgneise, oder besser gesagt, der Tauerngranit ist höchst-

wahrscheinlich eine karbone Intrusionsfolge eines sauren Magmas, das sich in tonalitische, syenitische Massen differenziert hat. An dem Rand, gegen das alte Dach zu stellen sich echte Eruptivkontakte ein. Basische und saure Randzonen erscheinen. Auch Aplite durchschwärmen in reicher Zahl in mannigfacher Gangfolge den Granit. Stellenweise erscheint dieses alte Dach wie aufgeschmolzen. Das sieht man in der östlichen Tauernhälfte im Maltatale sehr gut.

Das Paläozoikum. Nach meiner Auffassung ist das alte Gebirge in spätkarboner Zeit noch bedeutend abgetragen worden. Auf dem variszischen Horste, der bereits den Granit bloßgelegt hat, werden karbonpermische Bildungen abgelagert. So Konglomerate, Sandsteine. Porphyrlager ergießen sich. Doch von der alten Diskordanz ist nichts mehr zu sehen und zu spüren. Wir müssen nur aus Analogieerscheinungen in variszischen Horsten auf das oben geschilderte Verhalten schließen. Die permokarbonen Ablagerungen sind lokal vorhanden; so im Sonnblick, besonders aber im Westen, in den Tuxeralpen.

Auf diese älteren Bildungen folgt das **Mesozoikum**. Hierher gehören Quarzite und Quarzitschiefer der untersten Trias, dann Rauhacke, Dolomite, Kalke, dann Schiefer, die Kalkphyllite. Aus all diesen Gesteinen ist bisher kein Fossil bekannt. Die allgemeine Gleichheit dieser Gesteine, der tektonische Verband mit den Schistes lustrés der Westalpen sprechen eine zu beredte Sprache, als daß man dem Funde einer Koralle aus dem Kalke von Mühlbach im Salzachtale besondere Bedeutung beilegen könnte. Zudem stammen diese Funde gar nicht aus typischem „Hochstegenkalk“, sondern aus Kalken der Grauwackenzone, die hier an der Salzach unmittelbar an die Schieferhülle anschließt. Der Fund hat gar keine prinzipielle Bedeutung, selbst wenn die Bestimmung von Heritsch richtig sein sollte.

Wir wissen ja nur zu gut, daß in der Schieferhülle paläozoische Elemente vorkommen. So die Porphyroide, die schwarzen kohligen Sandsteine des Sonnblick. Wir wissen zu gut, daß die Schieferhülle im weitesten Sinne eine Schichtfolge ist, die vom Jungpaläozoikum bis in das Mesozoikum reicht, daß in der Schieferhülle im weitesten Sinne Karbon—Jura vorhanden ist.

Andererseits ist es vom deckentheoretischen Standpunkte vollständig gleichgültig, ob die Schieferhülle der Tauern mesozoisch oder paläozoisch ist. Nur für die Gegner der Deckentheorie gilt als Argument der Fensteratur der Tauern der Satz: Die Schieferhülle muß mesozoisch sein. Das Argument hat aber — so paradox es klingt — deckentheoretisch gar keinen Wert. Denn die Tauern sind und bleiben ein Fenster im petrographischen Sinne z. B. derart, daß die Schieferhülle

eben ein System von Schiefern ist, das im Osten, Süden und Westen, d. i. mehr als die Hälfte seiner Erstreckung von Altkristallin überschoben wird. Ob das von dem Altkristallin überschobene Land nun aus paläozoischen oder aus mesozoischen Schichten besteht, ist für die Tatsache an sich gänzlich gleichgültig.

Die **Metamorphose** der Zentralgneise und der Schieferhülle sind das Werk der alpinen Überfaltung. Die Gesteine kamen in größere Rindentiefe (20 km Tiefe?). Belastung, Druck, Bewegung, hohe Temperatur, Durchfeuchtung wirkten gleichzeitig oder noch nach der Bewegung. Die allgemeine Kristallisationsschieferung ist das Werk dieser allgemeinen regionalen Metamorphose. Alle Diskordanzen werden verwischt. Überall wird sekundäre tektonische Konkordanz hergestellt. Alles wird gleichgemacht im enormen Kampfe um den Raum. Nur dort, wo die Bewegung nach Heraushebung aus der Tiefe fort dauert, entstehen grobkataklastische Strukturen im großen. Im allgemeinen aber zeigt die Tauernkristallisation (Sander) noch die langsame molekulare Umkristallisation während und nach Vollendung der Bewegung. Die Decken sind in der Tiefe geblieben und sind erst viel später emporgetragen worden. Dann wurde durch die Erosion das Dach entfernt und so das tiefere penninische Gebirge der Tauern bloßgelegt.

Tektonik. Im östlichen Tauernfenster bildet die tiefste Einheit nach Kober die **Ankogeldecke**. In ihr finden sich die Forellengneise. Sonst ist ihr stratigraphischer Aufbau der allgemeine. Karbon ist nicht bekannt. Quarzite, Kalke, hochkristallin, bilden besonders im Mellnikkar größere Massen. Die Ankogeldecke baut den Kamm von der Gamskarlspitze (über dem Tauerntunnel) über den Ankogel, das Hafnereck bis zum großen Sonnenblick. Die oft wild zerfurchten Nordhänge des Kammes zeigen allgemein ein Fallen des Zentralgneises gegen Norden zu. Auf der Südseite findet sich im Seebachtal steiles Nordfallen. Ähnliches beobachtet man auch beim Abstieg vom Mellnikkar in das Maltatal. Im Osten aber taucht der Ankogelgneis gegen Osten unter höhere Gneismassen hinab. Das sieht man deutlich im Mellnikkar. Das gleiche beobachtet man auch im Westen, wie im Profile der Lieskehle gegen das Angertal zu, wo die Ankogelgneismasse gegen Westen und Norden unter höhere Gneismassen untertaucht. Diese höheren Gneismassen ummanteln allgemein — bis auf ein Stück im Norden — die große O—W-gestreckte Kuppel des Ankogel.

Diese höhere Gneismasse ist die der **Hochalmspitze (Hochalmdecke)**. Bänder von Schieferhülle liegen zwischen dem tieferen und dem höheren Gneis. Das ist im Westen die Woigstenzunge, im Süden die Seebachzunge (F. Becke). Im Osten und Norden ist es auf große Strecken die Liesermulde (Lieserfenster von Uhlig).

Ein ungemein klarer typisch-penninischer Deckenbau enthüllt sich. Erst durch die Deckentheorie wird der Bau verständlich. Die Aufnahmen zeigten eine Reihe von Problemen. Erst die genaue deckentheoretische Durchleuchtung brachte die Lösung, die im Mellnikkare lag. Lag dort wirklich die Wurzel, wie Uhlig schon vermutete? Die Untersuchung ergab die Trennung einer höheren und einer tieferen Gneismasse durch Fetzen von Kalk, Schieferhülle. Glimmerschiefer konnten weiterhin gegen Westen bis in das Kar des Hafnereck verfolgt werden (Kober). Die weitere Trennung ist noch nicht bekannt. Sie beginnt erst wieder auf der Südseite des Schwarzhornes. Hier wurden von Stark nordfallende Glimmerschiefer entdeckt, die man für die Grenze von Ankogel- und Hochalmdecke halten kann. Am Ankogel setzt dann bereits die Seebachmulde ein. Diese geht dann in die Woigstenzunge über. Die Hornblendegneise des Murtales (Geyer) sind die basischen Randzonen des großen Stirnschildes der Hochalmdecke, die sich von Süden her über die Kulmination der Ankogeldecke nach Norden vorschiebt, dabei ihre Stirn tief in die Schieferhülle eingräbt. Vom Murtal an hebt die Stirn aus, die Decke verschwindet, das Lieserfenster öffnet sich, wird breiter und verschmilzt mit der Schieferhülle im allgemeinen.

Die Hochalmdecke bildet also eine höhere Zentralgneisdecke über der Ankogeldecke. Die Hauptmasse der Decke liegt im SO, im Hochalmmassiv. Von diesem Hauptkörper schiebt sich weit nach Norden ein Stirnlappen vor. Er ist im Westen und Osten breit, mächtig, senkt sich regelrecht im Westen nach Westen, im Osten nach Osten ab. Im Norden ist der Stirnlappen, besonders im Gasteiner- und im Arltal nur in Lappen vorhanden. Die Hochalmdecke fällt im Norden allgemein nach Norden unter die Schieferhülle, im Osten nach Osten ab, im Süden fällt sie nicht normal unter die Schieferhülle nach Süden ab, sondern ist über die Schieferhülle rückgefaltet, so daß die Schieferhülle mit Nordfallen unter den Hochalmgneis hinabschießt. Das ist bis Mallnitz der Fall. Im Westen fällt die Hochalmdecke normal nach Westen unter die Schieferhülle. Die östliche Hälfte der Hochalmdecke ist nach meinen Erfahrungen durch ganz schmale Gneisbänder im Nord von Mallnitz mit der westlichen Hälfte, die im Stubnerkogel kulminiert, verbunden.

Die nächst höhere Decke ist die **Sonnblickdecke**. Ihr Kopf liegt im Sonnblick und ist in eine Reihe von Bändern ausgezogen. Die Digitationen reichen nicht tief in den Hauptkörper hinein. Die große und tiefgehende Mallnitzermulde scheidet die Sonnblickdecke ganz von der Hochalmdecke, die z. B. nördlich vom Kolm Saigurn tief unter der Sonnblickgneismasse noch einmal zum Vorschein kommt. Die Sonnblickdecke läßt sich nach Osten bis nach Kolbnitz im Mölltal verfolgen, meist als schmaler, saiger stehender Wurzelstiel.

Die höchste Decke ist die **Modereckdecke**. Es ist ein dünnes schmales Gneisband, bis 500 m stark, von Ober-Vellach bis nach Heiligenblut verfolgbar. Die Stirn liegt im Modereckkamm und trägt am Hochtort (nördlich von Heiligenblut) reich entwickeltes Mesozoikum(?) (Quarzit, Rauhwacken, Dolomit, Kalkmarmore). Über dem weißen Kalk und Dolomit liegt hier häufig (auch im Stantiwurten in der Sonnblickgruppe) dunkler Serpentin als Deckscholle. Mesozoikum, bezw. Kalk-Dolomit, findet sich in den Zentralgneisdecken des östlichen Tauernfensters, meist im Stirnteil, also im Norden, so im Angertal (Angertalmarmor F. Becke), im Liesertal.

Über der Modereckdecke legt sich wie ein Ring die Serie der grünen Gesteine. Das sieht man sehr schön im Glocknergebiet. Die

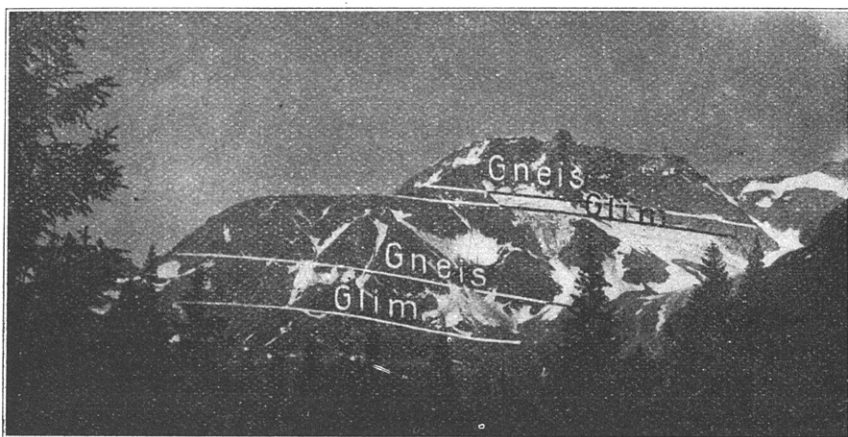


Fig. 44. Der Sonnblick von Norden. Photo von L. Kober.

Hauptmasse der Grünschiefer der Schieferhülle liegt über der Modereckdecke und unter der Radstätterdecke, die bei Heiligenblut und Döllach (im Mölltal) wohl entwickelt ist und selbst wieder unter das ostalpine Altkristallin der Schobergruppe einfällt. Damit stehen wir hier im Süden am Rande des Tauernfensters.

Regionale Tektonik. Wenn wir von den Zentralgneismassen nach Norden sehen, treffen wir in den Tauerntälern (von Rauris, Gastein, Arl) eine große Masse der Schieferhülle, dann auf die Radstätterdecke. Unter ihr liegt, so wie im Süden, die Hauptmasse der Grünschiefer. Vom Zentralgneis nach Osten kommt man bald in das Altkristallin der Muralpen. Hier ist die Schieferhülle nur schmal, die Radstätterdecke nur in ganz isolierten Resten vorhanden.

Die höheren Schiefermassen der Schieferhülle umgeben mit weit kuppeligem Bau die Zentralgneismassen. Wir sehen, wie zwischen

Ankogel- und Hochalmdecke die Schieferhülle allgemein wenig entwickelt ist. Nur im Lieserfenster ist sie deutlicher. Weit mächtiger ist die Schiefersynklinale von Mallnitz. Durch sie zerfallen die östlichen Zentral-

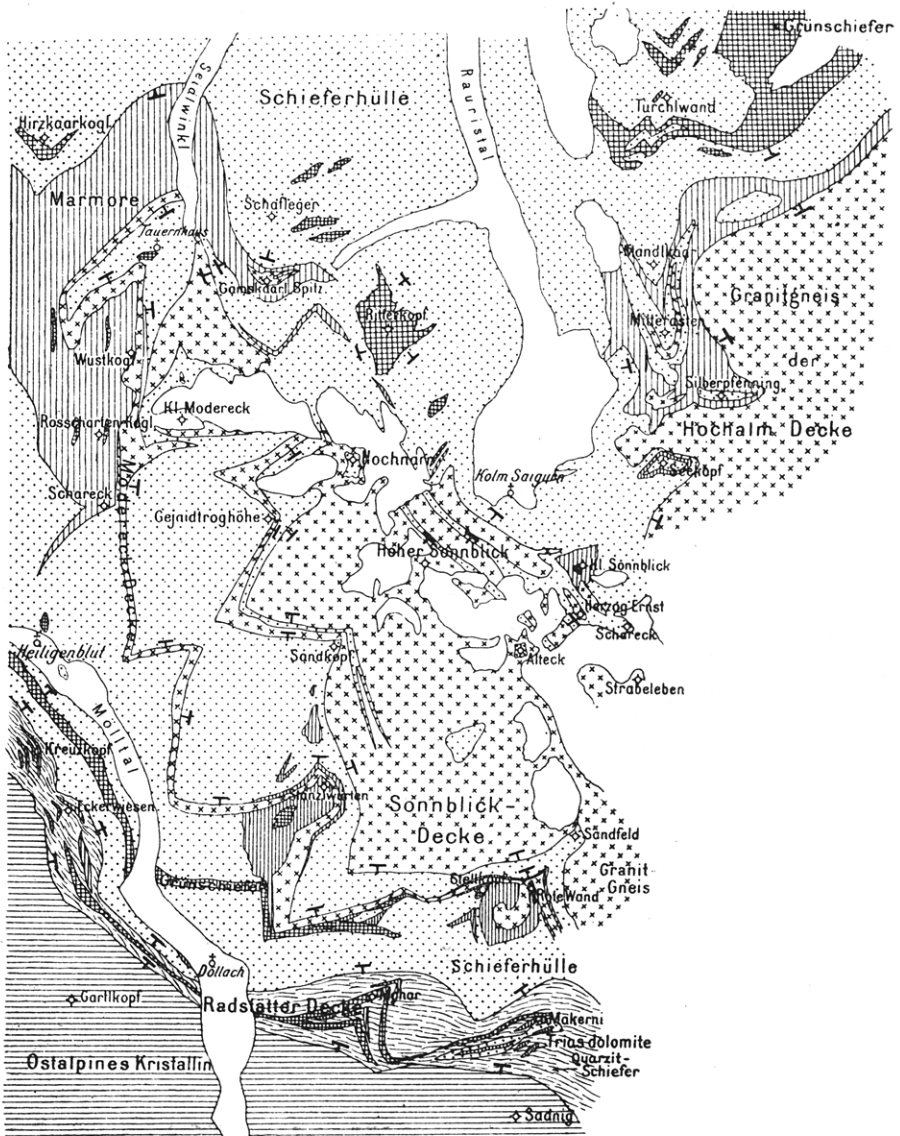


Fig. 45. Tektonische Karte der Sonnblickgruppe und ihrer Umgebung.
Nach L. Kober 1910.

gneisdecken in zwei Hauptgruppen: in eine tiefere Abteilung, die Ankogel-, Hochalmdecke umfassend und eine höhere, die Sonnblick-, Modereckdecke umschließend. Wenn man diese beiden Gruppen wieder miteinander

vergleicht, so ist die tiefere die bedeutendere. Der Hauptkörper der oberen Abteilung ist jedenfalls die Sonnblickdecke. Die Modereckdecke erscheint in der Karte gleichsam nur wie ein Haarstrang, der über den

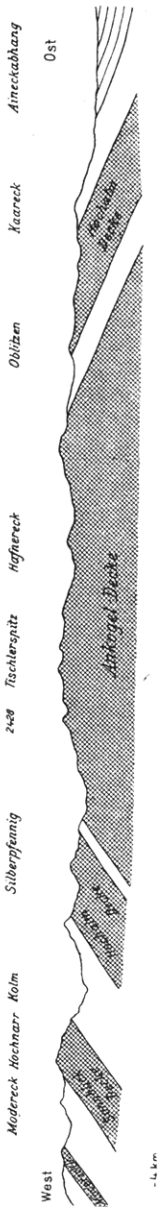


Fig. 46. Der Kuppelbau der Zentralgneise im östlichen Tauernfenster. Nach L. Kober 1920.

Kopf hinübergelegt ist. Das ganze Bild verrät eine große Plastizität des ganzen Gesteinskörpers. Es ist das gleiche Bild, das auch Argand in den Westalpen gefunden hat. Allgemein ist die infolge der hohen Plastizität einformige Druckkristallisation, die Einstellung der Feldspatäugen in die allgemeine Streckungsrichtung, obwohl es doch Stellen gibt, wo grobe Granitmassen vom Hauptkörper abgesprengt, im Schiefer eingebakken wurden und hier der allgemeinen Schieferung entgangen sind. So fand ich z. B. einen in Schiefer eingewickelten Granitblock auf der Nordseite des Hochnarr, der die primäre regellose Anordnung der großen Feldspatkristalle noch deutlich zeigte, ein Fall, der selten ist.

Im folgenden sollen einige Figuren den Aufbau der penninischen Decken veranschaulichen. Fig. 44 zeigt die Nordseite des Sonnblick, die Auflösung der Sonnblickstirn in schmale Gneislappen, die durch Schiefermulden getrennt werden.

Fig. 45 gibt einen Einblick in die tektonische Gliederung der Sonnblickgruppe und ihrer Umgebung. Im Nordosten sehen wir die Hochalmdecke gegen W unter die Mallnitzer Mulde untertauchen. Dann folgt NW—SO streichend die Sonnblickdecke. Über der folgt die schmale Modereckdecke. Im Süden sehen wir die Radstätterzone unter das ostalpine Kristallin einfallen.

In Fig. 46 gibt ein W—O-Profil den Kuppelbau der Zentralgneise wieder. Die tiefste Decke ist die Ankogeldecke, über sie wölbt sich allgemein die Hochalmdecke, darüber liegt im Westen die Sonnblick- und die Modereckdecke. Im Osten sinkt die Hochalmdecke unter das ostalpine Kristallin hinab. Die trennenden Schiefermulden sind in dem Profile weiß gelassen.

In den Profilen, Fig. 47—53, ist die regionale Tektonik der penninischen Decken des östlichen Tauernfensters übersichtlich zusammengestellt (L. Kober 1920). Die Profile beginnen mit dem Osten und sinken allmählich nach Westen vor. Das östlichste Profil geht durch den Katschberg und zeigt die ostalpine

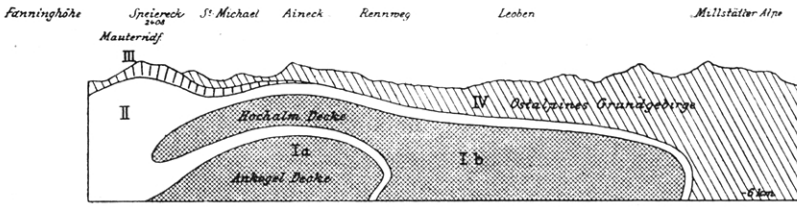


Fig. 47.

Zederns Schrovin Haareck Gilitzsp Sternsp Ochsenstand Gmund Tschirnöck West Seeboden

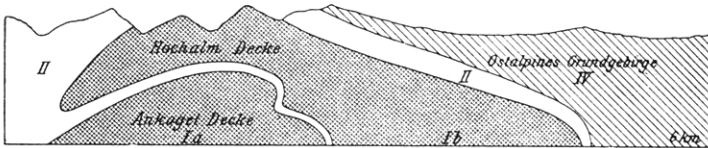


Fig. 48.

Martswand Oblitzen Mellnik Malta Steinkopf Mülltal
Murtal Schober Baldramsdorf

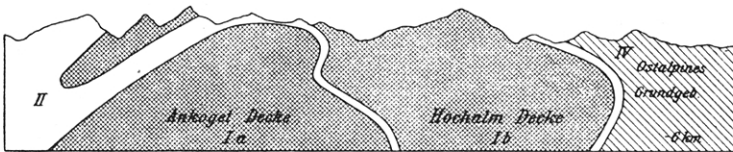


Fig. 49.

Glingspitze Keeskg. Lendtal Karlspitze Säuleck Kessoleck Penk Mülltal Salzkopf

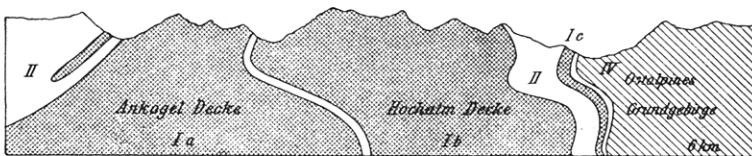


Fig. 50.

Angertal Hubnerkg. Kreuzkg. Müllnitz Thorkopf Flattach Mittagssp
Badgastein Sonnblick D.

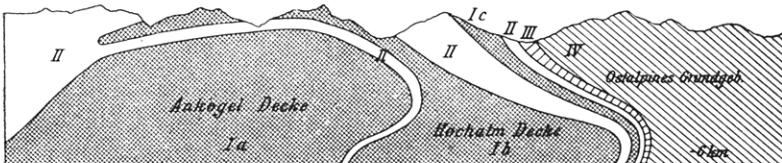


Fig. 51.

Fig. 47—53. Die Tiefentektonik der östlichen Tauern. L. Kober 1920.

Auflagerung des Aineck. Dann taucht die Hochalmdecke heraus, dann die Ankogeldecke. Sie kulminiert im Ankogel. Hier liegt die Kulmination des östlichen Tauernfensters. Hier wird die tiefste Zentralgneisdecke am höchsten emporgewölbt. Von da an sinkt die Ankogeldecke westwärts wieder in die Tiefe, wird wieder von der Hochalmdecke überwölbt (Fig. 51). Auch diese Decke geht westwärts rasch in die Tiefe und wird von der Sonnblickdecke überfaltet. Doch auch diese folgt der allgemeinen Absenkung gegen Westen, in der Modereckgruppe liegt nur mehr die höchste

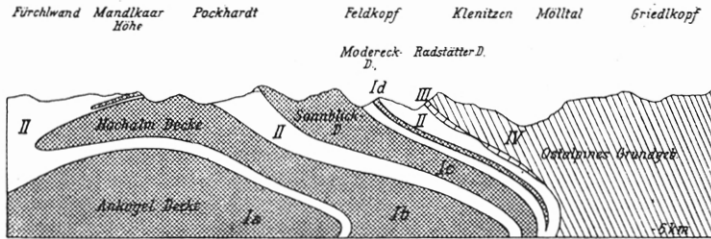


Fig. 52.

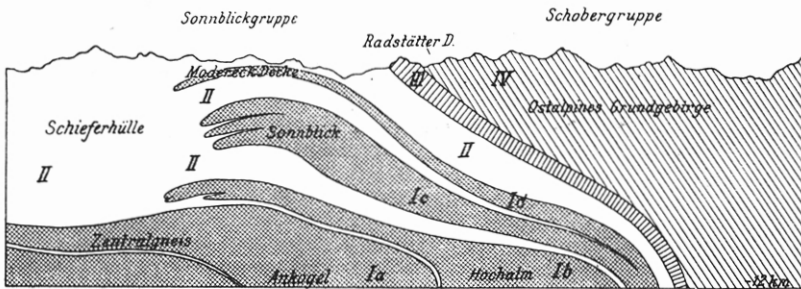


Fig. 53.

Decke zu Tage, die Modereckdecke (Fig. 53). Aber auch diese sinkt gegen Westen rasch hinab. In der Glocknergruppe hat die große Depression ihr Maximum erreicht. Hier liegt nur mehr Schieferhülle mit dem Ring der grünen Gesteine. Wäre die Depression noch tiefer, so würden wir bereits die Radstätterdecken treffen. Diese große Glocknerdepression hebt westwärts aber rasch wieder aus. In der Granatspitzgruppe erscheint wieder der Zentralgneis, vermutlich der Modereck- oder der Sonnblickdecke zugehörig.

Damit stehen wir am Ostende des westlichen Tauernfensters, der westlichen Kulmination.

Die ostalpinen Decken des Fensterrahmens. Wir haben gesehen, daß die Zentralgneismassen des östlichen Tauernfensters in eine Reihe von Teildecken gegliedert werden können, wie sich in der ganzen An-

lage der gleiche Bau verrät wie in den Westalpen, wie allgemein die Zentralgneisdecken, von Schieferhülle ummantelt, von einer höheren Decke, der Radstätterdecke, überdeckt werden. Diese Radstätterdecke ist bereits die tiefste ostalpine Decke. Zwischen ihr und der Schieferhülle (dem Zentralgneis) liegt die Deckengrenze, wengleich auch hier eine Mischungszone vermittelt, jene Zone, welche es schon den alten Geologen schwer gemacht hat, eine sichere Grenze von den eigentlichen mesozoischen Radstättergesteinen zu der Schieferhülle zu ziehen.

Alles Deckenland unter der Radstätterdecke ist penninisch, alles Deckenland darüber (sie selbst eingerechnet) ostalpin.

Die **Radstätterdecken** haben ihren Namen nach ihrer typischen Entwicklung in den Radstätter Tauern. Dort ist die Entwicklung der Schichten durch Mojsisovics, Stur, Vacek, Geyer, Diener, Frech bekannt geworden. Uhlig und seine Mitarbeiter haben den Deckenbau aufgezeigt. Ungemein komplizierte Verhältnisse finden sich, besonders in den tieferen Teilen. Ganze Berge machen den Eindruck von Riesensbrekzien. Die Stratigraphie bereitete die größten Schwierigkeiten. Bänder von schwarzen Schiefeln trennen Kalke, Dolomite, deren genaueres Niveau stratigraphisch nicht festzustellen war. So mußte die Tektonik unsicher sein. Man fand vielfach gleiche Gesteine. Man kam zur Vorstellung, daß zwischen dem Mesozoikum und dem Kristallin anomale Kontakte vorhanden seien, daß die sich dortfindenden Rauhacken nicht Trias, sondern Jura(-Mylonite) seien. So kam man zur Verfallung von Mesozoikum und Kristallin. Tatsächlich sieht man auch in verschiedenen Gebieten unter und über dem Mesozoikum das gleiche Kristallin, den gleichen Quarzit. Diese Verfallung wurde noch wahrscheinlicher, als im Semmering Uhlig die gleichen Erscheinungen traf, als im Brenner schon Sueß ein Hinübertreten von Lepontin auf Ostalpin, eine Verfallung angenommen hat. Gegen diese Hypothese, die auch ich vertrat, (die auch Mohr im Semmering glaubte,) hat man vielfach Stellung genommen. Mit Recht. Aber weder Spitz noch Sander haben Ordnung machen können.

In Wirklichkeit ist die Sache die, daß die anomalen Kontakte aller Wahrscheinlichkeit nach nicht überall bestehen, daß die Rauhacken nicht tektonische, sondern primäre (stratigraphische) sind. Dann ergibt sich eine einfachere, natürlichere Tektonik für das ganze Gebiet, derart, daß große liegende Falten vorliegen, deren Kerne Kristallin bildet, während die Umhüllung vom Mesozoikum der Radstätterdecken gebildet wird.

Man kann im ganzen etwa folgende Serien unterscheiden:

1. **Die basale Mischungszone.** Sie bildet die Basis der Radstätterdecken, läßt sich etwa von St. Michael im Murtal bis in das obere Zederhaustal deutlich erkennen. Sie tritt im Speiereck bei St. Michael

klar hervor als ein Haufwerk von Quarzit, Rauhwacken, Triasdolomiten, Kalken, z. T. auch Brekzien, die alle in Schollen in einer Grundmasse von grünen Schieferen (Serizitschiefern mit Serpentin, Grünschiefern z. T.) schwimmen. Diese Schiefer hat Becke Katschbergschiefer genannt. Die ganze Zone ist ein Haufwerk, in dem penninische Charaktere und ostalpine verschmelzen. Das sieht man deutlich daran, daß diese Zone nach oben in die tiefere Radstätterdecke übergeht (Speiereckdecke von L. Kober). Die grünen Schiefer dürften karbon-permischen Alters sein. Die gleichen Schiefer finden sich bei Döllach im Mölltal

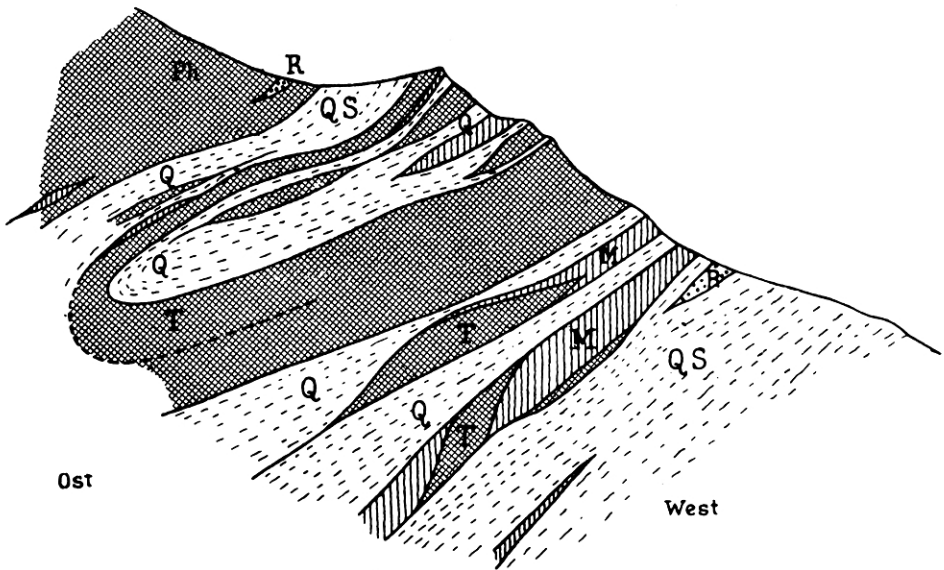


Fig. 54. Profil aus der Mischungszone am Südfuß des Weißeneck bei Tweng (Hislkopf). Verfaltete Serien von QS = Quarzitschiefer, T = Triasdolomit, M = Kalke, Marmore, Q = Quarzit (Trias), R = Rauhwacke, Ph = Schwarze Phyllite. Nach L. Kober 1907.

und führen dort Gips. Die Quarzite, Rauhwacken, Dolomite gehören offenbar der Trias an. Die ganze Mischungszone geht gegen Westen zu in die tiefere Radstätterdecke, die auch als Klammdecke bezeichnet worden ist, über. Dort kann man diese Zonen nicht trennen, da gerade auch die Klammdecke den Charakter eines Überganges von der Schieferhülle zu den eigentlichen Radstätterdecken hat. Uhlig hat diese Erscheinung zu der Annahme geführt, daß in den Klammkalkzügen leontinische Elemente (wie man damals sagte) erscheinen.

2. Die tiefere Radstätterdecke ist im Gebiete der Radstätter Tauern, besonders im Hochfeind wohl entwickelt. Sie baut sich dort auf aus: Quarzit, Rauhwacken, Diploporendolomit, vielleicht Hauptdolomit, Pyritschiefern des Rhät, des Lias. Sedimentäre Brekzien werden ebenfalls dem Lias zufallen. Dem höheren Jura werden schwarze

und gelbe Kalke angehören. Das sonderbarste Schichtglied sind die Riesenbrekzien des Schwarzeck. Sueß, Uhlig haben sie für tektonische Brekzien gehalten (Mylonite). Tatsächlich sieht man, wie in Schiefern Dolomite schwimmen, in dolomitischer Grundmasse Quarzite. Liegt oben Gneis und unten Kalk (oder umgekehrt), so lassen sich von dem gesunden kompakten Gestein alle Übergänge zu den verschiedensten Typen der Brekzien finden. Ich halte sie auch für tektonische Bildungen, stelle mir aber den Vorgang ihrer Entstehung so vor. Ein wanderndes

Deckgebirge schüttete seine verwitternden Mylonite in das Meer, in Form von Schutthalden. Dabei dauerte die Bewegung an, der sedimentierte Mylonit wurde wieder mylonitisiert, so daß das Endprodukt eine gefaltete, geschichtete Brekzie ist, die sedimentären und mylonitischen Ursprunges ist. Dann ist aber das Alter der Riesenbrekzie eine interessante Frage. Wir kennen solche Brekzien aus den verschiedensten Niveaus. Man denkt an die untere und obere Brekzie der Klippendecke (Lias—Jura), man denkt aber

auch an die groben Konglomeratmassen der Oberkreide (Cenoman—Gosau). Vorläufig kann die Frage nicht entschieden werden. Insbesondere wäre ein cenomanes Alter dieser Brekzien von besonderem Interesse.

Die obere Radstätterdecke. Die untere Radstätterdecke wird von Mauterndorf bis gegen das Mosermandl zu vom Twenger Kristallin überschoben. Es sind diaphthoritische Gneise, stellenweise auch granitische Gesteine. Ein solches ist z. B. der stark diaphthoritische (chloritisierte) grüne grobkörnige Mauterndorfer Granitgneis. Diese Gesteine bilden die Unterlage für die obere Radstätterdecke, die im Pleisling, im Faulkogel ihre Hauptentwicklung hat. Über dem Kristallin folgt ein Paläozoikum in Form von Schiefern mit Grünschiefern (geringmächtig), dann das Mesozoikum der oberen Radstätterdecke, das im all-

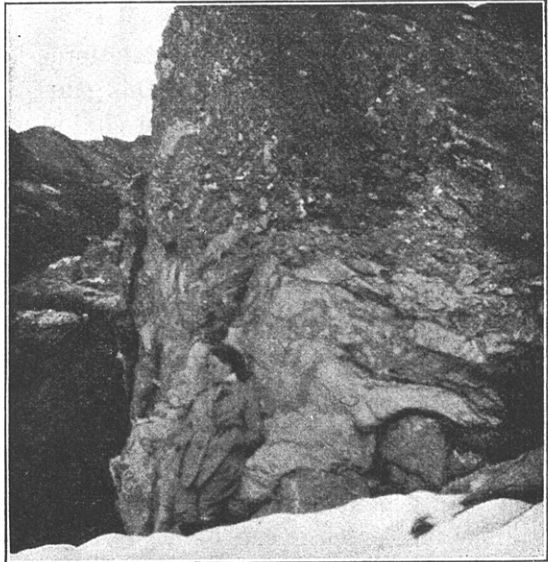


Fig. 55.

Die gefaltete Schwarzeckbrekzie. Radstätter Tauern. Weißeneck bei Tweng. Photo von L. Kober 1919.

gemeinen die ostalpinen Anklänge schon stärker zeigt. Aber noch immer fehlen die typischen ostalpinen Werfener Schiefer, die Dachsteinkalke, die Fleckenmergel, die Juraradiolarite usw.). Die Schichtfolge beginnt mit Quarzit. Dem Muschelkalk gehören zu: Schwarze Kalke, dem Wettersteinniveau Dolomite (mit Diploporen). Ob Hauptdolomit vorhanden ist, ist nicht sicher. Rhät liegt vor in schwarzen Schiefeln, ebenso der Lias (Pyritschiefer). Dem höheren Jura gehören schwarze und gelbe Belemnitenkalke an (kanalikulate Formen). Höhere Horizonte sind noch nicht bekannt. Brekzien fehlen fast gänzlich oder sind nur höchst spärlich.

Tektonik. Die tiefere Radstätterdecke folgt über der Mischungszone oder verschmilzt mit ihr. Die ganze Serie fällt allgemein nördlich unter die höhere Radstätterdecke ein. Am Südfuß der Wände entblößt sich meist Dolomit, auf dem Nordabhang zeigen sich überschlagene Falten von Pyritschiefern, die von dem Twenger Kristallin überfahren werden. Ähnlich ist die Tektonik auch in der oberen Radstätterdecke. Auch hier sehen wir auf ihrer Südseite hauptsächlich Triasdolomite, während auf dem Nordhange wieder liegende Falten mit viel Pyritschiefer und Jura erscheinen, die ihrerseits nochmals von Trias überfahren werden. Diese äußerst laminierten Teile (mit Rauhwacken) bilden wahrscheinlich den verkehrten Liegendschenkel für die darauffolgende Decke des Seekaarspitzes, die aus Kristallin besteht (Hornblendegneise, diaphthoritisirt). Verfolgt man diese oberste Masse, so sieht man gegen Süden zu das Kristallin an Masse immer stärker werden, während im Norden gegen die Enns zu die Quarzite, Quarzitschiefer sich ausdehnen und das Kristallin verschwindet. Studiert man den Verband der beiden Massen, so sieht man, daß das Kristallin allgemein höher liegt, daß das Kristallin gegen Schladming zu in zwei Stirnen in die Schiefermasse der Quarzphyllite taucht, daß die Schiefermasse gegen Tweng zu unter dem Kristallin verschwindet. Die Schiefermasse ergibt sich zugleich im Profile des Gurpetscheck bei Tweng als verkehrte paläozoische Serie, eingeschaltet zwischen Triasdolomit und dem Kristallin, bestehend aus grobem Konglomerat, Quarzphylliten, offenbar dem Karbon oder Perm angehörig. So zeigt sich die ganze Folge als eine sedimentäre Bildung, als eine Art Grauwackenzone im Liegenden des Schladmingerneises.

3. **Diese Quarzit-Gneisdecke** der Schladmingermasse vermittelt mit der Radstätterdecke einen guten Einblick in die Tektonik des ganzen Gebietes. Wenn man die beiliegende Karte betrachtet, so sieht man, wie die Schladmingerneismassen zuerst südlich mit zwei schmalen Zügen im Schiefer stirnen, wie diese Stirn im Seekaar zu einer kleinen Teildecke wird, die sich zwischen dem Kalkspitz und der Pleislingdecke (oberer Radstätterdecke) einschaltet, wie das Twenger Kristallin im

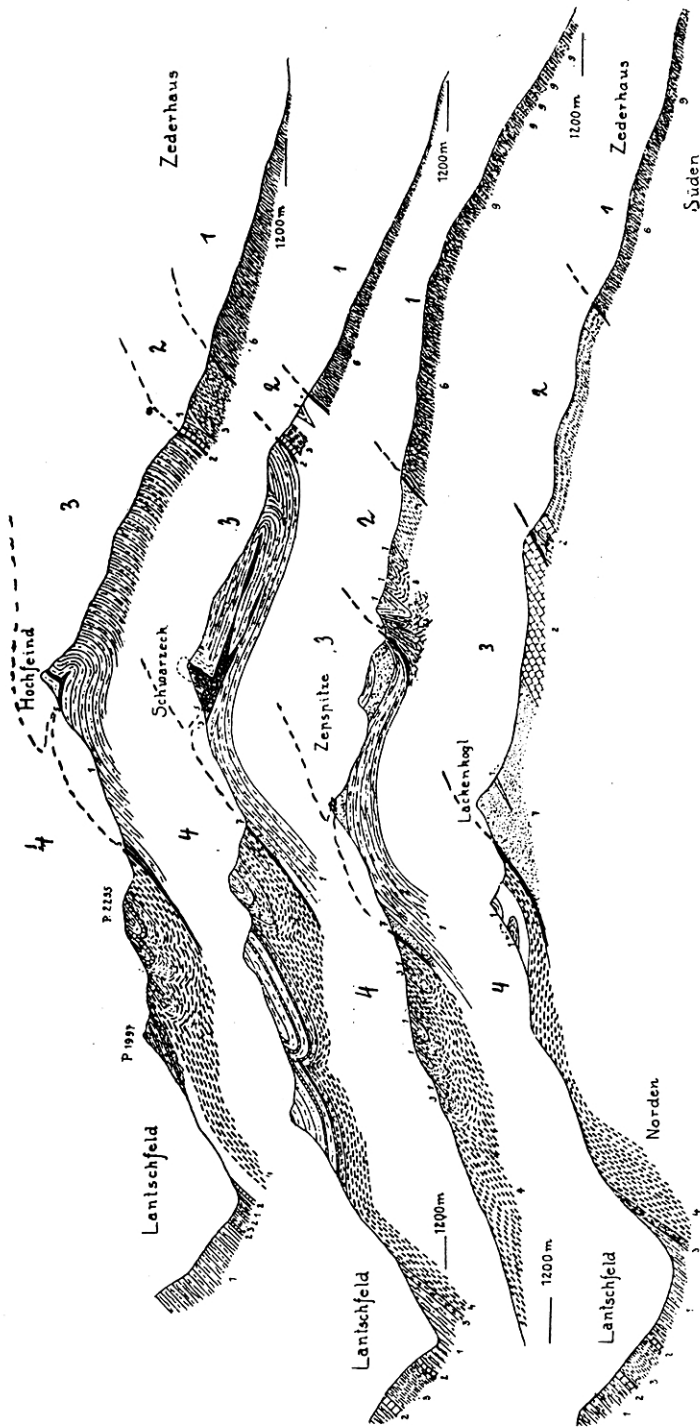


Fig. 56. Profile der Hochfeindgruppe in den Radstätter Tauern nach L. Kober 1908. 1 = Schieferhülle. 2 = Mischungszone (Speiereckdecke). 3 = untere Radstätter Decke (Hochfeinddecke). 4 = obere Radstätterdecke. 1 = Dolomite. 2 = Kalke. 3 = Quarzite und Quarzitschiefer. 4 = Gneise. 5 = Pyritschiefer, Jura. 6 = Schieferhülle. 7 = Schwarzeckbrekzien. 8 = Grünschiefer.

Grunde genommen nichts anderes ist als die Wiederholung der Stirn-
bildung des Kristallin. Nur ist der Maßstab größer. Die Stirn ist zu
einer Decke geworden. Noch tiefer liegt das Kristallin bei Mauterndorf.
Noch tiefer erscheinen nur mehr Schiefermassen als Basis in der
Mischungszone.

Aber die ganze Tektonik läßt keinen Zweifel, daß das **Schlad-
mingermassiv** mit **Stirnen** verschieden tief in seine Unterlage sich ein-

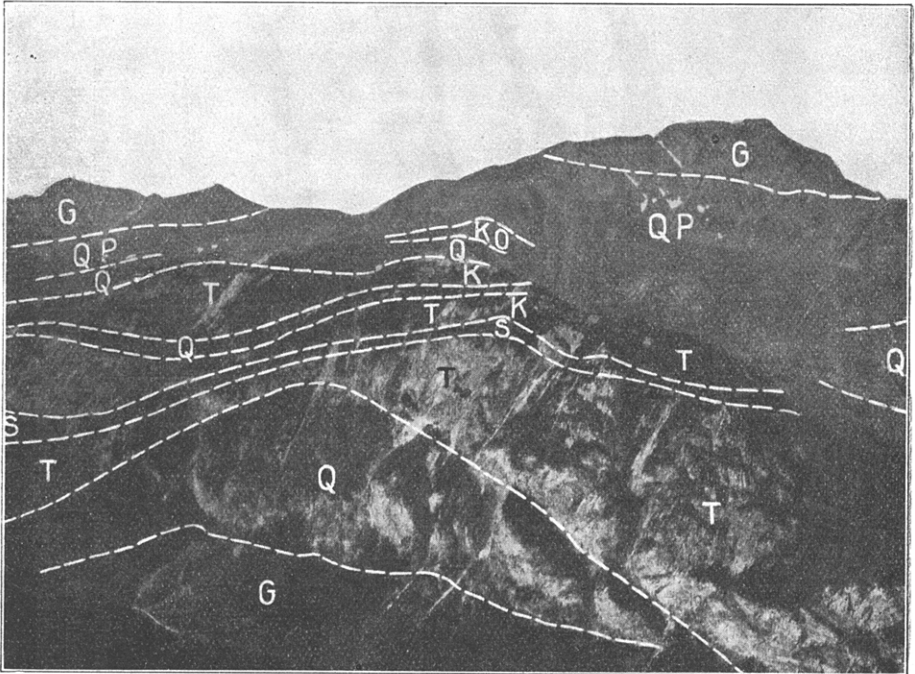


Fig. 57. Der Aufbau des Gurpetscheck über Tweng. Photo von L. Kober.
G = Gneis des Twenger Kristallin. Q = Quarzit. T = Triasdolomit. S = Schwarze
Schiefer (Raiblerschichten?). K = Kalke des Muschelkalk? Ko = Konglomeratschiefer
(Karbon?). QP = Quarzphyllite (Paläozoikum):

bohrt, daß das Twengerkristallin nur ein Zahn der Schladminger-
masse ist. Dann ist das ganze Radstätter Mesozoikum im Grunde ge-
nommen der Liegendschenkel des Schladmingermassivs, die
Quarzitschiefermasse eine eingeschaltete Grauwackenzone. Das Ganze
ist eine Riesenstirn, in sich geteilt, so daß tief unter den Quarzit-
schiefern im Taurachtale noch Fenster des Radstätter Mesozoikum er-
scheinen (Brandstatt-, Lackengutfenster).

Die ganze Tektonik wird damit verständlich, hat aber die Kon-
sequenzen, daß die Schladmingermasse nicht, wie man bisher annahm,

oberostalpin ist, also der Silvretta-, Ötztalermasse gleichzustellen ist, sondern viel tiefer liegt. Die **Schladminger**masse ist nicht eine oberostalpine Decke, sondern eine **unterostalpine**. Die zweite Konsequenz der Auffassung ist, daß man im Hangenden der Schladmingergneise ebenfalls Paläozoikum und Mesozoikum erwarten müßte, den Gegenflügel zu den Tauern bildend. Das scheint, wie später gezeigt werden soll, tatsächlich der Fall zu sein. Die an der Enns scheinbar direkt mit dem Schladmingermassiv verbundene **Grauwackenzone** samt dem Mandlingzug ist wahrscheinlich nicht das normale Hangende, wie bisher angenommen worden ist.

Die Radstätterdecke im Osten des Tauernfensters. Man sieht, wie im Lungauer Kalkspitz eine Synklinale der oberen Radstätterdecke ausspitzt. Möglicherweise geht diese synklinale Teilung noch viel tiefer nach Süden zurück, da schon vor vielen Jahren bei Exkursionen (Uhlig, Kober, Seemann) Kalke, Quarzite möglicherweise triadischen Alters nördlich von Tamsweg beobachtet wurden. Tatsächlich hat Tornquist Fenster der Radstätterdecke bei Tamsweg entdeckt. Die obere Radstätterdecke spitzt (vielleicht) mit einer hochmetamorphen Synklinale bei St. Gertraud (östlich von Mauterndorf) aus. Jedenfalls geht ein Ast noch über den Sattel gegen St. Michael. Während aber bis Mauterndorf die Schladmingergneise das Hangende der Radstätterdecke gebildet haben, erscheinen

auf einmal südlich davon nur mehr Granatglimmerschiefer, die dann das

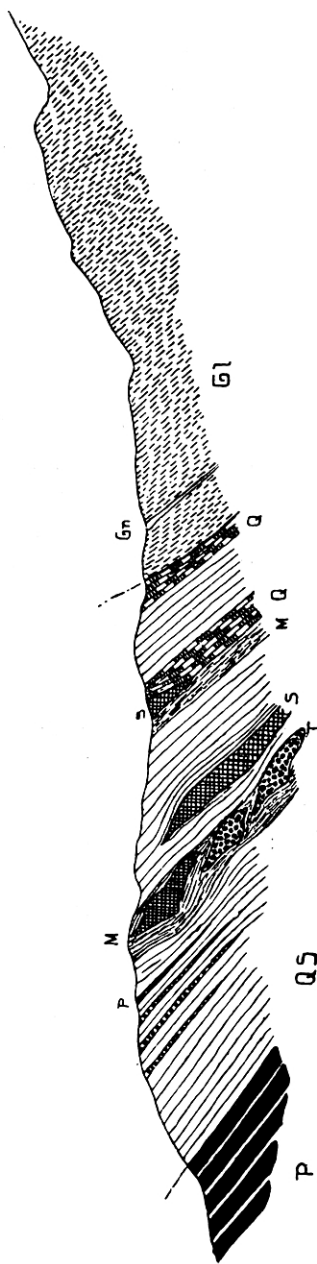


Fig. 58. Profil der Nordseite des Eckerwiesenkammes bei Heiligenblut in Kärnten nach L. Kober 1911. P = Schwarze Phyllite der Kalkphyllite (Penninikum). — Radstätterdecke: QS = Quarzschiefer. P = Einlagerungen von schwarzem Phyllit. Q = Quarzit. T = Triasdolomit. M = Kalk (Muschelkalk) und Rauhwaeken. S = Serpentin. — Ostalpine Decke: Gn = Gneis. G1 = Glimmerschiefer.

ganze Gebirge bis tief nach Süden hinunter (bis Spital a. d. Drau) bilden. Niemals sind die Schladmingerneise da. Dieses Verhältnis war das unklarste, das unverständlichste, das lange keine Lösung bot. Exkursionen in das Schladmingermassiv lehrten mich erst, daß in diesen zwei so ganz verschiedenen kristallinen Körpern zwei große Deckeneinheiten vorlagen, derart, daß die Schladmingerneise die tiefere Decke ist, die Glimmerschieferdecke die höhere. So wird die Tektonik verständlich. Die Schladmingerneise ist im ganzen nur ein Stirntropfen einer Decke, zwar ein gewaltiger, aber doch nur an der Stirn der Decke vorhanden, während das Verbindungsstück mit der Wurzel fehlt. Darum fehlt die 10 km dicke Gneismasse östlich des Tauernfensters. Hier liegt überall die höhere Glimmerschieferdecke, die, wie wir später sehen werden, die mittelostalpine Decke repräsentiert, direkt auf der Radstätterdecke, oder auf der Schieferhülle. Im ganzen Osten des Tauernfensters ist die Radstätterdecke ungemein reduziert. Von St. Michael an läßt sie sich noch in Kalk-Dolomitlinsen auf den Katschberg, auf das Tschaneck verfolgen und steigt dann hinunter in das Liesertal (bis über St. Peter). Im Maltatal findet sich noch ein Rest der Radstätterdecke bei Malta selbst, dann noch etwas tiefer im Süden. Allgemein fehlt hier aber das Mesozoikum. Über dem ostabfallenden Gneis folgt die flach ostabsinkende Schieferhülle als verhältnismäßig schmale Zone — dann kommen die Granitglimmerschiefer mit flachem Ostfallen.

Im **Süden** des Tauernfensters fehlt die Tauerndecke im unteren Mölltale. Erst bei Fragant stellen sich wieder Trümmer ein. Die interessantesten Profile finden sich östlich und westlich von Döllach.

Wir sind hier in der Wurzelzone der Radstätterdecke, insofern, als von hier aus jedenfalls die Radstätterdecke des Nordens abstammt, von hier gekommen ist. Es ist aber keine Wurzelzone im Sinne einer synklinalen Auspressung. Man sieht nur, daß die Radstätterdecke mit typischen Gesteinen hier vorhanden ist, daß sie aber nur in Linsen, Fetzen existiert, daß die ganze Zone als Einheit unter das Kristallin der Schober- und Polinikgruppe untertaucht, genau so wie die Schieferhülle hinabtaucht. Wir sind daher gezwungen anzunehmen, daß die eigentliche Wurzelzone der Radstätterdecken noch viel tiefer im Süden liegt, tief unter dem ostalpinen Altkristallin, vielleicht in der Nähe des Drautaales. Die heutigen Verhältnisse sind durch die Erosion entstanden. Würden die kristallinen Gesteine der Schobergruppe noch weiter zurückwittern, so käme in der Tiefe die Schieferhülle und über ihr die Scherbenzone der Radstätterdecke zum Vorschein.

Der stratigraphisch-tektonische Aufbau der Radstätter Zone bei Döllach-Heiligenblut ist folgender:

Über der Schieferhülle (mit den Grünschiefern) folgt die Mischungszone. Es erscheinen also wieder in großer Mächtigkeit die grünen Schiefer mit Gips, dann Quarzite, Kalke. Diese mit Grünschiefern (Diabasen) verfaultet, verflößt (wie in der Schieferhülle). Dann kommt die eigentliche Radstätterdecke, aufgelöst in ein Haufwerk von Linsen von Dolomit, Brekzien und Kalken. Nach oben kommen wieder Schiefer, die zum Teil kohlig werden, die ich für karbon Graphitschiefer halten möchte. Dann folgt das Altkristallin, das an seiner Basis bis auf 40 m verschiefert ist. Höher oben folgen stark gequetschte grobe Gneisgranite, ähnlich den Antholzer Graniten. Dann folgt die Hauptmasse des Altkristallin mit seinem komplizierten Detailbau, der noch wenig bekannt ist.

Die **Radstätterdecke im Norden** zeigt im Westen, etwa im Gasteinertale, einen anderen Bau als im Osten. Der klare, großzügige Faltenbau der eigentlichen Radstättertauern geht im Arltal zu Ende. Mit dem Klammkalkzuge setzt ein anderer Bau ein. Das ganze komplizierte Bild kann am

ehesten so erklärt werden, daß die Hauptmasse der Klammdecke der unteren Radstätterdecke des Hochfeind entspricht, daß die obere Radstätterdecke fast gänzlich fehlt. Nur Reste finden sich, so am Schuhflicker bei Dorf Gastein. Die ganze Tektonik und Stratigraphie ist ungemein kompliziert.

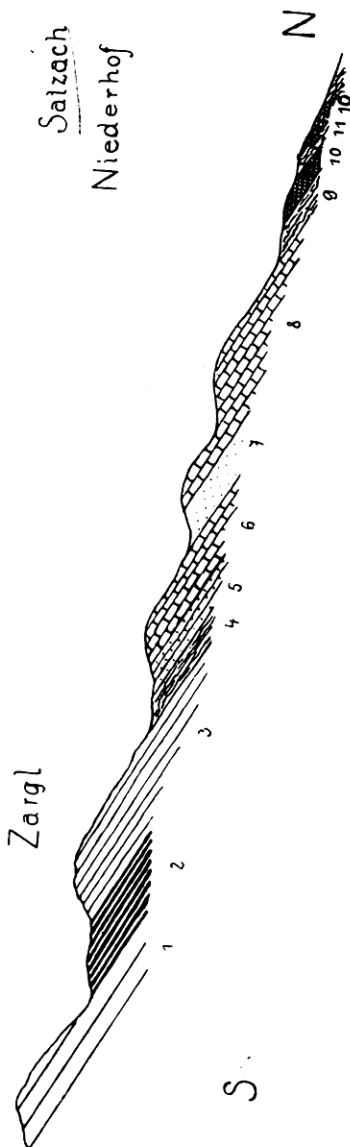


Fig. 59. Profil vom Zargl gegen das Salzachtal nach L. Kober 1920. 1 = Kalke und Kalkschiefer (Bernkogler). 2 = Schwarze Schiefer (Anthaupenserie). 3 = Quarzit, Quarzitschiefer (Grünschiefer?) (Anthaupenserie). 4 = Schwarze Phyllite (Anthaupenserie). 5 = Quarzite, Grauwacken (mit weißen Glimmerblättchen). 6 = Kalk mit Quarzit, auch verflößt. 7 = Grauwacken. 8 = Schwarze Kalke, wahrscheinlich auch Dolomit und Brekzien (Radstätterdecke). 9 = Schwarze Phyllite (oberostalpine Grauwackenzone). 10 = Serpentin. 11 = Glänzende helle Phyllite, am Ausgange des Grabens Brekzien, ob anstehend zweifelhaft, gegen den Berg fallend, wahrscheinlich von oben stammend, aus dem Kalklager.

Fossilien sind aus dieser Zone nicht bekannt. Die Metamorphose ist eine viel höhere. Quarzite, Dolomite, oft nur in Linsen in den Marmoren schwimmend, finden sich, dann Brekzien, Kalke, grüne Schiefer, Diabase, mit einem Worte, alle die Elemente, die auch im Osten in der tieferen Radstätterdecke heimisch sind. Dazu kommen aber auch Graphitschiefer, Graphitkalke, Serpentine und andere Grauwackengesteine, die zwar der Hauptsache nach über der Klammkalkserie liegen, aber auch in den Klammern selbst, so in der Lichtenstein-, Rauriserklamm mit den Klammkalken in Wechsellagerung auftreten, vielleicht verfaltet sind. Aus diesem Grunde werden ja auch die Klammkalke für Grauwackengesteine, für paläozoisch gehalten. Mit Unrecht, wie ich glaube, da die typischen Klammkalke immer graphitfrei sind und gekennzeichnet durch die Dolomitlinsen im Kalke, ein Bild, das sich in der tieferen Radstätterserie bei Mauterndorf wieder typisch findet.

Die östlichen Tauern ein Fenster. Ich habe hier in ganz großen Zügen den Bau des östlichen Tauernfensters wiedergegeben, wie ich ihn in langen Studien (seit 1906) kennen gelernt habe. Ich habe mich dabei auch auf die Erfahrungen meiner Kollegen gestützt, die in den Tauern gearbeitet haben. Ich bin völlig überzeugt von der Fensternatur der östlichen Tauern. Dazu zwingt der Zonenaufbau, die Metamorphose, die Faziesanordnung, der tatsächlich zu beobachtende Deckenbau, das Hinabtauchen der penninischen Decken unter die ostalpinen.

Der Beweis, daß die östlichen Tauern ein Fenster sind, liegt im allseitigen Hinabtauchen der penninischen Gesteine unter die ostalpinen, unter die mesozoischen Radstätterdecken. Diese wölben sich von Süden in hohem Dome nach Norden, überdecken als eigenes System die penninischen Zentralgneise und die Schieferhülle. Über den Radstätterkalken liegt im Süden, im Osten, im Norden das ostalpine Kristallin. Freilich liegt das Kristallin nicht am ganzen Nordrand über den Tauern, deswegen nicht, weil die tauchenden Stirnen ausheben. Aber sie waren einmal da.

Das sind die tatsächlichen Verhältnisse der Tauern. Sie sprechen für den, der die Natur kennt, eine klare Sprache. Daß der Deckenbau des Tauernfensters geleugnet wird, liegt darin, daß die Gegner eben diese tatsächlichen Verhältnisse nicht kennen. Siehe die Arbeiten von Heritsch, Schwinner, Bubnoff, Kossmat u. a.

Die östlichen Hohen Tauern sind ein klassisches Deckenland. Wenn der Deckenbau nicht früher erkannt worden ist, so liegt das daran, daß die Ostalpen eben noch so wenig bekannt waren. Darum konnte sich die Anschauung von der Autochthonie der Alpen halten. Klebelsberg meint zwar, daß die Deckenlehre eben nur infolge dieser mangelhaften Kenntnis der Alpen bestehen kann. Das ist gerade das Gegenteil der Tatsachen und der historischen Entwicklung.

Das westliche Tauernfenster zeigt in ebenso klarer Weise den großen Deckenbau wie das östliche. Man kann gar nicht verstehen, wie durch Sander, Spitz, Hartmann u. a. der grandiose Deckenbau, den Termier so glücklich schon erfaßte, so lange Zeit verschleiert werden konnte. Die Profile des Brenner gehören zu den klarsten Beweisen der Deckennatur der Tauern.

Allgemeine Gliederung. Die geologische Erforschung knüpft sich an die Namen der alten Pioniere, dann an Frech, Kerner, Sander, Becke und Termier.

Die Großgliederung ist folgende. Wir folgen hier für den Zentralgneis der Gliederung, die F. Becke und Löwl, 1903, gegeben haben.

1. Die Zentralgneise bilden auch im Westen keine einheitliche Masse. Sie sind in „Kerne“ geteilt. Diese sind alle SW-NO gestreckt. Schieferbänder schalten sich z. T. zwischen die einzelnen Kerne ein. Diese Gneiskerne sind ausgezogen, enden mit Spitzen, lösen sich in Keile auf, so wie das im Aar-, im Gotthard- und in anderen

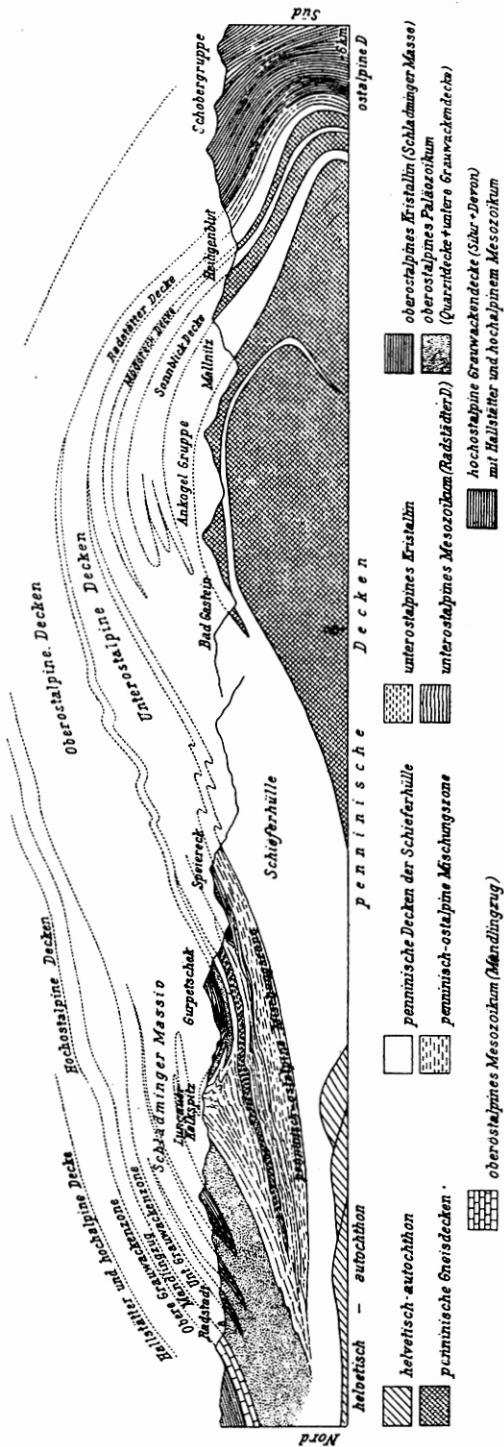


Fig. 60. Schematisches Sammelprofil des östlichen Tauernfensters nach L. Kober 1920. (Fig. 44-60 aus den Denkschriften der Ak. d. Wiss. Wien 1922, 98. Bd.)

Massiven der Fall ist. Diese Anordnung wird von Becke auf lakkolithische Struktur zurückgeführt. Aber man sucht vergebens, wie das auch F. Becke betont, Kontaktmetamorphose. Dafür geht über alles in gleicher Weise eine regionale Tiefenmetamorphose hinweg, die von einer Tektonik begleitet ist. Diese zeigt die Gneiskerne als steilstehende Zonen, die im allgemeinen mit SW-gerichteter Streckung untertauchen. Das ist das Gegenbild zur allgemeinen SO-Streckung der Zentralgneisdecken am Ostrande der Tauern, wo die Zentralgneise mit gewaltigen Bänken SO flach unter die aufliegenden Schiefermassen hinabtauchen. So ist das Bild im Westen prinzipiell das gleiche wie im Osten. Auch die Tektonik ist die gleiche. Die Gneiskerne des Westens sind keine in die Schieferhülle eingedrungenen Lakkolithen, sondern passiv hineingepreßte Massen, große antiklinale Kerne, Decken, die aus der Tiefe heraufkommen, Stirnen bildend. Die Zentralgneiskerne des westlichen Tauernfensters sind Kopfteile von Decken. Ihr Hauptkörper liegt in der Tiefe.

Wir können folgende Teile unterscheiden:

Wahrscheinlich den tiefsten Zentralgneiskörper bildet die **Ahornmasse**, die als eine schmale O—W-gestreckte Linse (südlich von Mairhofen im Zillertal) ansetzt und durch eine Glimmerschiefermasse südlich der Ahornspitze von der nächstfolgenden Gneismasse, dem Tuxerkern getrennt wird. Dieses trennende Glimmerschieferband ist nicht überall vorhanden, bildet aber nach F. Becke die trennende Schiefersynklinale und zeigt vor allem an, wo ihre Fortsetzung (gegen die Riffelscharte zu) gesucht werden muß. Diese Kernmasse kann man als **Ahorndecke** bezeichnen.

Die nächste Decke ist die des **Tuxerkernes**, die zusammen mit der des **Zillertalerkernes** die Hauptmasse der westlichen Zentralgneise ausmacht. Im Westen und Osten reichen Schiefersynklinalen tief zwischen die beiden Gneismassen ein, so die Greinerscholle im Westen. Im mittleren Teil fehlt eine solche trennende Schiefersynklinale. Aber die tektonische Trennung ist vorhanden. Das ganze geologische Bild ergibt sich dem erfahrenen Auge als Verschmelzung zweier Massen, und es wird sicherlich zu den dankbarsten Aufgaben der alpinen Geologie gehören, die Zentralgneismassen deckentheoretisch zu erforschen. Dazu sind die ersten Anfänge da. Darum soll es auch nur eine vorläufige Gliederung sein, wenn wir hier die beiden Gneismassen als Tuxer- und als Zillertalerdecke bezeichnen. Die Aufnahmen von Sander haben gezeigt, daß auch noch eine **höhere Lamelle** ähnlich der Modereckdecke des Ostens über der Zillertalerserie vorhanden ist, daß das tektonische Kleinbild das gleiche ist wie im Osten. So sehen wir auf der ganzen Nordseite des Tuxerkammes kleine Teildecken (der Tuxerdecke?) sich abspalten und über die tiefere Zentralgneismasse sich hinüberlegen, so

daß oftmalige Wiederholungen von Gneis, Schieferhülle, von Kalk-Marmor Massen entstehen, ein Bild, das wir auch vom Osten her gut kennen.

2. Die **Schieferhülle** bildet den Mantel für die Zentralgneismassen und füllt den ganzen Raum um die Zentralgneise bis an den Fensterand. Dieser verläuft von Bruck-Fusch gegen die Gerlos auf die Tarnalerköpfe und zieht von da im großen Bogen über Matrei, Steinach auf den Brenner und geht über Sterzing, Mauls wieder in die O—W-Richtung des Südrandes über, der durch die Matreierschieferzone in die Radstätterdecke der Heiligenbluter-, Döllacherregion übergeht. Innerhalb dieses so abgegrenzten Raumes liegt das westliche Tauernfenster. Dabei ist die Schieferhülle so angeordnet, daß sie hauptsächlich im Westen, Süden und Osten vorhanden ist, während sie im Norden stellenweise fehlt (so im Habachtale). Der Ostpfeiler der Zentralgneise ist der Venedigerstock. Vermittelnd zwischen dem östlichen und westlichen Tauernfenster stellt sich der **Granatspitzkern** ein.

3. Die **Radstätterdecke** ist das nächst höhere Deckenglied. Sie ist aber nicht in so zusammenhängenden Zonen vorhanden, nicht in solcher Mächtigkeit wie im Osten. Der Radstätterdecke gehören zu: die Matreierschieferzone im Süden, die Linsen am Westrande am Brenner, bei Steinach, bei Matrei, dann die mehr zusammenhängende Zone der Tarnalerköpfe und der Gerlos, die mesozoischen Kalke von Krimml. Der stratigraphisch-tektonische Aufbau ist im großen der gleiche wie im Osten. Wir sehen in den Tarnalerköpfen die gleichen Gesteine, die basalen Quarzitschiefer (die von Sander hier z. T. als Quarzphyllit bezeichnet und mit dem oberen Quarzphyllit vereinigt werden), die Rauhacken, die Tarnalerebrekzien (die von Hartmann als Jurakonglomerate bezeichnet werden), wir finden die Kalke, Dolomite, vielfach fossilführend. Fremd dem Osten sind nur die Radiolarite und die grünen Gesteine (Serpentine), die in den Tarnalerköpfen so mächtig entwickelt auftreten. Was die Tektonik anbelangt, so ging die Anschauung von Sander, Hartmann, Spitz dahin, daß die Tarnalerköpfe allgemein dem Quarzphyllit aufsitzen. Das ist nicht der Fall. Man sieht deutlich, wie von Matrei die Trias in Fetzen über Navis auf die Tarnalerköpfe zieht und überall unter den Quarzphyllit zu liegen kommt. Andererseits liegt z. B. am Mieskopf auch Radstätterdecke auf dem Quarzphyllit, bzw. im Quarzphyllit, wie gewisse Schollen von Radstättergesteinen nördlich der Tarnalerköpfe. Die Radstätterserie liegt der Hauptsache nach aber unter dem Quarzphyllit, bzw. in Teildecken noch eingefaltet im Quarzphyllit, genau so wie im Osten die Radstätterdecke der Hauptsache nach immer unter, bzw. in Teildecken eingefaltet im Quarzitschiefer und im Altkristallin liegt.

4. Die **Quarzphyllite** nördlich der Tarntalerköpfe sind tektonisch und stratigraphisch das Äquivalent der Quarzitschieferdecke des Ostens. Und darunter liegt allgemein, im Osten wie im Westen, die Radstätterdecke.

Das ist der wahre Sachverhalt, wie er sich aus der Natur ergibt.

Die Quarzphyllite bauen das ganze Gebirge im Norden des Tauernfensters bis an den Inn. Im Patscherkofl liegt über dem Quarzphyllit Glimmerschiefer. Dieser ist eine Deckscholle, ein Ausläufer des Altkristallin, das das Tauernfenster im Westen umsäumt.

5. Das **Altkristallin der Stubai** und der **Öztaler** sind die nächst höhere Einheit. Sie liegen über dem Quarzphyllit, der sich bis auf den Brenner verfolgen läßt, dann aber verschwindet. Im Süden findet er sich in Spuren unter dem Altkristallin (Sander). Im Westen des Tauernfensters rechne ich dazu den Schneebergerzug und seine Fortsetzung, die Quarzphyllite des Veltlinerzuges. Von diesen haben wir ja gesehen, daß sie die Unterlage des Ortler bilden, daß sie der Campo-, der mittleren ostalpinen Decke angehören, daß sie also unter der Decke der Silvretta-, der Öztalermasse liegen. Tatsächlich sehen wir ja auch, wie an der Hochwilde die Kalke und Marmore dieser Zone unter die altkristallinen Massen einschließen, daß dieses Altkristallin nach Osten hin gegen Sterzing, auf den Brenner zieht und hier über sich erst die Trias des Tribulaun trägt. So sehen wir vom Patscherkofl an das Altkristallin der Stubai von Quarzphyllit unterlagert, dieses System auch auf der Südseite allgemein als Unterlage des Öztalermassives. Damit wird gezeigt, daß dieses Altkristallin eine höhere Decke bildet, vielleicht mit der Silvretta zusammengehört, die obere ostalpine Decke ist.

6. Das **Brennermesozoikum** liegt nun auf diesem Altkristallin. Damit ist die tektonische Stellung des Brennermesozoikum klar fixiert. Das Brennermesozoikum ist demnach absolut nicht mit dem Radstättermesozoikum tektonisch gleichzustellen, wie das immer geschehen ist. Das Brennermesozoikum zeigt basal Verrucano, Quarzit, Muschelkalk, Raiblerschichten, Hauptdolomit, Pyritschiefer und Liaskalke. Die ganze Entwicklung ist vollständiger als in den Tauern, erinnert wohl an diese (Pyritschiefer), zeigt aber besonders im Lias ostalpine Anklänge. Die so typischen Tarntalbrekzien fehlen dem Mesozoikum des Tribulaun und der Saile. (Nach Sander, Kerner, Frech u. a.). Sueß glaubte, daß das Radstättermesozoikum im Brenner über den ostalpinen Rand hinübergefaltet wäre. So entstand das Prinzip der Verfaltung. Lepontin, sagte man, träte im Brenner über Ostalpin. Sander und Spitz nahmen dagegen Stellung, aber auch sie konnten keine befriedigende Erklärung im Sinne der Deckenlehre geben. Und doch liegt die Sache so groß und einfach in der Natur vor unseren Augen.

Über den Zentralgneisen liegt die Schieferhülle, über der die Radstätterdecke, über der die Quarzphyllite, über diesen das Altkristallin des Brenner und erst darauf die Trias des Tribulaun, der Saile, die ihrerseits wieder erst von Karbon überlagert werden, d. h. von der Grauwackenzone. Das ist der gleiche große Bauplan, wie im Osten. Auf der Grauwackenzone liegen erst die Kalkalpen.

7. Das **Karbon des Steinacherjoches** ist die höchste tektonische Einheit, liegt über dem Brennermesozoikum, das mit seinen Pyritschiefen mit dem Karbon oft innig verfaultet ist.

Die **regionale Tektonik** zeigt im westlichen Tauernfenster das ganze penninische Deckensystem (Zentralgneis + Schieferhülle) vollständig vom ostalpinen Deckengebirge umschlossen, im Süden, im Westen, im Norden, daß man gar nicht verstehen kann, wie die westlichen Tauern kein Fenster sein sollen. Wieder sehen wir, wie den Südrand des Fensters das Kristallin bildet. Am Westrande schiebt sich vom Brenner an (genau so wie im Osten am Katschberg die Katschbergschiefer, die Quarzitschiefer) die Serie der Quarzphyllite ein. Diese wird im Norden sehr mächtig, genau so wie die Quarzitschieferdecke des Ostens. Beide zusammen bilden eine Einheit, die sich bei Bruck-Fusch schließt. Wie im Osten das Schladmingermassiv im Quarzitschiefer stirnt, so stirnt der **Kellerjochgneis** in den Quarzphylliten. Die Aufnahmen von Ohnesorge im Quarzphyllitgebirge des Zillertales zeigen deutlich, wie der Kellerjochgneis, besonders gegen Osten zu, gegen den Rettenstein hin, immer nur in schmalen Keilen **auf** den Kämmen sitzt, während die Hauptmasse des Berges von Quarzphyllit gebildet wird. Das ist der klarste Beweis der schwimmenden Natur der Kellerjochgneise, derselbe Bau, der sich am Patscherkofl zeigt, der gleiche Bau, wie wir ihn am Gurpertscheck auf der Ostseite des Fensters sehen. Genau so wie im Osten das Altkristallin auf den Ostrand des Fensters beschränkt bleibt, so ist es auch auf der Westseite des Brennergebietes. Auch hier gehen nur Zähne, Splitter des Altkristallin auf den Nordrand des Fensters ab, mit einem Worte: Wir sind genau so wie im Osten in der Stirnregion.

Der Stirnrand der ostalpinen Decken im Norden. Die Radstätterdecken stirnen im Quarzphyllit, der Quarzphyllit geht nicht tief unter die Kalkalpen. Das Altkristallin des Brenner endet im Patscherkofl. Das Brennermesozoikum endet mit der Saile. Das Steinacherkarbon ist ein Stirnteil der Grauwackendecke, die wir tatsächlich im ganzen Kitzbühlergebiet, wie Ohnesorge gezeigt hat, erst über dem Quarzphyllit finden.

Dort fehlen aber die trennenden kristallinen Massen, die am Brenner, in den Radstättertauern noch vorhanden sind. Sie sind eben nicht so weit nach Norden gegangen, d. h. die Decken bohren sich hier nicht in die Tiefe ein, wie das östlich und westlich des Tauern-

fensters der Fall ist. Die Tauern sind eine Riesenkulmination und auch ihr Vorland steht unter dem Einfluß der Kulmination. So müssen die höchsten Decken, z. B. das Kristallin mit ihren Stirnen zurückbleiben, also fehlen. Es finden sich aber auch hier noch Reste von Kristallin, so bei Lend-Gastein (F. Becke).

Allgemeiner Bauplan. Das ist der tiefere Grund des Baues des Tauernfensters und seines Rahmens. Allgemein betrachtend sehen wir, wie das penninische Gebirge mit seinen Zentralgneismassen nach Norden aufgeschürft, hoch emporgetragen wird, wie sich darüber das ostalpine Gebirge legt; zu tiefst schleift es das Mesozoikum der Radstättertauern als Liegendschenkel vor sich her, dann kommen die paläozoischen Gesteine, dann das Altkristallin. Dieses bleibt mehr im Süden, das Mesozoikum im Norden. Dabei digitiert das ostalpine Kristallin. Das tiefste Kristallin ist das der Schladmingermasse. Ihr entspricht im Westen vielleicht der Kellerjochgneis. Das höchste Kristallin ist das des Brenner, der Stubaieralpen (Silvrettadecke). Das mittel-ostalpine Element verschmilzt mit den unteren oder oberen am Westende der Tauern, tritt nicht so klar in Erscheinung wie im Osten, wo wir es in den Muralpen wieder in großer Mächtigkeit treffen. Ergänzend sei nun gleich zugefügt, daß wir im Osten den gleichen Bau im ostalpinen Gebirge haben, wie er durch die Schweizer Geologen im allgemeinen aufgedeckt worden ist und wie er im folgenden näher besprochen werden soll. In den Muralpen folgt über den unteren ostalpinen Decken (Radstätterdecke + Schladmingermasse) die mittel-ostalpine (die eigentlichen Muralpen), dann die ober-ostalpine mit der Trias der Stangalpe (Äquivalent der Brenner Trias) und dem daraufliegenden Karbon der Stangalpe (Äquivalent des Steinacher Karbon).

Die Tauern sind ein Fenster. Das hat vor ca. 20 Jahren Termier so richtig erfaßt. Früher nannte man das Tauernfenster mit Sueß lepontinisch, gegenwärtig nennen wir es penninisch und sagen damit: Die Tauern vom Brenner bis zum Katschberg sind die gleichen Glieder, wie die penninischen Decken der Westalpen. Die Zentralgneise, die Schieferhülle sind die Äquivalente der Tessinerdecken, der Bernhard-, der Monte Rosadecke (bezw. der Tambo- und Surettadecke). Penninisch ist in den Tauern alles unter den Radstätterdecken. Diese sind unter-ostalpin. Darüber liegt mittel- und oberostalpinen Kristallin. Es fehlt fast nur im Norden. Ist aber auch hier in den Deckschollen des Kellerjochgneises, in dem Granitmylonit bei Lend, in den Stirnzapfen des Twengerkristallin (beim Draugestein) zu verfolgen. **Jedenfalls bilden die Radstätterdecken einen vollständig geschlossenen Ring mesozoischer Gesteine über dem Penninikum des Tauernfensters und unter dem Kristallin (Paläozoikum) der ostalpinen Decken und sind so der direkteste Beweis der Fensteratur der Tauern.**

Die östlichen Zentralalpen

Der scheinbare autochthone Charakter. Wir betreten hier ein Gebiet, das für den Deckenbau von außerordentlichem Interesse ist. In diesem Teile der Zentralalpen, der die niederen Tauern, die Muralpen, die Ausläufer der Alpen gegen die ungarische Ebene umfaßt (Glein-, Koralpe usw.), tritt uns ein Gebirge entgegen, das der Hauptmasse nach aus altkristallinen Gesteinen besteht. Aber auch paläozoische Schichtgruppen, Schiefer und Kalke finden sich, so besonders im Gebiete der Mur. Hier sind z. B. von der Grebenze Krinoidenkalke bekannt, die vielleicht Devon sind. Hierher zu rechnen sind jedenfalls noch die paläozoischen Ablagerungen von Graz (Silur—Devon), dann die paläozoischen Unterlagen der Triasinseln von St. Veit, Guttaring usw. Das

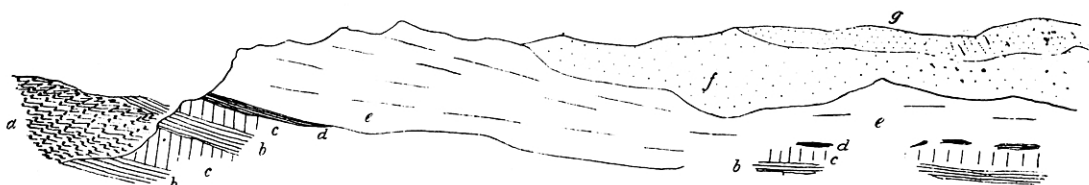


Fig. 61. Bauformel der Triasinsel von Eberstein in Kärnten. a = Grundgebirge. b = Werfener Schiefer. c = Muschelkalk. d = Raiblerschichten. e = Hauptdolomit. f = Gosau (transgressiv). g = Eozänkalk (transgressiv). L. Kober.

Paläozoikum der Stangalpe (Karbon) gehört hierher. Noch komplizierter wird das allgemeine geologische Bild durch das Gosaubecken der Kainach, das Eozän in Kärnten. So ist es nicht verwunderlich, wenn dieses System der Alpen mit seinen paläozoischen, mesozoischen Inseln, mit seiner Transgression der Gosau, des Eozän, seinen Miozänbuchten für ein altes Land, für ein zentralalpines Festland, für einen variszischen Horst gegolten hat, auf dem durch die Transgression des Karbon, der Oberkreide, des Eozän deutlich der alte Landcharakter zum Ausdruck kommt.

Sueß hat den „alten Bau“ dieser Scholle auch im Anlitz der Erde betont. Und es ist merkwürdig, wie Sueß den Deckenbau der Alpen vertreten hat, die Fensternatur der Tauern erkannte und zugleich an der Horstnatur der Muralpen festhielt. Termier hat in einer Besprechung des „Face de la Terre“ auf diese eigentümliche Anschauung aufmerksam gemacht. Sueß hat damit aber der allgemeinen Auffassung dieses Gebietes seitens der ostalpinen Geologen Rechnung tragen wollen. Die Ansicht, daß dieser Teil der Alpen altes autochthones Land ist, wird heute noch wahrscheinlich von dem Gros der ostalpinen Geologen geteilt. Freilich sehr mit Unrecht, wie die nachfolgenden Ausführungen zeigen werden.

Versuche von Deckengliederungen. Die vorhandene Literatur ließ diesen Teil der Zentralalpen als ein Gebiet erkennen, in dem auf Kristallin Paläozoikum und Mesozoikum entwickelt ist. Man mußte annehmen, daß diese Schichten miteinander im natürlichen Verbands stehen.

So ist die ganze Masse als Einheit aufgefaßt worden, als Grundscholle der ostalpinen Decke. Schon im Semmering konnten Uhlig Kober, Mohr, Heritsch zeigen, daß das Kristallin und Mesozoikum absolut nicht in normaler ruhiger Lagerung vorhanden ist, daß Deckenbau herrsche. Mohr und ich kamen frühzeitig zur Anschauung, daß im Grazer Paläozoikum Deckenbau herrschen müsse, und Mohr hatte die Kühnheit, die ganze Unterlage des Grazer Paläozoikum, das als Silur galt, als Karbon anzusprechen. Die Erscheinungen der Transgression der Gosau in Kärnten, in der Kainach zwangen mich zur Auffassung, daß der Deckenbau der Zentralalpen vorgosauisch sein müsse. So war schon ein gewisser Einblick gewonnen. Dann kam Tornquist und versuchte speziell im Murtales eine Reihe von Decken zu unterscheiden. Dann hatte Holdhaus das Glück und fand in den Kalken und Dolomiten „des Karbon“ der Stangalpe Triasfossilien. Ich fand von den Tauern ausgehend die Schladmingergneise als tiefere Decke unter der Stangalpe. So kam auf einmal neues Leben in das „erstarrte Land“. Der variszische Horst wurde in Decken aufgelöst. Die „variszische Transgression“ des Karbon, die Heritsch so gegen die Deckenlehre ins Treffen führte, wurde als weithingehende Überschiebung erkannt.

Vorläufige Deckengliederung. Wir sind gegenwärtig noch nicht imstande eine genauere Analyse des Deckenbaues der östlichen Zentralalpen zu geben. Wir können nur erste Grundlinien zeichnen.

1. Die **unter-ostalpine Decke** der Schladmingermasse ist jedenfalls die tiefste Einheit, die wir kennen. Sie hat unter sich noch, wie gezeigt wurde, die Quarzitschieferdecke und die Radstättertauern. Diese unter-ostalpine Decke baut mit ihrer Stirnregion die Schladmingermasse, besteht zum großen Teil aus Orthogesteinen, besonders aus basischen Gneisen (Hornblendegneisen), dann finden sich dioritische und granitische Teile. Kristalline Schiefer treten allgemein zurück. Im Sölktales findet sich im Hangenden der Schladmingergneise über hochmetamorphem Quarzit, Kalkbändern eine Serie von Glimmerschiefern, die über den Kamm der Niederen Tauern die Schladmingermasse (über dem Sölkpaß und östlich davon) ummantelt. Diese Serie der Glimmerschiefer und Marmore zieht sich nun auf der Südseite der Schladmingermasse (im Norden von Tamsweg) herum und wird hier zu der Granatglimmerschieferzone, die sich im Hollerberg bei St. Michael bereits direkt auf die Radstätterdecke legt. So wird das Schladmingermassiv vollständig

abgeschlossen, hat unter sich die Radstätterdecke, über sich die Decke der Muralpen. Diese Decke hat nun Tornquist bereits vor Jahren z. T. erkannt. Tornquist konnte um Murau herum unterscheiden:

- 1—2. Die tiefsten Einheiten mit Marmoren und Glimmerschiefern.
3. Die Frauenalpscholle, aus Quarzphylliten bestehend.
4. Die Decke der Grebenze (Silur—Devon).

Unsere Decke der Muralpen ist ident mit der Decke 1 von Tornquist. Die Decken 2 und 3 sind bereits höhere Teile.

2. Die **mittel-ostalpine Decke** der Muralpen baut mit ihren Granatglimmerschiefern, mit ihren Marmorbändern das ganze Land um Tamsweg, die Unterlage der Stangalpe, die Umrahmung des Tauernfensters von St. Michael bis nach Spital a. d. Drau (in Kärnten). Es ist eine mächtige Deckenmasse, die sich von St. Michael ohne Dazwischentreten der Schladmingergneise unmittelbar auf das penninische Deckensystem der Tauern legt. Auch im Süden der Tauern scheint diese Grundgebirgsfazies, die durch alte Kontaktmetamorphose, durch eine alte regionale Metamorphose (Karbon?), durch alte gefaltete Pegmatite gekennzeichnet ist, vorhanden zu sein. Dort scheint sie auch die jungen Intrusionen der Tonalite zu führen (Riesenferner) und somit zum Analogon der Zone von Bellinzona (Ivrea) zu werden. Diese Serie scheint dann auch mit der Camposerie ident zu sein. Tatsächlich bildete sie ja auch im Osten die mittlere ostalpine kristalline Decke. Denn auf ihr liegt noch eine höhere.

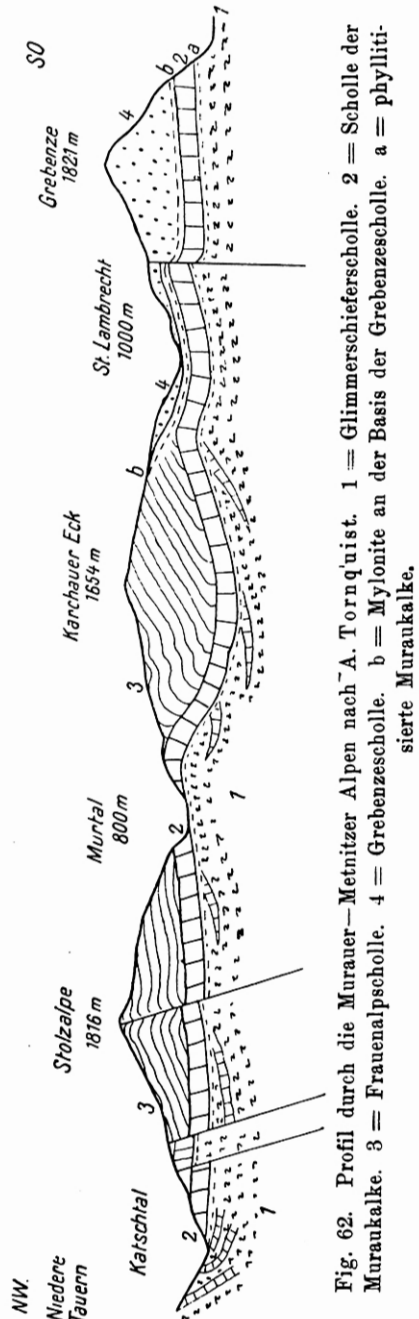


Fig. 62. Profil durch die Murauer—Metnitzer Alpen nach A. Tornquist. 1 = Glimmerschieferscholle. 2 = Scholle der Frauenalpe. 3 = Mylonite an der Basis der Grebenzescholle. 4 = phyllitisierte Murankalke.

3. Die **obere ostalpine Decke** zeigt sich deutlich im Stangalpengebiet. Wir finden dort über der mittel-ostalpinen Glimmerschiefermasse den **Bundschuhgneis** (Geyer), einen grob- und feinkörnigen Mylonit-Granitgneis, der auf der Nord- und Westseite als Unterlage „des Stangalpenkarbon“ weithin entblößt ist. Über dem Gneis folgt im allgemeinen zuerst eine Kalk-Dolomitmasse, über der die Schiefermasse des Karbon. Während man früher glaubte, daß diese Kalkmasse im Liegenden des pflanzenführenden karbonen Schiefers auch Karbon sein sollte, ist es Holdhaus gelungen, hier Triasfossilien nachzuweisen. Daß hier Trias unter dem Karbon (analog der Brenner) zu erwarten wäre, war nicht von der Hand zu weisen, und ich selbst habe schon 1920 anlässlich meiner Begehungen im östlichen Tauernfenster die Möglichkeit von Trias in diesem Gebiete erwogen und Ausschau nach mesozoischen Gesteinen gehalten. In der Tat ist der Anblick der Stangalpe im Gebiete des Königstuhles geradezu verblüffend. Ein Kalkgebirge von mehreren hundert Metern Mächtigkeit baut sich mit steilen wohlgeschichteten Dolomitwänden zwischen dem Bundschuhgneis im Liegenden und den karbonen Schiefen im Hangenden ein, ein Kalkgebirge, landschaftlich gleich den Radstättertauern, oder dem Brenner. Es ist in der Tat auffällig, wie ein mesozoisches Kalkgebirge von solcher Mächtigkeit bisher den kartierenden Geologen entgehen konnte.

Das **Stangalpenmesozoikum** besteht aus Verrucano, Quarzit, aus Muschelkalk, aus Raiblerschichten, aus Hauptdolomit, Rhät. Dachsteinkalk ist nicht vorhanden. Lias ist bisher nicht gefunden worden. Es ist eine Entwicklung, die der des Brenners am nächsten steht. Es lag nahe, zuerst an die Radstättertauern zu denken (Holdhaus). Aber diese liegen viel tiefer, durch mächtige kristalline Massen getrennt.

Das **Stangalpenkarbon** selbst liegt nun erst als Deckscholle auf der Trias, ist mit dieser verfaltet.

Die Ausdehnung dieser Decken nach Osten. Auch hier läßt sich nur Vorläufiges sagen. Allem Anscheine nach gehören zur **unterostalpinen Decke** als Fortsetzung der Schladmingermasse die Gneismasse des Bösenstein und ihre Fortsetzung gegen die Mur (die Hornblendegneise des Mugluzuges bei Leoben und des Rennfeldes). Wenn das der Fall ist, dann müßte in Zukunft hier Mesozoikum gefunden werden können.

Die **mittel-ostalpine Decke** nimmt nach den heutigen Kenntnissen den größten Teil der Zentralalpen dieses Gebietes ein (Glein—Koralpe usw.).

Zur **ober-ostalpinen Decke** wären zu zählen: die Quarzphyllite der **Frauenalpscholle**, die möglicherweise das Äquivalent des Karbon der Stangalpe wären. Dann läge die Deckscholle der Grebenze über dem Karbon der Stangalpe. Wäre der Kalk der Grebenze das Äqui-

valent des Hochlantschkalkes des **Grazer Paläozoikum**, dann besteht für dieses die größte Gefahr, seinen autochthonen Charakter endgültig zu verlieren und in eine Reihe von Deckschollen aufgelöst zu werden,

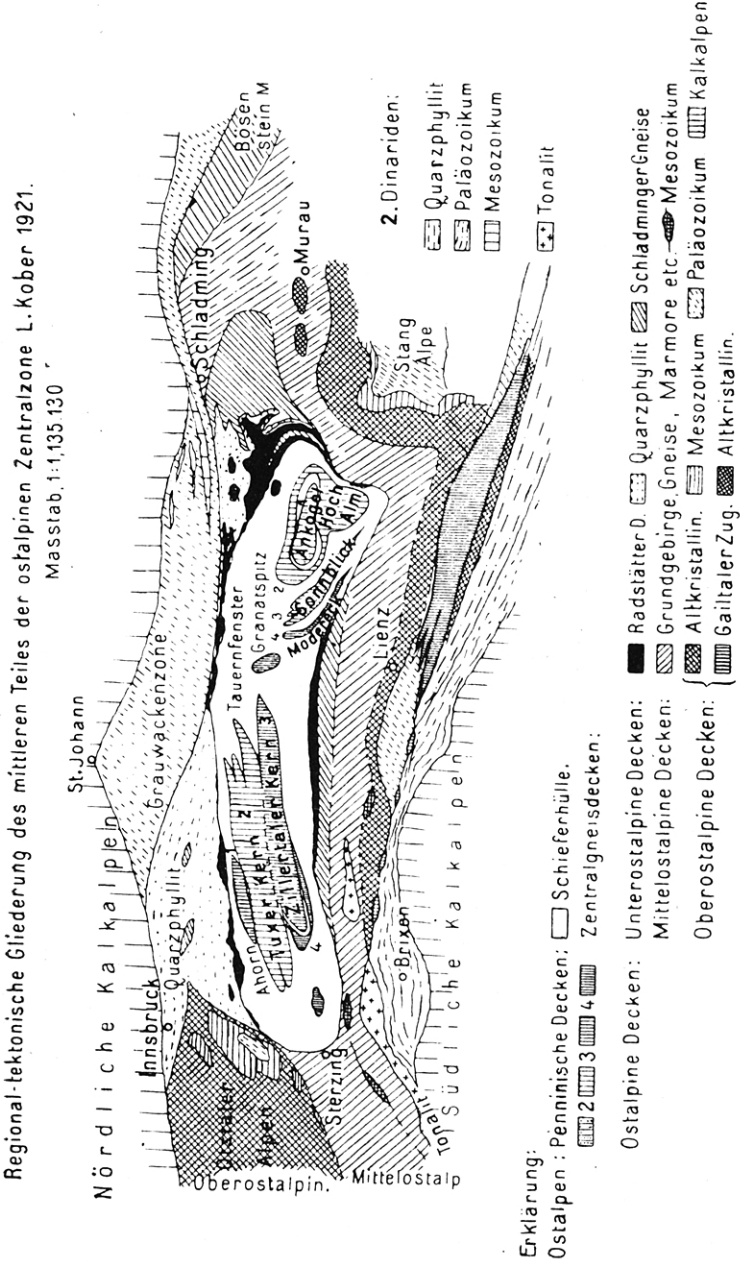


Fig. 63.

(Aus den Sitzungsber. Ak. d. Wiss. Wien 1921, 130. Bd., Abt. I.)

wie das Mohr und Kober schon getan haben. Zur oberen ostalpinen Decke ist jedenfalls das **Paläozoikum** und **Mesozoikum** von **Kärnten** zu zählen, das Gosaubecken von Kainach.

Heritsch hat ja früher dieses Gebiet ebenfalls für Deckenland angesehen, später aber seine Auffassung fallen gelassen, dabei auch den ganzen Deckenbau der Alpen aufgegeben.

Einwürfe gegen die Deckennatur. Als neuer wesentlicher Grund gegen die Deckennatur dieses Gebietes ist von Heritsch und Angel darauf hingewiesen worden, daß im Randgebirge der Grazer Bucht sich altkristalline Gesteine finden (in der Gleinalpe) mit alter gut erhaltener Tiefenmetamorphose. Diese Metamorphose könnte nicht erhalten geblieben sein, falls dieses Gebiet überfaltet worden wäre. Das ist einer von den vielen Trugschlüssen, in die die Gegner der Deckenlehre so gern verfallen. Wir wissen, daß in der Silvrettadecke der alte Metamorphismus trotz seiner Überfaltung weithin gut erhalten ist, wir wissen, daß z. B. die moldanubische Scholle über das moravische Gebiet im mährisch-schlesischen Gebiet weithin überschoben ist und trotzdem hat nach F. E. Sueß die moldanubische Scholle im ganzen keine Kataklyse, keine Mylonite. Nur an der Basis schiebt sich ein solches Band ein, die Gneise sind zu Glimmerschiefern verschiefert. So mag es sich auch in den Alpen verhalten. Es hat eine Zeit gegeben, da sagte man: Die Kalkalpen können nicht überschoben sein. Es müßten ja alle Fossilien zerdrückt sein. Dem ist nicht ganz so. Gerade die Hallstätter Faunen zeigen so wunderbar erhaltene Struktur. Im Fleckenmergel sind die Ammoniten verzogen, im Schiefer die Belemniten gestreckt und zerrissen. Im massigen Kalk, der nur oberflächlich bewegt worden ist, ist keine besondere innere Zertrümmerung eingetreten. Die oberen ostalpinen Decken liegen alle oberflächlich, haben keine Belastung gehabt. Ja, selbst die tieferen ostalpinen Decken, wie sie wahrscheinlich auch im Bösensteingranit vorliegen, haben keine besondere Kataklyse. Sander hat ja versucht, das Verhältnis von Metamorphose und Tektonik in ein Schema zu bringen. Aber es zeigt sich, daß es nicht absolut gilt, daß auf die speziellen Verhältnisse Rücksicht zu nehmen ist, die sich aus dem Bau, aus dem Gestein selbst ergeben.

Das sind nur einige Grundlinien des Deckenbaues der östlichen Zentralalpen. Wie vor Jahren die Hauptaufgabe war, die Natur der Tauern zu erkennen, so wird die nächste große Aufgabe der ostalpinen Geologie die tektonische Auflösung der östlichen Zentralalpen sein.

Das Semmeringgebiet

Allgemeines. Ungefähr 130 km östlich von den Radstätter Tauern erscheinen im Nordosten der Alpen, am Abbruche gegen die Ebene, wieder inmitten der Zentralalpen, in ganz eigenartiger Position mesozoische Gesteine. Das ist das Semmeringgebiet. Vom Sonnwendstein hat man einen wunderbaren Überblick über den interessanten Aufbau dieses Gebietes.

Im Norden begrenzen den Horizont die Kalkhochalpen: Die großen Kalkplateaus der Rax, des Schneeberges. Zu Füßen liegt die Grauwackenzone (Karbon). Darunter das Mesozoikum und das Kristallin der Semmeringdecken. Wunderbar heben sich die auftauchenden Dolomitlinsen des Semmeringsystems von den weichen Hängen des Karbon ab. Ungemein sprechend ist der stratigraphische, tektonische und morphologische Gegensatz zwischen dem „kalkalpinen“ und dem „zentralalpinen“ Mesozoikum.

Zur Zeit des Tunnelbaues des Semmering wurden die Kalk-Dolomitmassen für Silur gehalten. Dann erkannte man Mesozoikum, fand Diploporen und Rhätfossilien. Touloua wies schon auf die Ähnlichkeit der Semmeringtrias mit den kleinen Karpathen hin. Uhlig konnte es später bestätigen. Mohr hat dann den Deckenbau im engeren Semmeringgebiet aufgezeigt. Heritsch und Vettters haben weitere Beobachtungen angefügt. 1912 habe ich eine Zusammenfassung versucht, die ich im wesentlichen kurz wiederholen kann.

Das Semmeringsystem ist die **Brücke der Ostalpen zu den Karpathen**. Einerseits sind zweifellos Ähnlichkeiten mit den Radstätter Tauern vorhanden, andererseits weist die ganze Schichtfolge, der Bau, der unmittelbare Zusammenhang (über das Leithagebirge) auf die Karpathen hin, und zwar auf die hochtatische Decke. Das

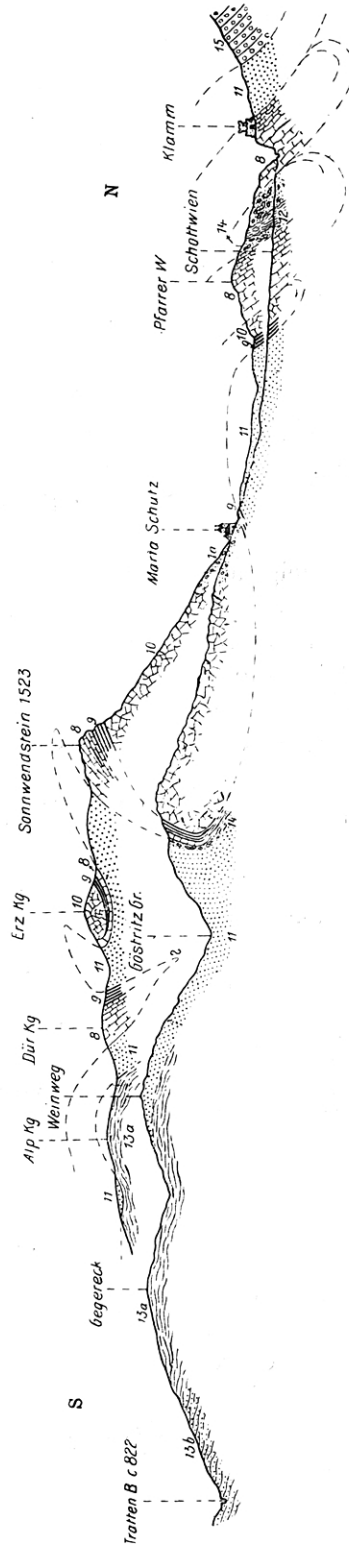


Fig. 64. Die Tektonik des Semmeringgebietes nach H. Mohr 1910. 15 = Oberkarbon von Klamme (oberostalpin). 14 = Mylonit und Raasdorf zwischen Jura und Quarzit. 13b = Wechselgneise. 13a = Wechselgneise. 11 = Quarzit und Seritzschiefer. 10 = Gyrop-Dolomit. 9 = Rhät. 8 = Jura-Lias. (14-7 unterostalpin). — (Die Wechelschiefer sind faziell Quarzphyllite, Casanasschiefer usw.)

haben Toula und Uhlig ganz richtig erfaßt. Die hochtatische Decke der kleinen Karpathen hängt über die Hainburger Berge, über das Leithagebirge direkt mit dem Wechsel-Semmeringsystem zusammen.

Stratigraphie. Am größten ist die Ähnlichkeit des Semmeringgebietes mit der hochtatischen Decke der Karpathen in der sogenannten Kernserie (von Mohr). Da finden sich grobe Granite in alten Gneisen, Glimmerschiefeln (mit Pegmatiten usw.), dann Quarzite, Gips, Dolomite (in geringer Entwicklung) und massige Jurakalke. Das ist echt hochtatischer Bau. Daneben finden sich aber in der „Sonnwendentwicklung“ auch mächtige Triasdolomite, Pyritschiefer, Jurakalke, eine Fazies, die an die höheren Radstätter Tauern erinnert. Jüngere Schichten als Jura sind im Deckenbau nicht bekannt.

Die **Tektonik** des ganzen Gebietes ist eine recht komplizierte. Mohr konnte im Semmeringgebiet eine Reihe von Decken unterscheiden. Ich habe versucht, das ganze Semmeringsystem zu gliedern. Im Anschlusse an Mohr und an die neueren Erfahrungen durch Spengler möchte ich folgende Gliederung geben.

Die tiefste Decke ist die **Wechseldecke**. Darauf folgt die **Kirchberg-Stuhleckdecke**. Der liegt die **Mürzdecke** auf, dieser folgt die **Thörl Decke**. Alle diese Decken sind relativ kleine Digitationen einer größeren Stammdecke aus der unterostalpinen Deckenordnung. Die Decken reichen bis Bruck a. d. Mur in Steiermark. Im Süden treten sie östlich des Grazer Paläozoikum an den Alpenrand heran. So wird das ganze zentralalpine Gebirge der Nordostalpen von den Decken des Semmering aufgebaut.

Im Süden und Osten sinken diese Decken unter die ungarische Ebene hinab. Im Westen und Norden ist höheres ostalpines Gebirge die Grenze. Nach meinen Beobachtungen folgt über den mesozoischen Kalken in der Stanz im allgemeinen die Glimmerschieferzone, die über sich dann das Paläozoikum von Graz trägt. Im Westen von Bruck bis gegen Thörl, dann im ganzen Norden ist Karbon die Grenze.

In der Stanz sinkt das Semmeringsystem westfallend unter die Glimmerschiefer hinab, im ganzen Norden unter das Karbon. Das Untertauchen ist überall vollständig klar, am Semmering seit langem bekannt.

In der letzten Zeit sind neuere Erfahrungen gemacht worden, die das bisher gewonnene Bild vervollständigen und klären. Man erkannte allgemein im Semmeringsystem nordgetriebene Falten. In dieses System paßte nicht recht die tiefste Decke hinein. Die Wechseldecke bilden zum größten Teil Schiefer, Grünschiefer, kohlige Phyllite. Eine Notiz von Koch lag vor, daß Karbonpflanzen aus diesen Schiefeln gefunden seien. Man konnte an Grauwackengesteine denken. Auch die ganze Tektonik sprach dafür. Im Profil des Sonnwendstein gegen Schottwien

und Klamm sieht man nämlich, wie die Quarzite, die oberste Schichtgruppe der Wechseldecke, sich weit nach Norden in flacher Lagerung verfolgen lassen, so daß man an einen Zusammenhang mit den Quarziten im Norden von Klamm denken kann. Dort liegen diese Quarzite ebenfalls als Grenzhorizonte gegen das Karbon.

So konnte man denken, daß in der Wechseldecke Grauwackenzone vorhanden sei, die von unten her eingefaltet wäre. Dafür sprach in dieser Zeit noch, daß man in den Radstätter Tauern ähnliches sah. Der Hauptgrund lag aber vor allem darin, daß Mohr eine inverse Schichtfolge zu erkennen glaubte, derart, daß z. B. im Sonnwendstein Jura unmittelbar mit dem Quarzit der Wechseldecke zusammenstoße. Die Rauhwacken dieses Horizontes sollten Mylonite sein. So sollte das ganze Mesozoikum verkehrt liegen, genau so wie in den Tauern. Siehe Fig. 64.

Heute kann man sagen, daß diese Erklärung den Verhältnissen nicht entspricht. Der anomale Kontakt zwischen Quarzit und Mesozoikum existiert nicht. Die Rauhwacken sind nicht Mylonite. Es liegt eine normale Schichtfolge vor: paläozoische Schiefer, Quarzit, Rauhwacke, Muschelkalk (früher für Jurakalk gehalten), Triasdolomit usw. Damit ist natürlich nicht gesagt, daß es keine anomalen Kontakte von Rhät und Quarzit geben kann. Die sind zweifellos zu beobachten. Nur die Verallgemeinerung ist falsch.

Mohr hat unterdessen auch erkannt, daß die Wechseldecke im Süden bereits mit der (höheren) Stuhleckdecke durch Wechselgneise zusammenhängt. Also ist die Teilung keine weit nach Süden reichende, d. h., daß die Wechseldecke nur eine tiefere Teildecke, normal gebaut, nach Norden getrieben ist. Die Synklinalregion zwischen ihr und der Stuhleckdecke ist die Quarzit-Dolomit-Kalk-Rauhwackenzone des Pfaffen. Dieses Band läßt sich bis nach Vorab gegen Süden verfolgen. Diese Zone ist das Analogon zur Synklinalregion von Trias, die noch bei Aspang zu erkennen ist.

Damit löst sich das Semmeringdeckensystem in eine **Reihe nordgetriebener Falten** auf. In neuerer Zeit neigt Mohr der Anschauung zu, daß das Semmeringsystem autochthon wäre. Er glaubt, in der **Wechseldecke die moravische Zone** des Waldviertel, des Vorlandes zu erkennen. Er stützt sich dabei auf die Verschiedenheit der Wechseldecke gegenüber der Stuhleckdecke, auf auffallende N—S laufende Streichlinien in den Schiefen. Das ist im höchsten Maße unwahrscheinlich. Erstens fehlen die moravischen Kalke, die typischen Glieder moravischer Gesteine, zweitens fehlt Bittescher Gneis. Dann ist vor allem die Verbindung mit der Stuhleckdecke da, die uns in Verbindung mit den anderen Decken des Semmeringsystems sagt, daß hier ein ziemlich

beträchtlicher Deckenbau vorliegt. Das zeigt auch die weitgehende alpine Metamorphose. Sie zeigt sich im Mesozoikum in einer Mylonitisierung der Gesteine, der Quarzite, der Dolomite, Kalke. Sie zeigt sich ebenso schon in den kristallinen Schiefern. So kann man im Stuhleck in den Graniten eine alpine Schieferung erkennen, die mit der Tektonik vollständig in Übereinstimmung steht.

Wäre der Semmering autochthon, so müßte man die Frage nach dem Verbleib des Flysches aufwerfen.

Die Thörler Decke. Ich habe in meiner Arbeit 1912 den kristallinen Zug im Norden von Einöd bis Thörl zum ostalpinen Kristallin gezählt, das darauf liegende System von Quarzit, Dolomit, Kalk zum Karbon, obwohl ich ganz gut wußte, daß in derselben Zone z. B. gegen Arzbach zu Dolomite vorhanden seien, vollständig ident mit denen des Semmering. Ich habe gelegentlich einer Exkursion mit Uhlig, Redlich (1909) schon auf das triadische Alter der Thörlgesteine hingewiesen, bin aber aus verschiedenen Gründen davon abgekommen. Es hätte zu dieser Zeit ohnedies niemand geglaubt. So ließ ich es bewenden, umsomehr als Redlich auf den engen Verband der Kalke mit den karbonen Schiefern hinwies.

Mohr hat sie später für Trias angesprochen. Spengler neigt neuerdings ebenfalls der Anschauung zu. So ergibt sich für unser Gebiet, was schon längst als möglich angesehen wurde, daß das Semmeringssystem wahrscheinlich um einen kleinen Streifen gegen NW erweitert werden muß, daß das Karbon die Grenze gegen das Mesozoikum bildet und nicht das Kristallin.

Prinzipiell lehrreich ist das deswegen, weil man auch hier die Erfahrung machen mußte, daß die Grauwackenzone nicht mit dem Grundgebirge zu verbinden ist, was doch das Nächstliegende wäre. Nein. Es liegt Trias dazwischen. Dieses gehört zum Kristallin. Die **Grauwackenzone hat kein Kristallin**, ist eine Decke für sich.

Im Gebiet des Semmeringsystems findet sich bei Kirchberg a. Wechsel **Eozän**, das Mohr für anstehend hält. Es ist von Toula entdeckt worden, enthält rote Konglomerate, Nummulitenkalke und ist in den Deckenbau nicht einbezogen. Dieses Eozän ist die Fortsetzung der Eozänvorkommnisse, die sich auch in den kleinen Karpathen finden.

Die Semmeringdecken stirnen. Die Decken des Semmering zeigen Erscheinungen, die darauf schließen lassen, daß sie bereits stirnen. So sieht man im Mürztal auf der Strecke von Mürzzuschlag gegen Kapellen, daß das Mesozoikum zuerst nord fällt, dann aber an der Grenze gegen das Karbon bemerkt man Südfallen, ein Zurückbiegen, wie wenn ein Stirn vorhanden wäre. Sicher ist, daß das Kristallin des Drahtekogl eine ganz flache Deckscholle ist. Würden die Semmeringdecken weiter

in die Tiefe gehen, nach Norden weichen, so müßten Anzeichen ihrer Existenz am Stirnrand der Kalkalpen in Form von Klippen vorhanden sein.

Ganz ähnlich wie die Schladminger Masse, ist auch das Kristallin des Semmering mehr ein durch die vordringenden höheren Decken passiv zusammengestauter Körper, der durch mesozoische Synklinalen in Teildecken geschieden ist, der aber vielleicht seine Verbindung mit der Wurzel verloren hat.

Während man früher das Semmeringsystem als lepontinisch betrachtete, nennen wir es heute unterostalpin, stellen es wie früher mit den (oberen) Radstätterdecken und mit der hochtatrischen Decke der kleinen Karpathen gleich. Auch diese sind für uns Teildecken der großen ostalpinen Decke. Ganz anderer Anschauung sind die polnischen Karpathen-Geologen, die in der hochtatrischen Decke das Analogon zur helvetischen Decke der Schweiz sehen. Demnach wäre die Tatra helvetisch, autochthon oder parautochthon, eine Anschauung, die ich nicht teilen kann. Nach dieser Auffassung wäre dann auch der Semmering helvetisch autochthon.

Die Grauwackenzone

Allgemeines. Die Grauwackenzone der Ostalpen besteht aus einem relativ schmalen Bande paläozoischer Schichten, meist Schiefern, die als Unterlage der Kalkalpen an deren Südfuß erscheinen. In ihrem Liegenden erscheinen verschiedene Glieder, so Quarzphyllite, z. T. sogar die Radstättergesteine. Meist aber ist die Unterlage kristallin. Im Semmering liegt die Grauwackenzone auf dem Semmeringgestein (auf Trias). So sieht man schon, daß die Grauwackenzone, die sich als einheitliche Zone von Innsbruck bis Gloggnitz verfolgen läßt, eine einheitliche Überlagerung hat, aber keine einheitliche Unterlage. Aber auch die Überlagerung ist, wie sich zeigen wird, nicht einheitlich. Daraus geht schon hervor, daß tektonische Linien die Grauwackenzone begrenzen.

Die ersten Gliederungsversuche stammen von A. v. Morlot 1848, Lill 1853, D. Stur 1854, Vacek u. a. 1883 werden von Jenull die pflanzenführenden Schichten des Oberkarbon entdeckt. Aus den erzführenden Kalken des Erzberges bei Leoben wurde *Bronteus palifer*, *Rhynchonella princeps* und *Rh. cuboides* gefunden (Unter- und Mitteldevon). *Heliolites porosa* wurde von Wildfeld nachgewiesen. Die ersten Funde aus der Grauwackenzone stammen aus Dienten. Es sind *Cardium gracile*, *Cardiola interrupta* und *Orthoceras gregarium* (Hauer, Lipold 1854). Neuere eingehendere Untersuchungen über die Grauwackenzone haben im Westen Ohnesorge, Kober, Trauth gemacht, im Osten Geyer, Heritsch, Kober, Mohr, Redlich, Vacek u. a.

Die **Phyllitzone von Landeck** ist möglicherweise der westlichste Ausläufer der Grauwackenzone und wird deshalb hier näher skizziert (nach Hammer).

Die Phyllitzone von Landeck in Tirol reicht von St. Anton am Arlberg bis über die Einmündung des Pitztales in den Inn (südlich von Imst). Sie grenzt im Norden an die Trias, im Süden folgt über ihr die Granatglimmerschieferzone mit Orthogneisen. Phyllitgneise sind Charaktergesteine der Zone. Dann folgen die Gneise und Amphibolite der Silvretta, der Ötztaler Alpen (mit Orthogneisen). Diese unterlagern im Süden Fetzen von Trias, die Grenze gegen die Bündnerschieferregion bei Prutz bildend. Im Norden ist die ganze Gesteinsfolge überkippt. Die Trias fällt unter die Phyllitzone, diese unter die Granatglimmerschiefer, diese unter die Ötztaler Silvrettagneise. Im Süden gegen das Engadiner Fenster zu fehlen diese Zonen. Die Silvretta-Ötztalerzone liegt unmittelbar auf den Bündnerschiefern, lokal schalten sich, wie gesagt, Fetzen von Trias dazwischen. Die Phyllit-, die Granatglimmerschiefer-, die Silvrettagneiszone ist durch Überschiebungen getrennt. Stellenweise stellen sich Triaskeile ein, so z. B. an dem Tchials spitz (Urgtal). Mylonitonen sind weitere Beweise für die tektonische Überlagerung dieser Zonen. So dürften die unteren Zonen Schürflinge tieferer ostalpinen Decken sein, die von der Silvretta-Ötztalerzone nach Norden verschleppt und an ihrer Stirn aufgehäuft worden sein.

Die Phyllitzone von Landeck könnte möglicherweise auch die Fortsetzung der Quarzphyllite des Ostens sein. Sie wären demnach unterostalpin. Die Granatglimmerschieferzone könnte mittelostalpin sein. Dann ergibt sich von selbst die oberostalpine Position der Silvrettagesteine.

Die **Grauwackenzone der Kitzbühler Alpen**. Die Grauwackenzone setzt im Inntal (um Jenbach) mit deutlicher Entwicklung an und zieht über die Kitzbühler Alpen bis nach Zell am See. Auf dieser Strecke ist die Grauwackenzone in letzter Zeit von Th. Ohnesorge genauestens studiert worden. Ohnesorge hat diese Studien im Blatte Rattenberg der geolog. Spezialkarte und in einer Karte (samt Profilen) der Kitzbühler Alpen zusammenfassend dargestellt. Aus diesen überaus instruktiven Untersuchungen ergibt sich, daß der Quarzphyllit, wie schon früher gezeigt wurde, die Unterlage der eigentlichen Grauwackenzone ist, daß in vielen Fällen an oder gegen die Grenze Gneise (Kellerjochgneis) sich einstellen. Erst darüber liegt dann die Grauwackenzone. Die allgemeine Grenze läuft vom Zillertal gegen SO, dürfte etwa bei Zell a. See (oder südlich davon) die Salzach erreichen. Der Rettenstein liegt ungefähr nahe der Grenze. Die eigentliche Grauwackenzone besteht hier aus Schiefern (Wildschönauer Schiefern), aus Kalken, aus Dolomiten (Schwazer Dolomit). Dazu kommen Porphyroide und basische Ergußgesteine (Diabas-

schiefer). Klotzige Dolomite (mit Crinoiden, Devon?) bilden die steilen Formen des Kitzbühler Hornes, des Wildseeloder. Die Tektonik ist eine recht komplizierte. Während im Westen die Grauwackenzone sich mehr gegen die Kalkzone neigt, zeigen die Schiefer um St. Johann ein Fallen nach Süden, von den Kalkalpen weg. Das sind Verhältnisse, wie wir sie häufig an der Basis der Kalkalpen treffen. Im einzelnen ist die Tektonik recht kompliziert. Die schönen Profile von Ohnesorge geben eine Vorstellung davon. Bei Brixleg treten die Werfener Schiefer weiter in das Paläozoikum hinein und unterteufen zum Teil die Silur-Devonschichten der hohen Salve.

Die **Grauwackenzone der Dientener Alpen** und ihre Fortsetzung bis gegen Schladming ist in neuerer Zeit von Trauth untersucht worden. Allgemein sieht man die Grauwackenzone unter die Triaskalkmassen des Hagen-, des Tennengebirges, des Dachstein einfallen. Das ganze System besteht längs der Salzach aus Graphitschiefern, aus Serpentin, Kalken (vielleicht Karbon?). Große Teile nehmen Phyllite ein (Pinzgauphyllite). Dazu kommen allgemein Kalke, Schiefer (mit *Cardiola interrupta* von Dienten), Grünschiefer usw. Ein auffallender Horizont sind die roten Schiefer. Komplizierte Lagerungen hat man neuerdings am Südfuß des Hochkönig beschrieben.

Die Unterlage des Paläozoikum bildet längs der Salzach das Tauernsystem. Bei Lend fand Becke auch einen Granitmylonit zwischen den Klammkalken und den Schiefen des Salzachtales. Die nähere Tektonik der Grauwackenzone ist jedenfalls hier noch nicht genauer erkannt. Man weiß nur soviel, daß gegen Osten hin, längs der Enns der Mandlingzug mit Trias sich einschaltet, daß über ihm typische Grauwackenzone liegt, unter ihm zum größten Teil der Quarzitschiefer der unterostalpinen Decke (Quarzitdecke). Erst bei Schladming schaltet sich unter den Mandlingzug typische Grauwackenzone ein, die aber von der Dientener Zone immer durch den Mandlingzug getrennt bleibt. Diese auffällige Trennungslinie habe ich früher benutzt, um eine tiefere Grauwackendecke mit Jungpaläozoikum und eine höhere mit Altpaläozoikum (Silur-Devon) abscheiden zu können. Diese Trennung ist im Osten sicher vorhanden. Wie das aber im Westen ist, ist nicht ersichtlich.

Über der Grauwackenzone liegt die Kalkzone des Hagen-, Tennen- und des Dachsteingebirges. Dabei schaltet sich gerade hier zwischen die Grauwacken- und die Kalkzone ein breiteres, das St. Martiners Schuppenland (nach Trauth) ein, das schmale Triaszone in die Grauwackenzone eingefaltet zeigt.

Die **Grauwackenzone des Liesing-Paltentales** liegt allgemein auf dem Kristallin des nordsteirischen Gneisbogens, auf den Niederen Tauern, und unterlagert die Kalkhochalpen. Gerade in diesem Gebiete

schien es in hohem Grade wahrscheinlich zu sein, daß eine tiefere Zone mit Karbon, Quarzporphyren, Werfener Schiefen von einer höher liegenden mit Silur-Devon sich scheiden lasse. Ascher fand am Südfuß der hohen Kalkmauern des Silur-Devon des Reiting Werfener Schiefer. Folgner hat dieses Vorkommen bestritten. Tatsächlich finden sich solche Werfener Schiefer an verschiedenen Stellen (so an der Veitsch).

Die **Grauwackenzone des Mürztales**. Noch 1912 glaubte ich annehmen zu müssen, daß das Kristallin der Mugel und des Rennfeldes bei Bruck a. d. Mur das normale Liegende des Karbon wäre. Ich betrachtete auch die Quarzite, Kalke von Thörl, die dem Kristallin aufliegen und selbst von Oberkarbon überlagert werden, als Karbon. Unterdessen sprechen, wie gesagt, eine Reihe von Gründen dafür, daß die Thörl Kalke Semmering-Mesozoikum sind. Dann hat aber die Grauwackenzone des Mürztales kein Kristallin mehr zur Unterlage, dann schwimmt die Grauwackenzone des Mürztales genau so auf Semmering-Mesozoikum, wie das im Semmering auf der ganzen Strecke bis Gloggnitz der Fall ist. Überall liegt hier über der Semmeringtrias das pflanzenführende Oberkarbon, dann folgen die Silbersberggrauwacken mit Kalken (Magnesiten) und Grünschiefern. Die höchsten Niveaus nehmen Quarzporphyre ein. Am Florianikogel liegen hier noch über Werfener Schiefer und Rauwacken hochmetamorphe Kalke (die Vacek für Silur gehalten hat), und die die Fortsetzung des nordsteirischen Silurzuges sein sollen. Dieser setzt jedenfalls bei Neuberg im Mürztale an und läßt sich von hier als höher gelegene tektonische Zone über Aflenz, Trofajach bis gegen Admont im Ennstale verfolgen. Er hat über sich die Trias, unter sich meist karbone Schiefer, Grauwacken, z. T. auch Werfener Schiefer. Dieses Verhältnis bestätigte Spengler auch vom Südfuß des Hochschwabes (Aflenz). Es ist der Beweis dafür, daß in diesem Gebiete eine Trennung der Grauwackenzone in zwei Decken zu erkennen ist. Die Trennungslinie, die ich vor Jahren (1912) norische Linie nannte, scheidet das tiefer liegende Karbon-Perm von dem darauf liegenden Silur-Devon.

Wir fügen hier noch der Vollständigkeit halber das **Grazer Paläozoikum** an. Es sind das jene Ablagerungen, die seit alter Zeit bekannt sind und in der Geologie der Ostalpen immer eine Rolle gespielt haben. Auch in der Deckenlehre der Alpen kommt ihnen eine gewisse Bedeutung zu. 1871 konnte Stur noch keine Gliederung der Schichten geben. Erst 1874 gibt C. Clar die erste stratigraphische Gliederung. 1893 verbessert Penecke die Gliederung, die im allgemeinen von den Grazer Geologen angenommen worden ist, Vacek kommt 1891 dagegen zu einer anderen Gliederung. Er hielt auch gewisse tiefere Teile der „silurischen Schichten“ von Clark für Karbon. Hilber wies 1910 auch darauf hin, daß der Quarzphyllit, der Schöckelkalk, die Semriacher

Schiefer Karbon seien. Mohr hat diese Deutung wahrscheinlich zu machen versucht 1911. Ich bin auf Grund der Zweiteilung der Grauwackenzone zur gleichen Ansicht gekommen (1911). Mohr scheint in neuerer Zeit seine Anschauungen diesbezüglich geändert zu haben. Ich halte auf Grund meiner früheren Argumente nach wie vor an der Teilung des „Grazer Paläozoikum“ in Decken fest. Silur sind die Kalkschiefer mit *Pentamerus pelagicus*. Dem Devon gehören zu die Dolomitsandsteinstufe, die Korallenkalke des oberen Unterdevon, dann die Hochlantschkalke des Mitteldevon und die Clymenienkalke des Oberdevon (Heritsch). Karbon könnten die basal liegenden Semriacher Schiefer sein, wie auch schon Mohr angenommen hat. Dies wäre dann die übliche Zweiteilung der Grauwackenzone.

Die **Grauwackenzone** ist nach allem ein Schichtsystem im Körper der Ostalpen, das als die Unterlage der Kalkalpen über verschiedene Schichtgruppen selbst wieder hinweg geht, so daß seine Unterlage eine mannigfaltig gestaltete und eine sekundäre ist. Darnach hängt die Grauwackenzone mit ihrer Unterlage primär nicht zusammen, ist überschoben, ist **wurzellos**. Ihre Heimat liegt über dem Kristallin der Ostalpen. Teile der Grauwackenzone sind die Karbondeckschollen des Brenner, der Stangalpe, die Devondeckscholle der Grebenze. Es macht den Eindruck, wie wenn tatsächlich die Grauwackenzone selbst wieder ein System von Teildecken wäre, genau so wie das ostalpine Kristallin oder die Kalkzone.

Die Grauwackenzone liegt am Inn über dem oberostalpinen Altkristallin der Ötztaler Alpen, längs der Salzach über Quarzphyllit (unterostalpin), dann wieder längs der Enns über Altkristallin, das vielleicht verschiedenen Decken zugehört, längs der Mürz über dem Semmeringmesozoikum. So geht die Grauwackenzone über die verschiedensten Glieder tektonisch hinweg. Sie ist eine Überschiebungsmasse, zugleich die Trägerdecke der Kalkalpen.

Das ostalpine Gebirge im Süden des Tauernfensters und der Drauzug

Allgemeines. Wir wollen uns in kurzer Besprechung dem ostalpinen Gebirge im Süden des Tauernfensters mit dem Drauzuge zuwenden, jenem Teile, der aus Kristallin und Mesozoikum mit basalem Paläozoikum besteht. Hierher gehört das Gebirge vom Bacher an bis zum Brixener Granit. Das Kristallin der Polinik-, der Kreuzeckgruppe, des Riesenfernergebietes gehört hierher, ebenso der Kalkalpenzug der Karawanken, der Gailtaler Alpen. Das Gebiet grenzt unmittelbar an die Dinariden an, ist aber von diesen durch die dinarische Narbe längs der Linie Eisenkappel, Gailtal, Drautal (Sillian-Bruneck) geschieden. Es wird als die Wurzelzone der Ostalpen, im besonderen

der höheren ostalpinen Decken angesprochen. Es ist eine interessante Region, die uns besonders durch Teller, Geyer, in neuerer Zeit durch Furlani, Sander aufgehellert worden ist. Der tatsächliche Bau ist von Geyer und Teller in den Grundzügen erkannt und von Diener in Bau und Bild der Ostalpen zusammengefaßt worden. Wir können hier darauf verweisen, soweit es den lokalen Bau betrifft. In bezug auf den regionalen Bau haben wir jedenfalls ganz andere Vorstellungen als früher.

Bachergöbirge, Karawanken und Gailtaler Alpen. Das Gebiet ist von Teller, in neuerer Zeit von Spitz, von Benesch untersucht worden. Nichts Wesentliches ist dem Bild von E. Suess oder C. Diener bezüglich des lokalen Baues zuzufügen. Im Bacher stellen sich die bekannten jungen Intrusionen ein, die schon Salomon mit denen des Riesenferner-Tonalites, des Brixener Granites, des Iffingergranites (bei Meran), des Adamello usw.) zu der periadriatischen Intrusion vereinigte. Dieser Anschauung ist auch Suess. Auch wir schließen uns ihr an. Das ist das Interessante an dieser Zone, die sich damit als Narbenregion deutlich offenbart, die im Westen in der Zone von Ivrea, von Bellinzona enthalten ist. Während aber dort eine eigene nordalpine Grauwacken- und Kalkzone im engsten Anschlusse an diese Zone fehlt — ein kleiner Rest wären eventuell die Triasdolomite von San Jorio — ist hier in den Ostalpen ein weites Kalkgebirge mit typischen nordalpinen Zügen vorhanden, das im Süden scharf am südalpinen Lande abstößt. Dieses Kalkgebirge der Karawanken und Gailtaler Alpen ist nach meiner Auffassung ein Teil der nordalpinen Kalkzone, eine kalkalpine Decke, die vielleicht der Inntaldecke gleichzustellen ist, die aber nicht nach Norden getragen wurde, sondern im Süden zurückgeblieben ist.

Es ist Deckenland, das unter die Karnische Kette hinuntertaucht. Davon kann man sich bei Eisenkappel überzeugen. Es ist keine Wurzel, keine enggepreßte Synklinalregion, wie man immer glaubt. Das zeigt auch nicht der Bau. Die ostalpine Decke sinkt hier, natürlich zusammengestaut, unter die karnische Hauptkette hinab, ist dabei auf weite Strecken hin wohl erhalten und zeigt eine Reihe von Schuppen, die z. B. Geyer dargestellt hat.

Die Fortsetzung des Drauzuges nach Westen. Die Gailtaler Alpen reichen bis Sillian. Hier spitzt der Drauzug aus. Nur einzelne Reste sind noch vorhanden, so bei Bruneck. Diese stoßen dann mit ihrer Fortsetzung unmittelbar an den Brixener Granit. Jenseits desselben tauchen wieder weitere solcher Linsen auf (Penserjoch), und diese setzen über Meran in das Ultental, in den Veltliner Hauptzug fort und hängen damit offenbar mit den Wurzelgebieten der höheren ostalpinen Decke zusammen.

Das **kristalline Gebirge im Süden des Tauernfensters** zeigt im Profil von Heiligenblut bis Dölsach a. d. Drau eine große Mächtigkeit. Mannigfach zusammengepreßte kristalline Schiefer mit Marmoreinlagen, Pegmatiten, mit jungen Intrusionen (Gängen, Stöcken von Tonalit, Riesenferner) erscheinen. Die Ähnlichkeit mit der Zone von Bellinzona liegt nahe. Bei Kalkstein schalten sich mesozoische Wurzeln ein. Es sind steil gestellte Dolomite, Kalke (Teller), die vielleicht mit den Wurzeln für die Triasmassen des Brenner, der Stangalpe zusammenhängen. Im Süden folgt auf diese Zone der Pustertaler Quarzphyllit, der ein Äquivalent der Quarzphyllitdecke der Frauenalpscholle (Stangalpe, Steinacherjoch) sein könnte. Demnach wäre eine regionale Gliederung des ganzen Kristallin auch in dieser Zone denkbar. Vielleicht wären dann die groben Granitgneismassen des Antholztales, die so stark mylonitisiert sind, tiefere (unterostalpine?) Elemente. Doch das müßte erst untersucht werden. Was die allgemeine Tektonik anbelangt, so handelt es sich jedenfalls um ein System stark zusammengepreßter kristalliner Serien, die allgemein steil in die Tiefe gehen, auf große Strecken hin gegen das Fenster der Tauern zu gegen Norden, also unter die Schieferhülle einfallen, nach Süden überkippt sind. Dieses Lagerungsverhältnis kann man bei Spital a. d. Drau in Kärnten, bei Mauis in Tirol beobachten. Es ist auf das allgemeine Zusammenpressen der Wurzeln, bez. des Alpenkörpers in der insubrischen Phase (nach Argand) zurückzuführen (Miozän). Nach Henny besteht in diesem Gebiet kein Gegensatz zwischen Alpen und Dinariden, sondern beide gehen ineinander über. Das ist wohl nicht so ganz richtig, wenn man sich in den Bau der beiden Zonen vertieft.

Der Wurzelcharakter des ganzen Gebietes kommt im Osten, in den Karawanken nicht so zutage wie im Westen. Freilich, auch hier darf man nicht glauben, daß etwa in den Kalken von Mauis, oder von Bruneck die Kalkalpen wurzeln. Auch diese „Wurzeln“ sind nur scheinbare. Aber sie entsprechen wenigstens in ihrem Linsenbau der Vorstellung von Wurzelzonen. Die Wurzeln der Kalkalpen, der Grauwacken, der altkristallinen Decken liegen — unserer Meinung nach — überschoben unter den Dinariden. Auch die Wurzeln von Bruneck, von Mauis sind nur Trümmer, Reste von Decken, die mit steiler Stellung hinabtauchen in die Tiefen, und dann nach Süden biegen, überfahren vom dinarischen Lande.

Doch diese Vorstellungen ergeben sich erst aus dem allgemeinen Bauplan der Alpen und Dinariden.

Die westlichen Kalkalpen

Allgemeines. Wir haben den Deckenbau des Rhätikon durch Trümpy und Cadisch kennen gelernt und gesehen, wie hier die Kalk-

alpen der Ostalpen über dem Flysch des Prätigau, über dem Triesener Flysch und über dem helvetischen Flysch Voralbergs ausheben, wie

tatsächlich die Kalkalpen am westlichen Ende über Flysch (bez. die unterostalpinen Decken) schwimmen.

Weiter östlich des Ill, östlich von Bludenz in den Allgäuer-, in den Lechtaler Alpen zeigen die Kalkalpen bis an den Inn einen großartig aufgeschlossenen Deckenbau, der schon frühzeitig von Rothpletz in zwei Schubmassen zerlegt worden ist, in die tiefere Allgäu- und die höhere Lechtaldecke. Ampferer hat in neuerer Zeit die Auflösung des Deckenbaues dieses Teiles der Kalkalpen weiter geführt und hat zu den zwei tieferen Decken noch zwei höhere zugefügt, nämlich die Innthal- und die Krabachjochdecke. Zu allen diesen Einheiten kommt noch die tiefste kalkalpine Teildecke, die Klippenzone (Klippendecke), die seit langem am Nordsaume der Kalkalpen bei Oberstdorf, bei Hindelang in Form von Radiolariten, grünen Gesteinen usw. bekannt und früher als leontinischer Außensaum beschrieben worden ist. Wertvolle Beiträge zur Aufhellung des Baues der westlichen Kalkalpen haben in neuerer Zeit die Münchener Geologen Reis, Leuchs, Boden, Lösch, dann Pantoppidan, Schlagintweit u. a. gegeben.

Die **Klippenzone** der westlichen Kalkalpen zeigt nach Cornelius' neuen Untersuchungen sich als tektonischer Schutt von unterostalpinen Decken, der von den höheren kalkalpinen Decken vorgeschleift worden ist. Reste der

Aufbruchzone des Prätigau, des Engadiner Fensters erscheinen in Form von Schubschollen von grünen Gesteinen, von Graniten, von Radiolariten und anderen Gesteinen, wie solche bei Hindelang, Oberstdorf

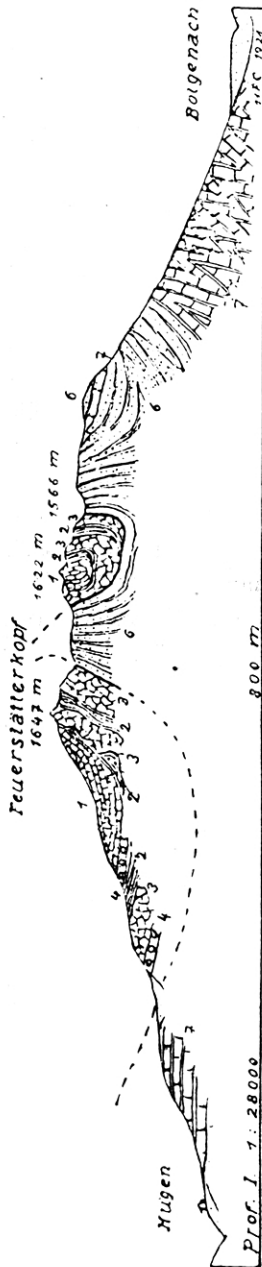


Fig. 65. Profil durch die Voralberger Klippenzone nach P. Cornelius 1921. Basal liegt Flysch und zwar: 7 = Mergel- und Kieselkalk. 6 = Sandsteine, darunter die helvetische Serie, die in dem Profile nicht sichtbar wird. Die Feuerstätterdecke bildet Klippen und besteht aus: 1 = Hornstein und Aptychenkalk (Ober-Jura). 2 = Jungjuraschichten (Unterkreide). 3 = Quarzit (Gault?). 4 = Polygene Konglomerate. 5 = Couches rouges (obere Kreide) fehlt hier.

bekannt sind. In diese Klippenzone ist jedenfalls auch der Schiefer zu rechnen, den Knauer vom Herzogenstand beschreibt und der völlig identisch ist mit den Schiefen der Klippenzone der Karpathen, und zwar der Arva. Es sind Schiefer mit *Hoplites tardefurcatus*, dem Gault (Falknis-Sulzfluhdecke?) zugehörig. Diese Klippenzone läßt sich in vielen Profilen unter der tieferen kalkalpinen Decke erkennen in Form von Allgäuschiefern, Kieselkalken, und Spitz hat vor Jahren schon auf die Ähnlichkeit der Kieselkalkzone an der Außenseite der östlichen Kalkalpen (bei Wien) mit gleichen Gesteinen der Allgäuer Alpen hingewiesen. So lassen sich auf weite Strecken hin an der Außenseite der Kalkalpen, am Rande gegen den Flysch, Reste tieferer Decken nachweisen, die wir vorläufig der Klippenzone zuteilen. Wir werden die Klippenzone des Ostens genauer besprechen, da diese besser erkannt ist.

Die **Allgäudecke** ist die erste größere Schubmasse, die sich durch die ganzen westlichen Kalk-

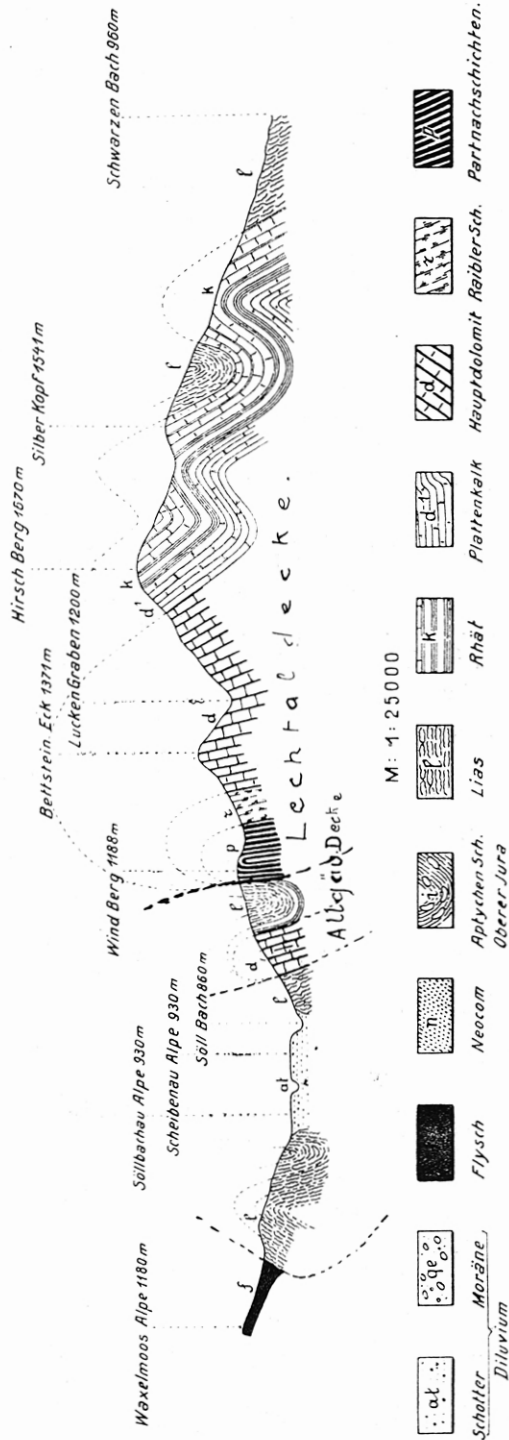


Fig. 66. Bauformel der Tegelseeer Berge im Westen der Weissach nach K. Boden mit Ergänzungen.

alpen weithin nachweisen läßt. Ihr gehören wahrscheinlich auch die tieferen Schubmassen des Rhätikon zu. Ihr gehört noch am Inn die Kette zu, die nördlich des Wendelstein liegt. So läßt sich die Allgäu-
decke von Bludenz durch die Allgäuer Alpen über Reutte, das Inntal bis an den Fuß des Stauffen (westlich von Salzburg) verfolgen, meist nur eine schmale Zone bildend. Die Allgäu-
decke zeigt ihre Hauptmächtigkeit im Allgäu, wird von Reutte bis an den Inn zu einer schmalen Vorzone. Erst östlich des Inn wird die Zone in der Kampenwand, im Hochfelleengebiet breiter und trägt hier eine ausgeprägte
Deckschollenlandschaft der Lechtaldecke. Dasselbe findet sich auch im Wendelstein, in der Benedikten-Wand, dann um Reutte. Das ist zugleich die Grenzregion, die durch das Auftauchen von Muschelkalk, insbesondere von Wettersteinkalk und Deckenschollenbildung dieser Gesteine gekennzeichnet ist. Die Allgäu-
decke umfaßt eine Schichtgruppe, die allgemein mit dem Hauptdolomit beginnt und mit der Kreide (Cenoman mit *Orbitolina concava*) endet. Die Oberkreide liegt natürlich transgressiv, ist aber überall in den Deckenbau einbezogen. Dieser ist somit in der heutigen Gestaltung nachgosauisch. Das folgende Profil soll den Bau der Allgäu-
decke, bez. ihre Grenze gegen die Lechtaldecke illustrieren.

Die **Lechtaldecke** ist weitaus mächtiger entwickelt und bringt auch tiefere Glieder herauf. Sie setzt mit Muschelkalk ein und reicht bis in die Kreide hinauf. In sich ist die Decke kompliziert gebaut, in eine Reihe von Falten gelegt. Die Lechtaldecke baut das Gebirge längs des Lech, dann die Vorberge des Wettersteingebirges, des Karwendel, dann den Untergrund des Unuz und des Pendlingzuges bei Kufstein und ferner die Unterlage der Nordkette bei Innsbruck. Der stratigraphische Aufbau zeigt Muschelkalk, Partnachsichten, Wettersteinkalk, Raibler Schichten, Hauptdolomit, Rhät, dann Riffkalk des Rhät (sehr charakteristisch), dann die normale Jura- und Kreideentwicklung. Komplizierte Bauten im einzelnen sehen wir z. B. in der Lechtaldecke im Profil von Ampferers Querschnitt, wo im Hornbachtal ein prachtvolles Fenster von Jura unter Hauptdolomit weithin erscheint. Sekundäre Juramulden in der Lechtaldecke sind die Juramulden des Ross- und Risserkogel (südlich des Tegernsees), dann besonders die lange Karwendelmulde, die gegen den Inn zu in die Mulde von Thiersee fortsetzt. Östlich des Inn wird sie breiter. Die Lechtaldecke wird auf ihrer Südseite von einem Bande von Jura und Kreide begleitet, das sich vom Lechtal über die Heiterwand bis nach Ehrwald verfolgen läßt und die Grenze gegen die nächst höhere Decke bildet.

Die **Inntaldecke** ist eine gewaltige Deckenmasse der westlichen Kalkalpen, die dank der Tätigkeit von Ampferer weithin erkannt ist. Die hohen Zinnen der Freispitze, der Parseier Spitze, die Heiterwand, die Miemingerkette, die Nordkette bei Innsbruck, das Karwendel und

nach der Auffassung von Schlagintweit und Kober auch das Wettersteingebirge gehören dazu, sowie die Deckschollen des Unuz, des Vorderer (im Sonnwendgebirge), des Pendling. Das Kaisergebirge östlich des Inn ist der letzte Ausläufer dieser gewaltigen Deckenmasse. Sie beginnt mit unterer Trias, der Wettersteinkalk tritt besonders hervor. Dann folgt Hauptdolomit, Dachsteinkalk und der übliche Jura mit Gosau.

Die Deckschollennatur dieses Systems tritt im ganzen Westen deutlich hervor. Hier bestehen soweit keine prinzipiellen Zweifel. Anders steht es im Osten. Die Schwierigkeiten beginnen mit dem Wettersteingebirge. Auf der Südseite kommt im Puitentale Jura-Neokom unter dem Wettersteinkalk heraus. Dieses Neokom läßt sich um den Westrand des Wettersteingebirges als tieferes überschobenes Land verfolgen. Dieselbe tiefere Einheit liegt aber auch unter der Miemingerkette. Diese ist nach Ampferer Inntaldecke. Das basale Gebirge ist Lechtaldecke. Dann sollte man meinen, wäre das Neokom unter dem Wetterstein ebenfalls Lechtaldecke, das Wetterstein selbst die höhere Decke, gleich der Inntaldecke. Alle Verhältnisse sprächen dafür. Da kommt aber eine Schwierigkeit. Das basale Neokom fehlt auf der Nordseite des Wetterstein. Statt dessen stellt sich wieder unerwartet das sogenannte Fenster von Wambach ein, eine zusammengesetzte Masse von Partnachschieben, Muschelkalk und Raiblerschichten, ein System, das aus dem Untergrunde der Lechtaldecke stammt, nicht aber aus der Wettersteinserie, bez. der Inntaldecke; denn da fehlt die Partnachentwicklung. Zudem hat es den Anschein, wie wenn der Wettersteinkalk des Wettersteingebirges Hauptdolomit normal über Raiblerschichten trüge und diese Trias mit dem Vorgebirge normal zusammen-

Kober. Bau und Entstehung der Alpen

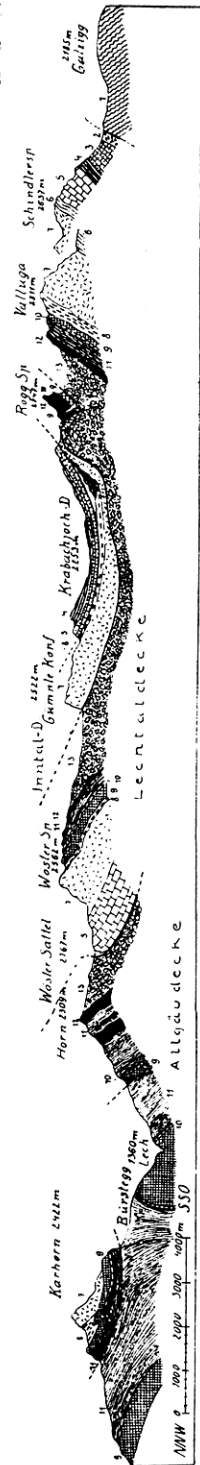


Fig. 67. Profil durch die westlichen Lechtaler Alpen nach O. Ampferer 1914. Mit Ergänzungen und z. T. Vereinfachungen. 1 = Gneise der Silvretta. 2 = Rauhawacken, Buntsandstein, Verrucano. 3 = Muschelkalk. 4 = Partnachschieben. 5 = Arlbergschichten. 6 = Raiblerschichten. 7 = Hauptdolomit. 8 = Kössenerschichten. 9 = Oberrhätscher Kalk. 10 = Roter Liaskalk. 11 = Fleckenmergel. 12 = Tithon und Aptychenkalk. 13 = Kreideschiefer.

hing. So sind zweifellos gewisse Schwierigkeiten da, die Ampferer veranlaßten, Schlagintweit nicht zu folgen, als er vorschlug, die Inntaldecke der Miemingerkette mit der Wettersteindecke zu einer Deckenmasse zu verbinden. Ampferer schlug eine andere, „gehaltvollere“ Deutung, wie er sich ausdrückt, vor. Nach Ampferer ist die Miemingerkette Inntaldecke, das Wettersteingebirge dagegen Lechtaldecke, die in komplizierter Weise aus dem Untergrunde heraufkommt und sich in lokaler Überschiebung (Überquellung?) über das Neokomland ihres eigenen Körpers darüberschiebt. Die Situation des Wettersteingebirges ist die. Im Norden „scheint“ das Wettersteinkalkmassiv mit dem Muschelkalk zusammenzuhängen und trägt selbst Hauptdolomit. So ergibt sich hier die direkte Verbindung mit der Lechtaldecke der nördlichen Umgebung. Im Westen, im Süden aber ist der Wetterstein von Neokomjura unterlagert. Die Überschiebung ist klar, Muschelkalk-Partnachsichten liegen lokal an der Sohle der Überschiebung. Im Osten hängt das Wettersteingebirge mit dem Karwendel zusammen. Das Neokomfenster des Puitentales kommt im westlichen Karwendel noch in eingeklemmten Zügen zutage (Reis, Löscher). Im Süden liegt die Miemingerkette, eine vollständig abgeschlossene Deckscholle der Inntaldecke bildend. So wäre es naheliegend, das Wettersteingebirge als seine nördliche Fortsetzung anzusehen, wie das Schlagintweit eben getan hat. Ich selbst habe mir den Bau so vorgestellt, daß das Wettersteingebirge Inntaldecke ist, die an der Basis die Schollen des „Wambachfensters“ mitbringt. Die Schollen stammen aus der Lechtaldecke, denn die Inntaldecke hat nicht Partnachsichten. So wäre eine Deutung ebenfalls denkbar. Jedenfalls wird es noch genauerer Studien bedürfen, das „Wettersteinproblem“ zu klären.

Übrigens finden sich die gleichen Probleme an der Nordseite des Karwendel. Auch hier sehen wir eine große Deckscholle, die man der Inntaldecke zuschreiben möchte, die aber nach Ampferer der Lechtaldecke angehören soll. Andererseits ist diese Deutung so schwer verständlich, weil man weiter im Süden, z. B. in der Nordkette von Innsbruck, genau so wie in der Miemingerkette die Inntaldecke als vollständig abgeschlossene Schubmasse auf der Lechtaldecke schwimmen sieht. Alle diese Verhältnisse sind im Gebiete um und Nord von Innsbruck bis gegen den Achensee zu klar aufgeschlossen. Ampferer hat darüber eingehende geologische Karten publiziert.

Die Südseite der Kalkalpen bei Innsbruck, also den Fuß der Nordkette, bildet im Hallerwald die Lechtaldecke. Hauptdolomit, Rhät, Lias, Jura ist vorhanden. Dieser Vorbau, in dem auch z. T. die berühmte Höttinger Terrasse liegt, fällt allgemein unter die Inntaldecke der hoch aufragenden Nordkette. Die Inntaldecke beginnt hier mit Muschelkalk und besteht zum größten Teil aus Wettersteindolomit.

Das ganze Gebirge der Inntaldecke fällt nordwärts ein, setzt die Hochnissl, Lamsenspitze zusammen, trägt im Lafatschertal eine Mulde von Hauptdolomit. Nun zeigt die geologische Karte von Ampferer, wie die basale Lechtaldecke im Vomperjoch durch das Stallertal unter das Karwendel westwärts hineinzieht, wie es in der Lamsenscharte, in Laliderjoch, im Ladizjoch im Süden, im Norden vom Wettersteinkalk der Inntaldecke flankiert wird. Darüber ist gar kein Zweifel, daß diese Zone kein Fenster wäre. Das stellt auch Ampferer so dar, da das Hauptdolomit-Lias-Juragebiet des Vomperjoch ein Fenster der Lechtaldecke unter der Inntaldecke ist, die die Hochnisslspitze und das Stanser Joch zusammensetzt. Wenn das der Fall ist, dann ist der Hauptdolomit-Lias-Jura-Neokomzug westlich von Pertisau das basale Gebirge der Lechtaldecke. Dann gehört auch das Sonnwendgebirge zur Lechtaldecke. Dann ist der Vorderer eine Deckscholle der Inntaldecke. Diese Auffassung zwingt aber zur Konsequenz, daß die Fortsetzung des Wettersteinzuges des Stanserjoches nach Westen in das Karwendel (Vogelkarspitze) ebenfalls Inntaldecke ist. Dieser Wettersteinkalk soll aber nach Ampferer, mit dem vorliegenden Gebirge (Hauptdolomit) normal verbunden sein. Es kann nicht recht dieselbe Einheit im Osten Deckscholle sein, im Westen normales Gebirge. Ich glaube daher schließen zu sollen, daß zwischen dem Wettersteinkalk des hinteren Karwendel und dem vorliegenden Hauptdolomit-Lias-Juragebiet eine Überschiebungslinie liegt. Vielleicht liegt der Kontakt im Hauptdolomit. Solche Möglichkeiten sind bereits zugegeben worden und auch bekannt. Darin läge nichts Besonderes. Aber die Tektonik würde durch diese Auffassung geklärt. Zugleich würde dadurch auch das Problem des Wettersteingebirges aufgehellt. Denn das Problem ist in beiden Fällen dasselbe. Diese hier vertretene Auffassung verlangt auch, daß alles Wettersteinkalgebirge Deckscholle der Inntaldecke ist, also der Unuz, der Guffert, der Pendling, endlich der Kaiser.

Wir sehen ja, daß die Inntaldecke die Hochnissl, das Stanser Joch bildet (darunter das Fenster des Vomperjoch), daß der Vorderer Deckscholle der Inntaldecke ist, aufgeschoben auf das Sonnwendgebirge. Nun setzt aber nördlich des Sonnwend, im Unuz, Guffert nochmals Wettersteinkalk an; er liegt im Süden anomal auf Hauptdolomit, im Westen, gegen Achenkirch schieben sich zwischen dem aufliegenden Wettersteindolomit und dem basalen Hauptdolomit der Lechtaldecke spurenhafte noch Reste von Dachsteinkalk ein. Im Norden liegt der Wettersteindolomit anomal auf Hauptdolomit. So sehen wir überall tektonische Kontakte. Das natürlichste ist, der Wettersteindolomit des Unuz, des Guffert ist die Fortsetzung der Inntaldecke des Vorderer. Ampferer hat eine andere Auffassung: Der Unuz ist nicht Inntaldecke, er ist Lechtaldecke, er kommt aus der Tiefe, ist lokal nur nach Westen

überschoben usw. Im allgemeinen die gleiche Erklärungsweise wie beim Wettersteingebirge. Man sieht nirgends Überschiebungen nach Westen, die regionale Bedeutung hätten, sind doch die ganzen Kalkalpen streng zonar gebaut im Sinne eines Zusammenschubes S—N. Abgesehen davon wird durch die hier gegebene Erklärung der Bau des Sonnwendgebirges

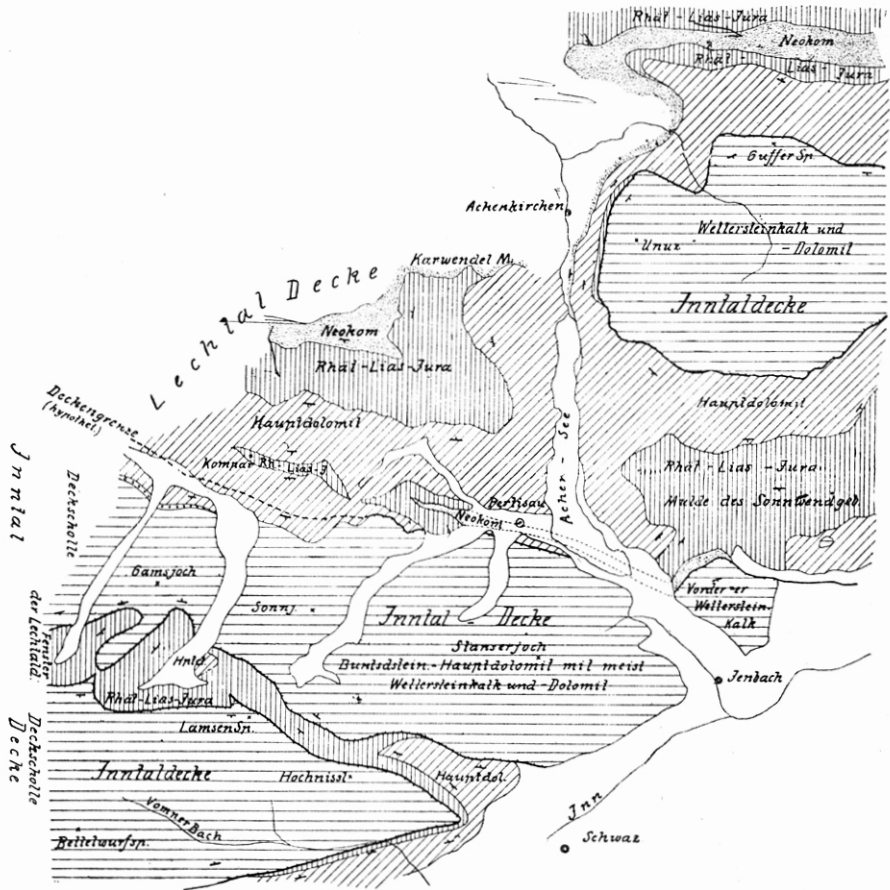


Fig. 68. Versuch einer Deckengliederung des östlichen Karwendel- und des Unzgebietes nach den Aufnahmen von O. Ampferer mit Ergänzungen von L. Kober.

so verständlich. Es ist ein Fenster der Lechtaldecke zwischen der Inntaldecke des Vorderer im Süden und des Guffert im Norden. Der ganze Schuppenbau des Sonnwendgebirges, der von Wähler aufgezeigt worden ist, und der in Profilen in allen Lehrbüchern wiederkehrt, wird als zusammengeschobener Untergrund ungemein verständlich. Sueß hatte einmal die Idee ausgesprochen, daß diese Gipfelfaltungen vielleicht auf den Einfluß der Rotation der Erde zurückgeführt werden

könnten. Nein, da gibt es eine viel einfachere Erklärung. Die schwere Inntaldecke hat beim Vorschub das basale Sonnwendgebirge in Falten und Schuppen zusammengestaut. Der Bau des Sonnwend ist demnach ganz passiv entstanden. Das ist ein Bauplan, der im Sinne der Deckenlehre gar nichts Besonderes an sich hat, ein alltäglicher Typus ist. Ich habe in meinen ersten Arbeiten über die Kalkalpen Niederösterreichs bereits darauf hingewiesen, daß der ganze Bauplan als „passiv“ verstanden werden könne, als erzwungen durch die Überschiebung der (massiveren) höheren Decken.

Die **Krabachjochdecke**. Nördlich des Arlberg liegt über der Inntaldecke nochmals eine tektonische Einheit, die Krabachjochdecke. Sie hat keine große Verbreitung. Die Lagerungsverhältnisse dieser Decke, die aus Partnachmergel, Muschelkalk usw. besteht, sind im bei-

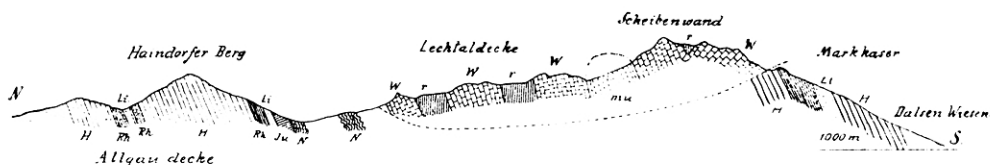


Fig. 69. Bauformel des Kampenwandgebietes nach Broili 1913. Mit Ergänzungen. Allgäu-Decke: H = Hauptdolomit. Rh = Rhät. Li = Lias. Ju = Jura. N = Neokom. Lechtaldecke: Mu = Muschelkalk. W = Wettersteinkalk. r = Raiblerschichten.

gegebenen Profil wiedergegeben. Man möchte nur Bedenken äußern, ob die Krabachjochdecke mit ihren Partnachmergeln tatsächlich eine höhere Decke ist, oder ob nicht vielleicht an eine Wiederkehr der Lechtaldecke gedacht werden könnte.

Ein anderer Gliederungsversuch der westlichen Kalkalpen stammt von Hahn. Hahn glaubte zwei große Einheiten in den ganzen Kalkalpen unterscheiden zu können, nämlich: die **bayrische und die tirolische Einheit**. Die Grenze zwischen beiden sollte durch jenen großen einheitlichen Aufbruch von Muschelkalk gegeben sein, der sich vom Stauffen über den Rauschberg, den Kaiser, den Pendling, das Karwendel, die Mieminger, die Heiterwand bis an den Arlberg verfolgen läßt. Alles basale Land unter der Aufbruchslinie heißt bayrische Einheit, alles Land darüber aber tirolisch. Das würde heißen, daß im wesentlichen die Allgäu- und die Lechtaldecke bayrisch wären, die Inntaldecke tirolisch, wenn die Annahme zuträfe, daß der „tirolische Aufbruch“ eine Einheit wäre.

Das scheint aber nicht der Fall zu sein. Sicher ist, daß der Aufbruch des Stauffen, des Rauschberges und des Kaisers nicht gleichwertig sind. Denn der Kaiser ist eine Deckscholle der Inntaldecke und liegt mit seinem Wettersteinkalk der Einheit auf, an deren Basis der Muschelkalk des Rauschberges, des Stauffen heraufkommt. Mit

einem Worte: Der Muschelkalk des Stauffen ist Lechtaldecke, der des Kaiser aber Inntaldecke. Dies sind ganz verschiedene tektonische Einheiten, die niemals zu einem einheitlichen Aufbruch vereinigt werden können.

An dieser grundlegenden Tatsache scheitert m. E. der Gliederungsversuch von Hahn.

Der Stirnrand der Lechtaldecke. Der Muschelkalkzug des Stauffen, des Rauschberges, setzt nicht, wie Hahn glaubte, im Muschelkalk des Kaiser, des Pendling, des Vorderer fort, sondern in den Aufbrüchen des Wendelstein, der Benediktenwand usw. Diese Wettersteinkalke sind die gleichen Einheiten, wie die Deckschollen der Kampenwand, des Hochfellen (Broilj). Das Vorland des Stauffen ist Allgäudecke, der Stauffen selbst Lechtaldecke. Diese gibt auf ihrer ganzen Nordseite von Tannheim, Reutte bis zum Stauffen weithin auf ihr Vorland Deckschollenlandschaften ab. So wären nach unserer Auffassung die Deckschollenlandschaften von Tannheim, Reutte, von der Benediktenwand, vom Wendelstein, vom Hochfellen einander gleich, den Stirnrand der großen Lechtaler Schubmasse bezeichnend.

Die mittleren Kalkalpen

Allgemeines. Wir betrachten hier das Stück der Kalkalpen, das zwischen dem Inn und der Enns gelegen, jenes Gebiet, das reich an Problemen ist. In dieser Zone der Kalkalpen liegt das klassische Gebiet der „Hallstätter Fazies“, an die sich so viele geologisch-tektonisch interessante Fragen knüpfen. Von hier ist auch der erste Versuch, die Kalkalpen in Decken zu gliedern, von Haug und Lugeon 1903 ausgegangen.

Dieser Versuch knüpfte vor allem an folgende Erscheinungen der Kalkalpen dieses Teiles an.

Es waren seit jeher in diesem Gebiete und z. T. auch im östlichen folgende drei große Zonen unterschieden worden:

1. Das Gebiet der Kalkvoralpen, der verhältnismäßig aufgewellten Ketten mit typischer Kalkschieferfazies der Trias und mit typischen Schuppenstrukturen.

2. Das Gebiet der Kalkhochalpen, der Kalkhochplateaus. Kudernatsch hatte 1854 schon Kalkvoralpen und Kalkhochalpen geschieden. Herm. v. Barth hatte schon diesen großen Gegensatz empfunden. Mächtige einförmige Kalkmassen bauen in fast söhligiger Lagerung die Leoganger Steinberge, das Hagen-, das Tennengebirge, den Dachstein.

3. Das **Gebiet der Hallstätter Fazies.** Zwischen Kalkvor- und Kalkhochalpen schaltet sich in kanalartigem Verbreitungsgebiet eine

eigenartige Entwicklung der Trias ein. Diese Hallstätter Trias zeigt sich hauptsächlich in Linsen von fleischfarbigen Marmoren und reichen Ammonitenfaunen. Zwei solcher Kanäle unterscheidet v. Mojsisovics: den Berchtesgadener-Abtenauer Zug und den Ischl-Ausseer Zug.

Die Kalkvoralpen faßten nun Haug und Lugeon 1903 als eine Einheit auf, als *nappe bavarière*, ebenso die Kalkhochalpen. Diese bildete die höchste „*nappe du Dachstein*“. Zwischen beiden lagen die *nappe de Hallstatt* und die *nappe du sel* (Salzdecke). 1904/06 unterscheidet Haug zu tiefst eine „Salzdecke“, bestehend aus Pötschenkalk, Zlambach- und Pedataschichten, Schreyeralmkalk und Haselgebirge. Darüber liegt die Hallstätterdecke aus den eigentlichen Hallstätter- und Cephalopodenkalken karnischen und norischen Alters aufgebaut. Zu oberst liegt die Dachsteindecke, den Dachstein, das Tennengebirge umfassend. Alle diese Decken liegen auf bayrischer Unterlage, die selbst wieder eine Decke ist.

Diese Deckengliederung schloß sich so natürlich an die großen Einheiten der Kalkalpen dieses Gebietes an, daß man glauben konnte, sie wäre das tatsächliche Bild der Verhältnisse der Natur. Doch das war es nicht. Dennoch bedeutete diese Auffassung der Tektonik der Kalkalpen einen großen Fortschritt. Sie ist der Ausgangspunkt für eine Reihe von Forschungen mit Gliederungsversuchen der Kalkalpen geworden. Vor allem ist die Haug'sche Gliederung der Ausgangspunkt für den Deckenbau der Kalkalpen, der tatsächlich mit jeder neuen Arbeit bestätigt wird. Das zeigten schon die Verhältnisse der westlichen Kalkalpen.

Gliederung im Osten. In den Jahren von 1906—1912 durchforschte ich die Kalkalpen von ihrem Abbruch bei Wien bis etwa in das Hochschwabgebiet, östlich der Enns, und gelangte hier zu einer ähnlichen Deckengliederung der Kalkalpen. Auch ich konnte über der tieferen niederösterreichischen Decke, die selbst in sich wieder gegliedert war, eine „Hallstätterdecke“ und eine hochalpine Decke unterscheiden. Im Osten sind die Verhältnisse tatsächlich so.

Alle Verhältnisse sprachen dafür, daß diese Decken die Analoga wären zu den Decken im Salzkammergut, und so setzte ich die beiden Hallstätterdecken von Haug meiner Hallstätterdecke des Ostens gleich. Die Decke des Dachsteins war das Äquivalent meiner hochalpinen Decke.

Diese Gliederung brachte die Verhältnisse des Salzkammergutes mit denen des Mürzgebietes, wo ebenfalls seit Mojsisovics reiche Hallstätter Faunen bekannt waren, in Übereinstimmung miteinander. Ich bezeichnete als Hallstätterdecke die Summe aller jener Gesteinskomplexe, die über der typischen voralpinen Serie und unter der hochalpinen lagen, und durch die gewissen typischen Hallstätter Marmore

und Hallstätter Faunen gekennzeichnet waren. Haug und ich waren dabei der Ansicht, daß zur hochalpinen Decke alle Kalkhochalpen, also alle die eigentümlichen Plateauberge der nördlichen Kalkalpenzone gehören, inklusive dem Steinernen Meere, den Leoganger und Loferer Steinbergen.

Die Gliederung von Hahn und Nowak. Dem war aber nicht so. Hahns Verdienst war es, den unmittelbaren Verband zwischen der bayrischen Serie im Sinne von Haug mit dessen Dachsteindecke, bez. meiner hochalpinen Decke, im Profile des Strubpasses bei Lofer nachgewiesen zu haben. Ich selbst habe mich überzeugen können, daß diese Verbindung zweifellos existiert.

Infolgedessen hat Hahn eine andere Gliederung vorgenommen. Hahn verbindet den Dachstein unmittelbar mit den Voralpen (tirolische Serie) und auf dieser Mulde liegt die juvavische Deckenmasse, z. B. im Untersberg, in Berchtesgaden, im Salzkammergut. Der Auffassung von Hahn sind Gillitzer, Lebling, Spengler u. a. gefolgt.

Die juvavische Deckenmasse ist im Grunde nichts anderes als Hallstätterdecke + hochalpine Decke. Das ist sehr schön im Loferer Tale in Salzburg zu sehen.

Es kann gar kein Zweifel sein, daß dort die Verhältnisse ganz nach der gleichen Formel gebaut sind, wie z. B. im Osten. Die Verhältnisse sind einander vollständig gleich. Über dem Neokom der bayrischen Serie folgt die Hallstätterdecke (in Fetzen) und darüber die hochalpine (Reiteralpe, Lattengebirge). Hier wie dort sind die gleichen Verhältnisse, und doch widersprechen sich die Gliederungen, die Hahn und ich gegeben haben, vollständig, da meine hochalpine Decke, z. B. im Dachstein, die höchste sein soll, während sie bei Hahn und Spengler gerade die tiefste ist.

Nowak hat ebenfalls sich mit den Verhältnissen im Salzkammergut beschäftigt und ist wieder zu einer anderen Auffassung gekommen. Er folgt im allgemeinen E. Haug. Über der bayrischen Decke folgt die Hallstätterdecke, über dieser die Dachsteindecke, über der aber nochmals die Hallstätterdecke (im Profile des Plassen).

Die tatsächlichen Verhältnisse im westlichen Teile. Folgendes steht fest:

Die Kammerkehrgruppe hängt mit den Loferer und Leoganger Steinbergen zusammen. Infolgedessen gehört das Steinerne Meer, das Hagen- und das Tennengebirge zu einer Einheit, die Hahn ganz richtig erkannt hat. Hahn hat diese Serie die tirolische genannt.

Ebenso sicher ist, daß überall in den klassischen und typischen Gebieten auf die tirolische (voralpine) Entwicklung zunächst die Hallstätter-, dann die hochalpine (Dachstein-)decke folgt. Das sehen wir

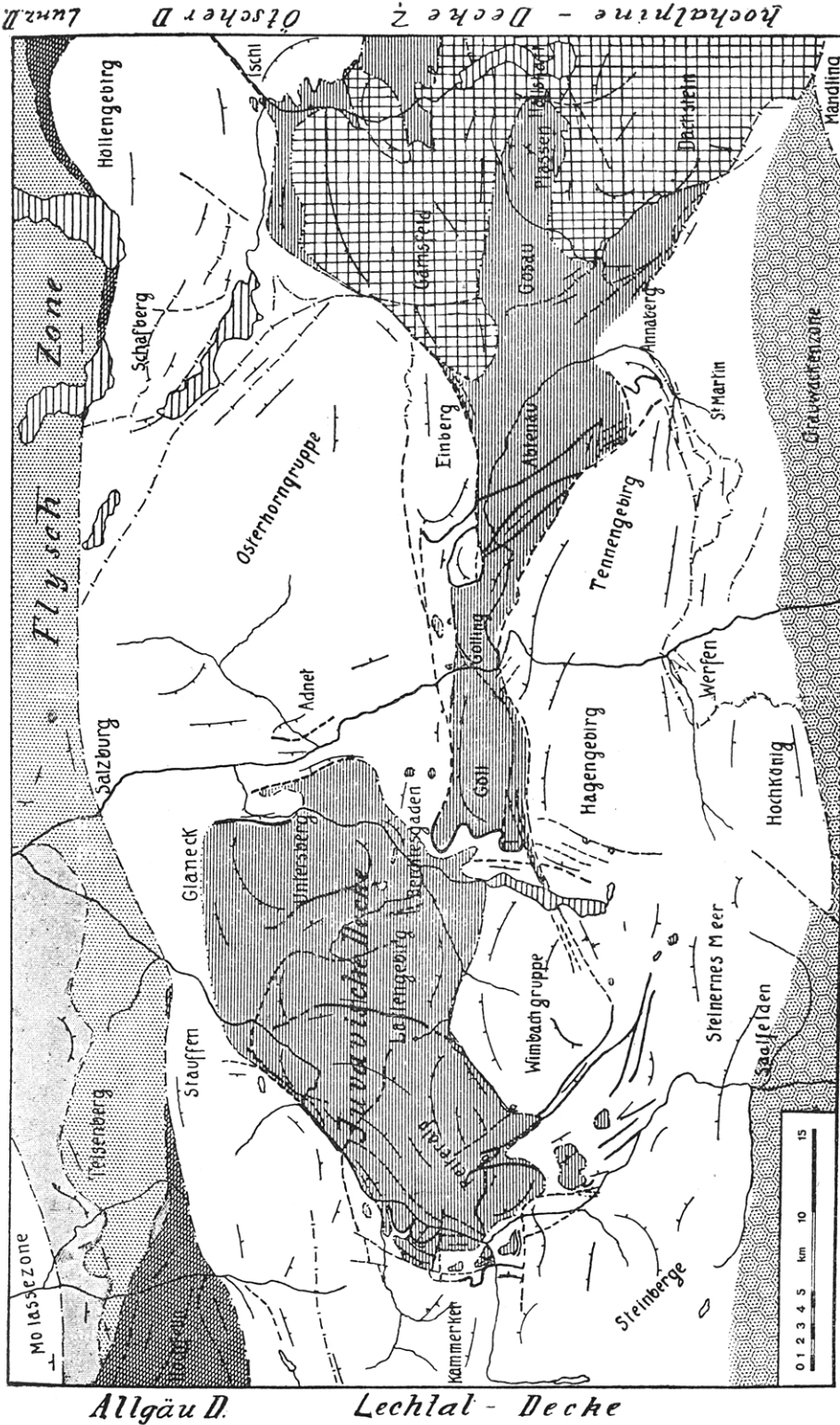


Fig. 70. Gliederung des mittleren Teiles der Kalkalpen nach Hahn. Die hochalpine Decke des Dachstein und Gamsfeldes ist in der Originalzeichnung von Hahn weiß, d. i. basales Gebirge. (Tirolische Unterlage). Die Bezeichnungen Lunz. D., Ötscher D. eingefügt, um den Zusammenhang des Westens mit dem Osten zu zeigen.

Allgäu D. Lechtal - Decke

im Loferertal, in Berchtesgaden, am Untersberg, im Lammertal, im Salzkammergut (mit Ausnahme des Plassen).

Diese höhere Einheit ist die juvavische Deckenmasse im Sinne von Hahn. Sie soll vorgosauisch über tirolisches Land geschoben sein. Sie besteht aus der Hallstätter Fazies (basal) und z. T. aus der Berchtesgadener Fazies. Die ganze Einheit wurde auch als Berchtesgadener Schubmasse bezeichnet. Sie ist im wesentlichen im Hochkalter, im Lattengebirge, im Reitergebirge, im Untersberge das, was ich im Osten hochalpine Decke genannt habe. (Hallstätter Fazies basal, darüber die reine Kalkfazies.)

Im Profil des Hagengebirges bis zum Untersberg und westlich davon liegt für alle Beteiligten, glaube ich, die Sache völlig klar.

Das Hagengebirge ist tirolisch (im Sinne von Hahn), ist basal. Darauf liegt im Hochkalter, im Lattengebirge, im Untersberge, im Berchtesgadener Lande basal die Hallstätterdecke und darüber die hochalpine.

Die **Verhältnisse im Osten**. Hier ist bisher keine rechte Übereinstimmung erzielt worden. Für Hahn und Spengler ist der Dachstein als Fortsetzung des Tennengebirges tirolisch, und auf ihm liegt, genau so wie im Westen, die Hallstätterdecke des Plassen. Ich finde dagegen, daß der Dachstein nicht unter der Hallstätterdecke durchgeht, sondern z. B. im Grimming vor der Hallstätterdecke eine Stirn bildet. Dazu besteht auch keine unmittelbare Verbindung zwischen dem Tennengebirge und dem Dachstein. Ich glaube vielmehr, daß das Tennengebirge S—O ausstreicht und unter das Dachsteingebirge zu liegen kommt. Als Beweis führe ich die Schuppen des Rettensteines zu Füßen des Dachstein an, in denen nach Trauth die Dachsteindecke über Liasfleckenmergel und Trias hinweg geht. Der Tennengebirgszug wird zurückgedrängt. Ich halte den Mandlingzug für einen solchen Ableger des Tennengebirgszuges unter dem Dachsteingebirge. Das ganze St. Martiner Schuppenland (Trauth) könnte als solches zurücktretendes gestautes Gebirge bezeichnet werden, das vom Dachstein überfahren ist. Diese Überschiebungen des Rettensteines (Trauth) setzen sich noch im Dachstein selbst fort, so im Donnerkogel (Spengler). Diese tiefere Einheit wäre z. T. Hallstätterdecke. Sie ist weitgehend übereinstimmend mit den gleichen Zonen des Ostens. Nicht recht paßt die Lagerung des Plassen in die Tektonik. Der Plassen liegt z. T. wenigstens auf der Dachsteindecke (nach Spengler). Nach meiner Meinung ist der Plassen ein Salzkekzem, das durch die erodierte Dachsteindecke von unten durchgebrochen ist und über seiner ehemaligen Überlagerung überquillt. Dafür sprechen eine Reihe von Verhältnissen.

Zusammenfassung. Wie dem immer auch sein mag, so scheint doch so viel richtig, daß die Verhältnisse des so kompliziert gebauten

Landes westlich der Salzach geklärt sind. Wir haben ein basales Gebirge und darauf eine große Schubmasse.

Die obere Schubmasse ist die **juvavische Decke** von Hahn. Diese ist gleich der **hochostalpinen Decke** von Kober. Sie besteht aus zwei Elementen, die z. T. verschmolzen sind. Unten liegt die Hallstätterdecke, darüber die hochalpine. Das ganze nennt man auch **Berchtesgadener Schubmasse**.

Das **basale Gebirge** heißt nach Hahn tirolisch. Nach unserer Gliederung ist sie die Lechtaldecke des Westens. Auf der östlichen Seite habe ich die basale Einheit Ötscherdecke genannt. Hahn hat diese Einheit tirolisch bezeichnet. Alles noch tiefere Deckenland ist bajuvarisch, d. i. meine Lunzer- und Frankenfelsecke. Dabei hat Hahn, wie im Westen, diese Einheiten wieder als tief- (Frankenfelsecke) und als hochbajuvarisch (Lunzerdecke) unterschieden. Das kann kaum für den Osten gelten. Für den Westen gilt die Gliederung in tirolisch und bajuvarisch im Sinne von Hahn nicht. Aus allem aber ergibt sich: die **Ötscherdecke ist das Äquivalent der Lechtaldecke**. Dann wäre die höhere Einheit des Westens gleich der höheren Einheit des Ostens, also die Inntaldecke gleich der juvavischen (Berchtesgadener, hochostalpinen) Schubmasse. Das ist aber nicht der Fall.

Neuerdings hat Ampferer das Kaisergebirge untersucht und gefunden, daß das Kaisergebirge tatsächlich eine große Deckscholle ist, die der Inntaldecke angehört und daß diese Deckscholle mit der juvavischen Decke von Hahn zu parallelisieren wäre.

Die **hochostalpine Schubmasse** ist, wie ich schon im Bau der Erde 1921 zeigte, eine **höhere Decke als die Inntaldecke**. Die Inntaldecke ist in den mittleren und östlichen Kalkalpen nirgends zu sehen. Sie fehlt. Sie endet mit dem Kaiser. Unserer Meinung nach ist die Inntaldecke im Osten in der Wurzelzone zurückgeblieben. Sie liegt heute noch im Drauzug im Süden.

Die **Karawanken, die Gailtaler Alpen** sind meiner Auffassung nach das **Äquivalent der Inntaldecke**. Damit haben wir eine Großgliederung des mittleren Teiles der Kalkalpen gegeben, wie er den Verhältnissen in der Natur am nächsten kommt, und zugleich haben wir die scheinbar so unüberbrückbaren Anschauungen zu einem Gesamtbilde vereinigen können.

Das **westliche basale Gebirge**. Von der **Kammerkehr** hat man einen überaus instruktiven Einblick in den Aufbau des Gebirges vom Kaiser bis zum Berchtesgadener Land. Wir sehen hier Bilder, die für den Geologen ungemein fesselnd sind, stratigraphisch-tektonisch und morphologisch, und die zugleich das genaue Abbild der Bilder des Ostens der Kalkalpen sind.

Auf der Kammerkehr selbst stehen wir am Rande einer großen Schüssel, die mit Dachsteinkalk, Lias-Jura-Neokom sich gegen Osten neigt, gegen die Saalach zu. Unken, Lofer liegen in dieser Schüssel. Von Norden fallen die Dachsteinkalke des Sonntagshorn nach Süden, von der Kammerkehr gegen Osten, von den Loferer Steinbergen gegen Norden. Wie fesselnd ist zugleich das stratigraphische Bild. Auf der Kammerkehr stehen wir auf dem so typischen oberrhätischen Riffkalk der Lechtaldecke. In den Loferer Steinbergen fehlt diese Fazies. Zugleich vollzieht sich auf unglaublich kurzem Raume ein ganz bedeutender Fazieswechsel. Die relativ gering mächtigen Dachsteinkalke des Sonntagshorn, der Kammerkehr gehen in die so mächtigen Dachsteinkalkmassen der Loferer-, der Leoganger Steinberge über. Das ist nichts anderes als der **Übergang des voralpinen Typus in den hochalpinen**. Auch im Bau. Denn mit den Leoganger Steinbergen setzen die Kalkhochalpen, die Plateaustöcke, ein.

Fesselt so das Bild von Nord nach Süd, so ist ebenso interessant der Blick gegen Nord und Westen und gegen Osten. Deutlich sieht man im Norden noch die trotzigen Bauten der **Wettersteinkalke am Hochfellen- und Kampenwandgebiet**, die Deckschollen der Lechtaldecke auf der Allgäu-Decke bilden. Deutlich verfolgen wir in der Nähe die Dachsteinkalke und den Hauptdolomit gegen den Kaiser zu und geben uns dem so auffälligen Bau des **wilden und niederen Kaiser** hin. Wie Klippen liegen die prallen wohlgeschichteten Wettersteinkalke über wohlgerundetem niederen Gelände. Wo gibt es Ähnliches im Bau und Form in der Umgebung? Nirgends sehen wir Gleiches. Große Klippen der Inntaldecke liegen im Kaiser über der Lechtaldecke. Das hat Ampferer jüngst nachgewiesen. Aber dieser Bau ist nicht der gleiche wie der der juvavischen Deckschollen, die dann im Osten, im Loferertale über dem Neokom der Lechtaldecke liegen, tektonisch natürlich in gleicher Position wie die Inntaldecke des Kaiser. Die Deckschollenlandschaften des Ostens, die sich um Lofer gruppieren, zeigen anderen Stil. Er ist uns wohlbekannt. Das sind die breiten, wenn auch zerrissenen **Deckschollen der Berchtesgadener Schubmasse**, der hochostalpinen Decke. Zwischen die mächtigen Kalkmassen der Berchtesgadener Berge und dem basalen Gebirge schiebt sich eine **Schollenlandschaft** ein, in der Gosau, Hallstätter Kalke, Werfener Schiefer mit Gips und Haselgebirge auf weichem Wiesengelände von Neokom schwimmen. Das ist ein Bild, wie man es im Osten in der gleichen Weise immer wieder sieht.

Ich bringe zur Veranschaulichung des Gesagten einige Profile und füge noch hinzu, daß wir ein klassisches Gebiet von juvavischen (hochostalpinen) Deckschollen im Berchtesgadener Lande vor uns haben. Die großen Kalkmassen des Steinernen Meeres fallen im Watz-

mann mit prachtvoll geschichtetem und mächtigem Dachsteinkalk nach Norden ein und darüber folgt die große „Berchtesgadener Deckscholle“. Ihr analog ist im Osten der Hohe Göll. Der Untersberg ist der äußerste

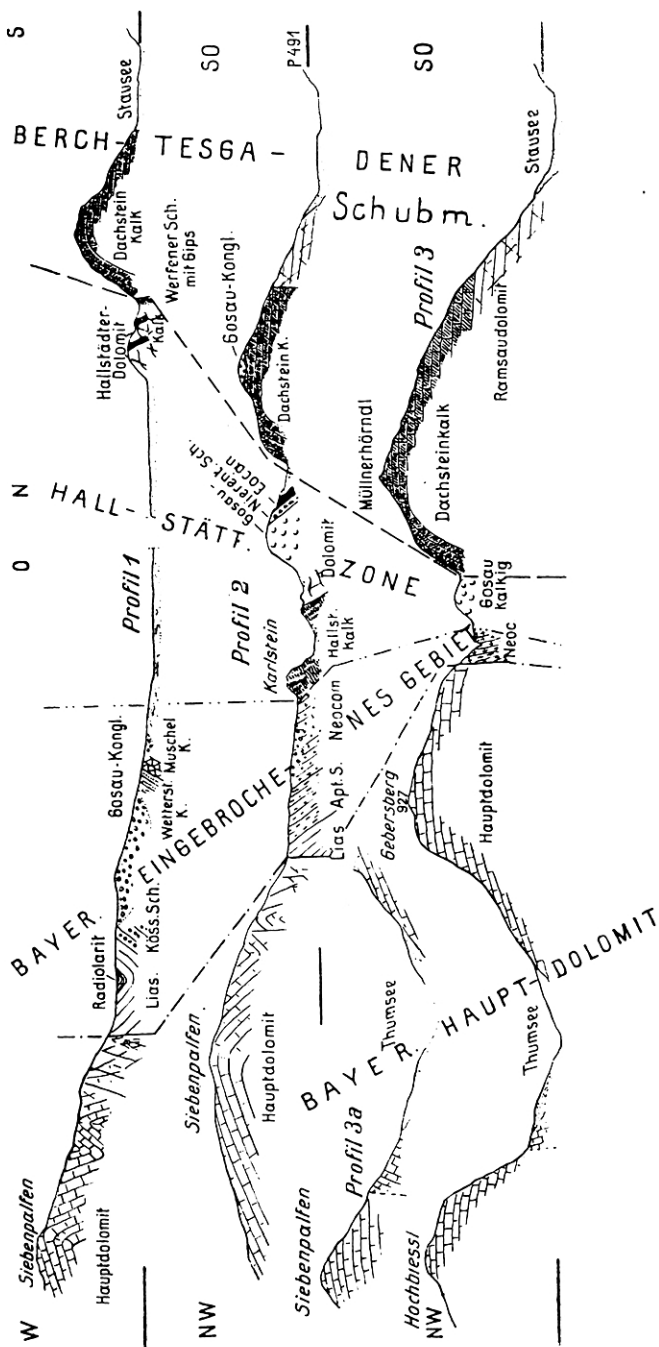


Fig. 71. Die „Hallstätter Zone“ zwischen der voralpinen Decke (bayrischer Hauptdolomit usw.) und der hochalpinen Serie (Berchtesgadener Schubmasse) an der Saalach zwischen Reichenhall und Mellek nach H. Kraus.

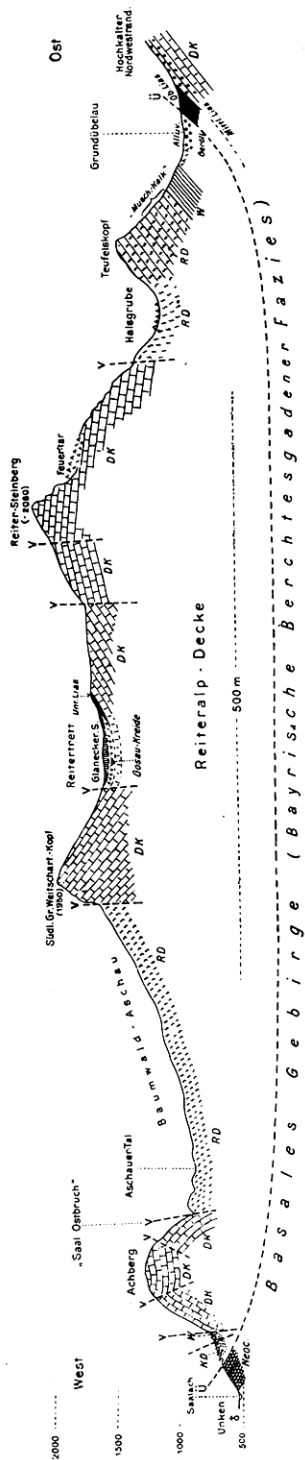


Fig. 72. Bauformal der Reiteralpe nach G. Gillitzer 1912. Über dem basalen (voralpinen) bayrischen Gebirge liegt die hochalpine Decke (Berchtesgadener Schubmasse) mit Hallstätterschuppen an der Basis. W = Werfener Schiefer. RD = Ramsadolomit. KD = Karnischer Dolomit. S = Schuppung. Ü = Überschiebung. V = Verwerfung.

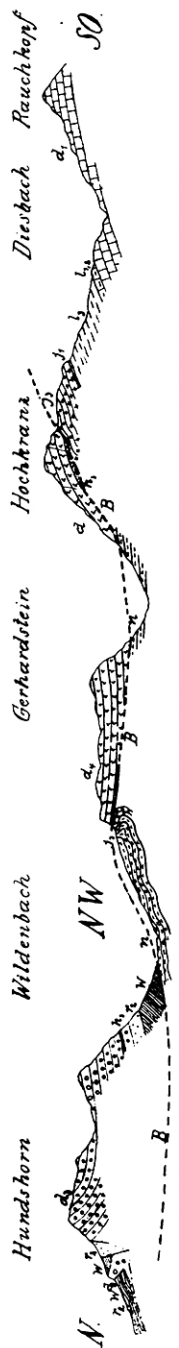


Fig. 73. Die „juvavische Deckenscholle“ des Gerhardstein südlich von Lofer im Saalachtal nach H. Hahn. Basal das tirolische Gebirge (Decke). Das basale Gebirge (B) zeigt Hauptdolomit, Dachsteinkalk (d_1), Lias (j_1, j_2, l_1, l_2), Jura (j_1, j_2, j_3) und Neokom (n). Die Deckenscholle führt Werfener Schiefer (W), Dolomit (d_1, d_2, d_3, d_4).

Vorposten dieser Decke. Das grüne Land zu Füßen dieser Bergmassen ist basales Gebirge mit Neokom, in dem Hallstätter Salz, Hallstätter Kalk usw. eingebacken ist.

Das **östliche Gebirge**. Wir stehen auf dem **Rötelstein**. In Dolinen begegnen wir auf dem westlichen Pfeiler des Gipfels, der hier gratartig ist, Augensteinschottern, die hier in der beträchtlichen Höhe von 1600 m in Form von groben Geröllen, von Kieseln, Quarzporphyren und feinerem Materiale vorhanden sind. Sie weisen uns nach Westen auf die breiten hochgelegenen **Plateaus des Dachsteins**, wo diese Schotter seit langem bekannt sind und von Flußläufen erzählen, die einst hoch über den heutigen Flüssen gegen eine alte Donau zu einen Abweg suchten.

Mit breiter Fläche fallen die Dachsteinkalke gegen Norden ein, im Katergebirge dringen sie weit gegen Norden hin, bis Ischl. Gegen SO weichen sie zurück. Im **Grimming** ist der ganze Dachsteinzug bloß ein steiler Kamm, der gegen SO, in die Grauwackenzone hinausstreicht und dabei eine Stirn bildet.

Ein gewaltiger Gebirgszug flankiert so den Süden, das Dachsteingebirge. Ein ebenso mächtiges Gebirge flankiert den Norden und Osten. Es ist das **Totengebirge**, in vieler Hinsicht dem Dachsteinzuge ähnlich. Und zwischen diesen Mauern reiche grünende Mulden mit steinigen Kuppen, Klippen, mit aufgesetzten Bergen. Das ist die Region des **Hallstätterkanales von Ischl-Aussee**. Landschaftlich ganz anders als der Norden und Süden. Nach Spengler, Hahn ist der Norden und der Süden, das Totengebirge und der Dachstein eine Einheit, das basale Gebirge, die tirolische Serie im Sinne von Hahn. Die **Mulde von Ischl-**

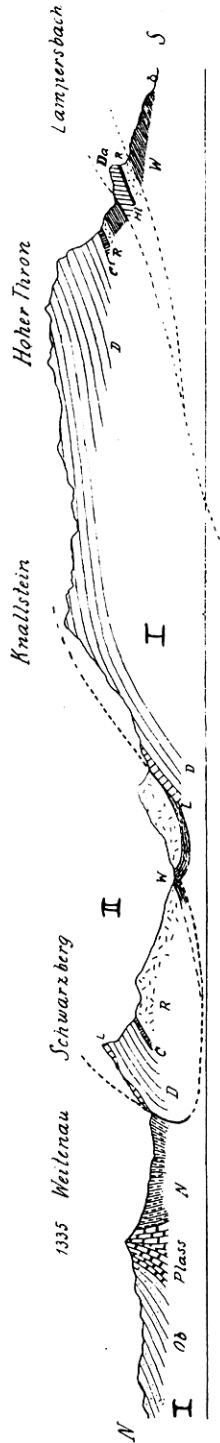


Fig. 74. Bauformel des Tennengebirges und der nördlichen Vorlagen nach L. Kober 1922. Das nördliche Vorland hat die voralpine Fazies. Ob = Oberalmerschichten und Plass = Plassenkalk (Tithon) und N = Neokom und hängt in der Tiefe mit der hochalpinen Fazies des Tennengebirges zusammen. W = Werfener Schiefer. R = Ramsa dolomit. H = Halobienchiefer. Da = Dachsteinkalk. L = Lias. Die Serie II (juvavische Decke) liegt über Serie I, die basal zerschuppt ist.

Aussee ist die große Mulde der juvavischen Decke, die hier wie in einem Riesentroge der tirolischen Decke liegt. Darum fällt das Dachsteingebirge nach Norden, das Totengebirge nach Süden. Drinnen liegt das juvavische Land mit der Hallstätterdecke, vorgosauisch dem basalen Gebirge aufgeschoben.

Nun so einfach ist die Sache vielleicht doch nicht. Wäre das Totengebirge und das Dachsteingebirge eine Einheit, so müßte zwischen Mitterndorf und Liezen die Verbindung der beiden Flügel der Mulde zu sehen sein. Das ist nicht der Fall. Es wird wohl niemand einfallen, zu behaupten, daß der Grimming und die Südseite des Totengebirges zusammenhängen, so wie etwa die Loferer Steinberge und die Kammerkehrgruppe. Tatsächlich sieht man nur, daß der Grimming stirnt, daß die Hallstätterserie mit Hallstätterkalk und Gosau im Norden unter diese Stirn hineingeht, im Süden noch einmal zum Vorschein kommt. Zugleich sieht man, wie bei Liezen die Hallstätterdecke über Lias-Jura-Neokom schwimmt. Letztere Serie muß dem Totengebirge zugezählt werden.

Das sind also die typischen Verhältnisse, wie wir sie bei Unken, bei Lofer sehen, wie sie im Osten sich immer wieder finden.

Die ganze **Tektonik** des hier besprochenen Gebiets würde von diesem Gesichtspunkte aus ebenfalls ungemein verständlich werden. Die gewaltige Masse der Dachsteindecke schiebt das basale Land vor sich her, staut es von seinem Untergrunde ab. Die Formen der Tektonik der höheren Decke prägen sich seinem Untergrunde auf. So wird sehr verständlich, warum das Totengebirge an der Grauwackenzone nicht mehr zum Vorschein kommt, warum die Hallstätterdecke, z. B. bei Liezen, so zusammengeschuppt ist. So wird die Stirn des Grimming verständlich.

Auch der Fall ist möglich: Totes Gebirge und Dachsteingruppe bildeten ehemals tatsächlich eine Einheit, also ein basales Gebirge, auf dem die juvavische Decke liegt. Die basale Einheit ist nachträglich zerstört worden. Der Dachstein ist sekundär vollständig weiter nach Norden vorgeschoben worden, hat sich also vom Totengebirge abgetrennt, hat dieses nach Norden passiv vorgeschoben, dieses im Grimming z. B. überschoben. Dabei ist die Hallstätterdecke (juvavische Decke) z. T. eingewickelt worden. So wäre auch das Vorschieben des Katergebirges verständlich. Nicht verständlich wird aber die Tektonik des westlichen Dachsteins, des Donnerkogels etwa, wo wir Hallstättergesteine unter dem Dachstein finden. Spengler hilft sich hier, indem er gegen Süden schiebt. Das ist ein Ausweg, der vielleicht doch nicht ganz das Wesen der Sache trifft. Ich stelle die Existenz von Rückbeugungen gegen Süden absolut nicht in Abrede, nehme selbst solche seit langer Zeit an. Ist doch die ganze gewaltige Wurzelsteilstellung der Alpen ein Zusammenstau, der die Alpen nach Süden zu überlegt. Aber das sind all-

gemeine Bewegungen, nicht Deckenbewegungen en detail. Dachstein und Totengebirge dürften ja als zusammenhängend betrachtet werden. Wir sehen ja auch, wie im Windisch-Garstener Gebiet das Sengsengebirge mit dem Ennstalergebirge zusammenhängt, wie Ampferer jüngst auch gezeigt hat. In der großen Mulde von Windisch-Garsten liegen juvavische Hallstätterkalksteine. Das ist also ein Bauplan ähnlich wie im Ischler-Auseer Gebiet. Dabei entspricht bis zu einem gewissen Grade das Sengsen- dem Totengebirge, die Ennstaler Alpen dem Dachsteingebirge, die Windisch-Garstener Mulde der Ausseer Mulde. Die Decke des Totengebirges, des Sengsengebirges ist die Fortsetzung der Ötscherdecke. Das Ennstaler- und Dachsteingebiet gehört jedoch der Zone an, die ich im

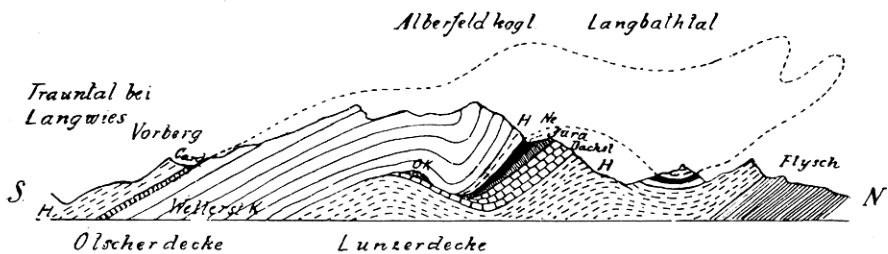


Fig. 75. Bauformel des Höllengebirges nach J. Pia 1912 und L. Kober 1921. Im Norden liegt die Flyschzone. Darauf liegt die Lunzerdecke mit H = Hauptdolomit, Dachsteinkalk, Jura und Neokom. Stellenweise ist auch Gosau (Ok) vorhanden. Die Ötscherdecke besteht aus einer mächtigen liegenden Falte von Wettersteinkalk mit spurenhaftem Hauptdolomit als Liegendschkel. Im Hangenden folgt die normale obere Trias. Die Überschiebung ist nach der Gosau erfolgt.

Osten hochalpin genannt habe. Während im Schneeberg die Ötscher- und die hochalpine Decke scharf durch Überschiebung geschieden sind, hängen sie hier z. T. zusammen, bilden mehr eine Einheit. Die tektonische Trennung ist keine so große, wie ich früher auf Grund der örtlichen Verhältnisse annahm. Der Begriff hochalpin wird somit mehr ein stratigraphisch-morphologischer als ein tektonischer. Aber er besteht zu Recht.

Die Voralpenzone Traunstein—Sengsengebirge. Es wird noch notwendig sein, den Voralpenzug im Norden und Osten des Hallstätter Gebietes zu besprechen. Es wiederholen sich hier genau die gleichen Verhältnisse wie im Westen.

Wir haben gesehen, wie gegen Salzburg zu die Allgäudecke immer schmaler wird, wie endlich im Stauffen die Lechtaldecke mit ihrem Stirnrand an den Außensaum der Kalkalpen herantritt. Im Untersberg selbst sehen wir überhaupt nur mehr die obersten Teile der Lechtaldecke, die die Basis der juvavischen Deckscholle bilden. Die hochalpine Deckscholle des Untersberg tritt an den Außenrand der Kalkalpen.

Der Muschelkalkzug. Von Salzburg gegen Osten zeigt sich das gleiche Bild. Im Schafberg tritt eine mächtige Decke mit Wettersteinkalk über eine tiefere Hauptdolomit-Neokomserie hinweg. Im Höllensteingebirge ist das gleiche der Fall. Östlich des Traunsee tritt der Traunstein mit Wettersteinkalk über eine Liegendserie hinweg. Dieser Muschelkalkaufbruch zieht über den Gaisstein in das Sengsengebirge fort. Über Windisch-Garsten geht diese Zone an die Enns bei Altenmarkt.

Der Muschelkalkzug ist das **Äquivalent** des **Stauffen-Rauschbergzuges**, ist die Grenze der Lunzer- und der Ötscherdecke. Die Ötscherdecke baut das südliche Land, hauptsächlich das Totengebirge. Nicht alles ist Ötscherdecke. Östlich des Höllengebirges öffnet sich ein Fenster, das von der Alm durchflossen wird. Wir wollen es **Almfenster**

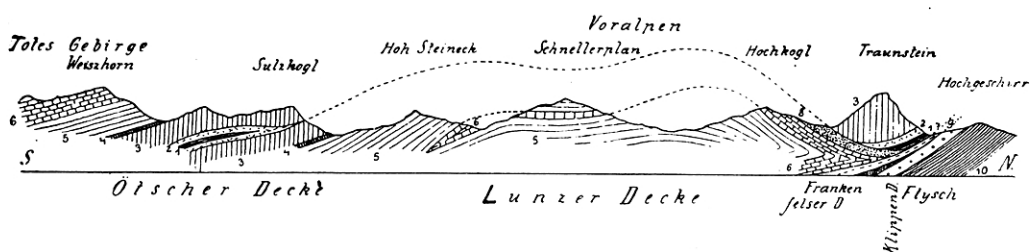


Fig. 76. Bauformel der Kalkvoralpen des Almtales nach L. Kober 1921. 1 = Werfener Schiefer. 2 = Muschelkalk. 3 = Wettersteinkalk. 4 = Lunzer Schichten. 5 = Hauptdolomit. 6 = Dachsteinkalk. 7 = Lias—Neokom. 8 = Gosau. 9 = Klippendecke. 10 = Flysch.

nennen. Hahn hat die Fensternatur dieser Zone schon erkannt. Die Verhältnisse lassen sich folgenderweise deuten. Die Dachsteinkalke des Steinberges bilden eine steiler südgehende Synklinale, darüber folgt eine schmale Zone verkehrt liegenden Hauptdolomites, Lunzer Sandstein-Muschelkalk. Über dieser Serie, die ihren antiktinalen Werfener Schieferkern bei Almsee hat, folgt der normale Schenkel mit Muschelkalk-Wettersteinkalk, der von der Nordseite des Totengebirges ausgeht und sich im Kasberg weit nach Norden vorschiebt. Bei Grünau senkt sich die Muschelkalkzone ins Tal hinunter, bildet im Gaisstein eine Deckscholle von Wettersteinkalk, der im Windhagkogel deutlich von Hauptdolomit-Lias-Jura-Neokom unterlagert wird. Solche Deckschollen werden weit hinaus abgegeben. Es ist in hohem Maße wahrscheinlich, daß der langgestreckte Zug von Wettersteinkalk und -dolomit an der Steyer bei Leonstein eine Deckscholle ist, die aus dem Sengsengebirge stammt und von dort 12 km weit vorgetragen worden ist. Das ist das gleiche Bild, wie im Westen, am Hochfeller oder an der Kampenwand. Nur ist hier das Ausmaß der Überschiebung größer. G. Geyer hat über diese Gebiete schöne geologische Karten veröffentlicht.

Gliederung. In diesem Gebiete längs der Steyr lassen sich die Voralpen schon deutlich, wie ich vor Jahren zu zeigen versuchte, in drei Zonen zerlegen. Wenn wir von der Klippenzone absehen, unterscheiden wir:

1. Eine äußerste Schuppenzone, nördlich des Hochbuchberges, aus Schuppen von Hauptdolomit-Neokom aufgebaut. Diese Zone ist im Osten die Frankenfelseerdecke.

2. Eine breitere Region mit typischen voralpinen Falten und Schuppenbau von Leonstein-Moln bis an das Sengsengebirge reichend, Muschelkalk bis Jura-Neokom (Gosau) enthaltend. Dies ist die Lunzerdecke. Mit dem großen Werfener-Muschelkalkaufbruche des Sengsengebirges beginnt die Ötscher-Totengebirgsdecke (die Ötscherdecke des Ostens). Südlich dieser folgt dann die juvavisch-hochostalpine Deckenmasse. Dabei ist die Ötscherdecke = der Lechtaldecke, die Lunzerdecke = der Allgäudecke. Die Frankenfelseerdecke entspräche tieferen Schuppen des Westens, z. B. der des Zinken.

Die östlichen Kalkalpen

Allgemeines. Wir wenden uns nunmehr der Besprechung der östlichsten Kalkalpen zu, jenes Gebietes, das östlich der Enns liegt und das ebenfalls zum Ausgangspunkt einer Gliederung der Kalkalpen in Decken geworden ist.

Ich habe in der Umgebung von Wien den Bau der Kalkalpen diesbezüglich untersucht. Die Vorarbeiten von Bittner, Geyer, Stur waren soweit gediehen, daß man an eine Analyse des Deckenbaues der Kalkalpen schreiten konnte. Ich habe in den Jahren 1905

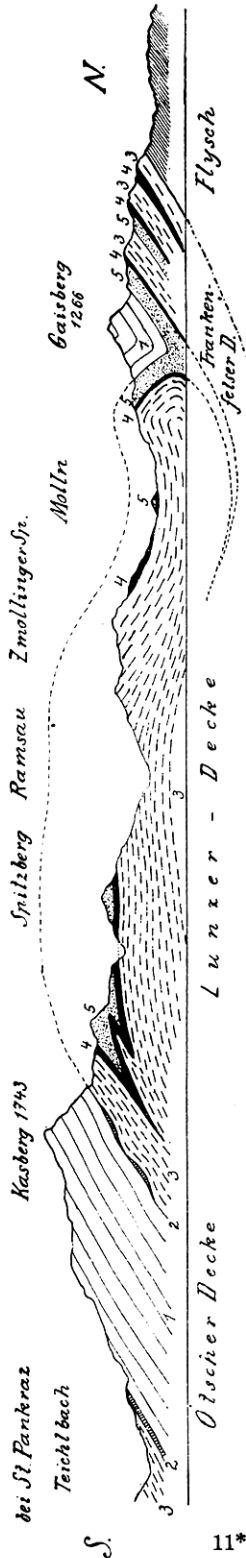


Fig. 77. Bauformel der nördlichen Kalkalpen längs der Steyr nach L. Kober 1921. 1 = Wettersteinkalk, 2 = Lunzer Schichten, 3 = Hauptdolomit, 4 = Dachsteinkalk, 5 = Lias-Neokom.

bis 1912 mich mit diesen Problemen beschäftigt und in verschiedenen Schriften den Deckenbau aufzuzeigen versucht. Leichter, als man ahnen konnte, ließen sich gewisse Grundzüge des Deckenbaues erkennen. Ich fand eine Reihe von Decken und Fenstern, so das Fenster des Schwechattaales, das Fenster des Hengst unter dem Schneeberg. Freilich fand diese neue Tektonik wenig Beifall. So ließ Kossmat durch Tietze das Fenster des Schwechattaales dementieren. Spitz mußte es schließlich anerkennen, so wie Kossmat auch den Deckenbau des Schneeberggebietes anerkennen mußte. Spitz, insbesondere Heritsch verwarfen für diesen Teil der Kalkalpen den Deckenbau. Dann kam Ampferer. Er fand, daß mein Bild sehr weit abwicke von dem meiner Vorgänger, daß man meine Vorstellungen über den Bau der Kalkalpen schwer mit denen der Vorgänger vereinigen könne. Aber auch Ampferer fand nur Decken — und zwar mehr als ich.

So kam auch in diesem Gebiete allmählich die neue Tektonik zum Durchbruche trotz aller Gegensätze der Anschauungen. Sind in vielen Fällen die Deckenstrukturen hier nicht so großartig aufgeschlossen, wie etwa in Nordtirol, so ist doch der Deckenbau nicht weniger großzügig und durchsichtig als in anderen Teilen der Kalkalpen. Doch ist er noch nicht in allen seinen Teilen, Fragen, Problemen so gründlich erforscht, obwohl gerade dieses Gebiet vor den Toren Wiens liegt.

Gliederung. Wir unterscheiden in diesem Teile der Kalkalpen seit Kudernatsch die Kalkhochalpen und die Kalkvoralpen. Die Linie von Puchberg—Mariazell—Altenmarkt an der Enns scheidet die nördlich gelegenen Voralpenzüge von dem südlichen Plateautypus der Kalkhochalpen, der im Schneeberg, Rax, Schneeealpe, Veitsch, besonders im Hochschwab seine typischen Vertreter findet.

Diese morphologische Scheide ist auch eine geologisch-tektonische Scheidelinie erster Ordnung in den östlichen Kalkalpen. Es ist die Puchberg—Mariazeller—Altenmarkter Aufbruchlinie. An ihr liegen die Aufbrüche von Werfener Schiefer, vielfach mit Haselgebirge, an ihr liegt der einzige „paläozoische Aufbruch“ der östlichen Kalkalpen, die paläozoischen Schiefer in der Prein, westlich von Schwarzau. Diese Zone ist im allgemeinen als eine Mulde aufgefaßt worden, in der die jüngsten Schichten, die Gosau, in weiter Verbreitung auftreten. Freilich ist die synklinale Lagerung der Zone, die durch das Einfallen der Flanken der Mulde in das Innere stellenweise charakterisiert ist, vielfach recht gestört. Brüche, Verwerfungen, ja selbst Überschiebungen stellen sich ein und bringen Werfener über Gosau.

Die gemeinsame Analyse gerade dieser Zone ergab, daß der Bau ganz anders gedeutet werden müsse. Gar bald ergab sich, daß von einer Mulde (im alten Sinne) absolut nicht die Rede sein konnte. Die (scheinbar muldenförmige) Lagerung ist so, daß die Nordflanke mit den

Dachsteinkalken nach Süden fallend unter den zum Teil nach nord abfallenden, eine Art Stirn bildenden Dachsteinkalken der Südzone weit hineingehen, in Fenstern unter der höheren Serie tiefer im Süden wieder zum Vorschein kommen. Ein prachtvolles Beispiel dafür bildet das Fenster des Hengstes bei Puchberg am Schneeberg. Mit voller Klarheit sehen wir auf der Ostseite des Schneeberges den flachen Rücken des Kressenberges (mit Dachsteinkalk—Rhät—Lias—Jura) unter den Muschelkalk, unter die gewaltige Kalkmasse des Schneeberges einfallen und tief versinken. Eine weite Syncline, mit Gosau erfüllt, entsteht. Aber jenseits der Zone taucht im Hengst nochmals der gleiche Bau des Kressenberges auf, bildet unter dem Werfener Schiefer und Muschelkalk des Schneeberges einen riesigen Buckel, der weit gegen Westen mit starkem Axialgefälle wie in einem Tunnel unter dem Schneeberg hinzieht. Bittner fand hier schon die Verhältnisse auffallend. Er erkannte

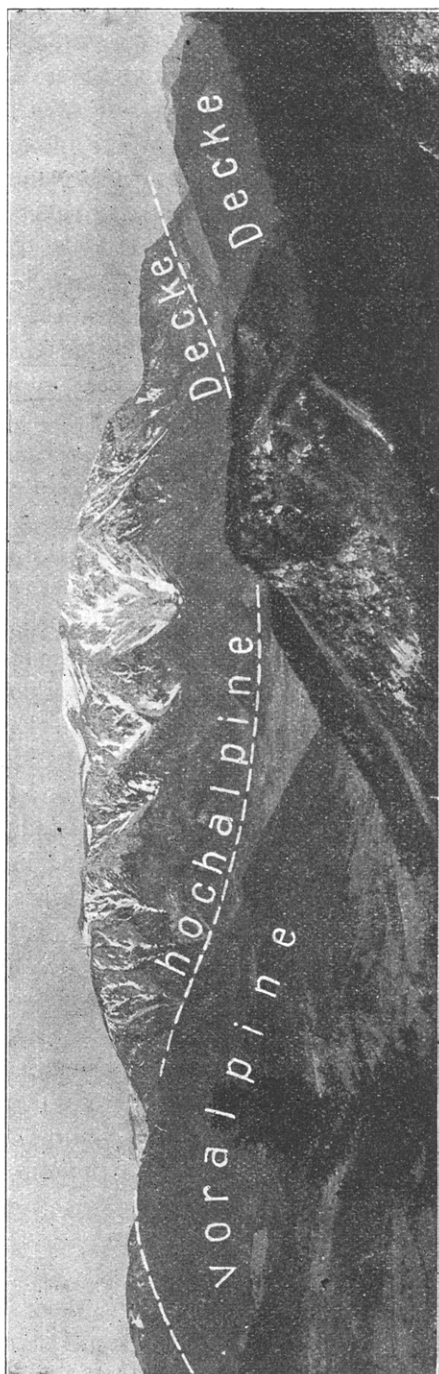


Fig. 78. Ansicht des Schneebergzuges von Osten. Nach einer käuflichen Photographie. Die hochalpine Decke des Schneeberges mit Werfener Schiefer, Muschelkalk, Carditaschichten und Dachsteinkalk liegt in einer großen Mulde der voralpinen Decke. Der nördliche Flügel besteht im Kressenberg aus südfallendem Dachsteinkalk mit Rhät, Lias und Jura. Dieselben Schichten erscheinen wieder in dem Fenster des Hengst als mächtige Welle. Die Mulde zu Füßen des Schneeberges füllen die Gosaubildungen von Puchberg. Zwischen der hochalpinen und der voralpinen Decke finden sich Schollen von Hallstätter Gesteinen. Nach L. Kober.

den Zusammenhang von Hengst und Kressenberg gegenüber dem Schneeberg, er sagte, man müsse fast daran denken, daß sie unter der Gosaumulde zusammenhängen, aber wie wäre dann der „Aufbruch“ von Werfener Schiefer, Muschelkalk usw. zu erklären.

Bittner war so gezwungen, die Werfener Schiefer gleichsam in tektonischen Schloten und Rauchfängen durch die ganze an 800 m starke Trias steigen zu lassen, ein ungemein kompliziertes mechanisches Bild, das in keiner Weise mit dem eleganten ruhigen Bau in Übereinstimmung zu bringen war. Daß der Werfener als Deckscholle auflage, ja daß der ganze Schneeberg als eine gewaltige Schubmasse auf dem Dachsteinkalke des Hengstes, des Kressenberges sei, dazu war die Zeit nicht reif. Dazu waren neue Ideen, eine neue Gedankenwelt nötig.

Aber gerade dieses Beispiel zeigt deutlich, daß wir auch im östlichen Teil „klassische Profile“ haben, die einen überaus instruktiven Einblick in den Deckenbau der östlichen Kalkalpen gewähren.

Gerade dieses Profil zeigt uns den Unterschied im ganzen Bau der Voralpen und der Kalkhochalpen, oder wie wir jetzt sagen können, der voralpinen und der hochalpinen Kalkdecken.

Die hochalpinen Decken. Stratigraphie. Darunter verstehen wir die verschiedenen Decken der Kalkhochalpen, die im Süden direkt mit der Grauwackenzone verbunden sind, im Norden aber auf den voralpinen Decken schwimmen (längs der Puchberg—Mariazeller Linie). Man kann zwei Deckenserien unterscheiden. Eine **tiefere**, die **Hallstätterdecke**, aufgebaut aus Werfener Schiefer, Muschelkalk, z. T. Ramsaudolomit, z. T. Hallstätterkalk. Dann folgen: Halobien-schiefer (karnisch), darüber weiße oder rotgeflamnte hornsteindurchwachsene Monotiskalke mit reicher Hallstätterfauna. Noch höher liegen fossilreiche Pötschenkalke. Zlambachmergel schließen die Trias ab. Der Jura weist die typische Entwicklung auf. Es ist nicht sicher, ob z. B. Liasfleckenmergel in der Hallstätterzone des Ostens sich finden. Rote Kalke gehören dem Jura an. Solche hornsteinreiche Niveaus finden sich auch in der Trias. Plassenkalke scheinen eine typische Flachwasserfazies des obersten Jura der Hallstätterdecke zu sein. Neokom fehlt. Die Oberkreide ist die kalk-, fossilreiche Gosau. Die höhere, **hochalpine Decke** besteht aus Werfener Schiefer, Ramsaudolomit, Carditaschichten und Dachsteinkalk.

Das **Paläozoikum** ist mit der tieferen, der Hallstätterdecke verbunden und besteht aus silurischen Kalken und Radiolariten (Florianikogl bei Sieding), dann aus Schiefeln, aus Quarzporphyren (Perm) und aus Verrucano. Diese Serie liegt im Florianikogl auf Rauhacken, Werfener Schiefeln, Verrucano und Karbon. Oberhalb Payerbach liegt die Hallstätterdecke wieder auf Kalken, Dolomiten, Rauhacken, die im Werfener Schiefer eingebettet sind und die ich für Reste der voralpinen Decke halte. Werfener Schiefer findet sich mit Trias auch an der Veitsch

unter dem Silur und über dem Karbon. Das gleiche Bild bietet der Reiting bei Leoben (nach Ascher). Gleiche Bilder finden sich am Hochschwab (Spengler) und endlich auf der Südseite des Gesäuseberges, so am Sparafeld.

Diese scharfe tektonische Linie, an welcher Silur über Karbon geschoben ist, und an welcher häufig Trias in Schollen eingeschaltet ist, habe ich die **norische Linie** genannt und diese Linie so gedeutet, daß die untere Grauwackendecke mit hervortretendem Karbon die Unterlage für die voralpinen Decken wäre, die obliegende Grauwackenserie aber die normale Unterlage (mit Silur-Devon) der Hallstätter- bez. der hochalpinen Decke.

Tektonik. Der Bau dieses neuerdings als hochostalpinen Deckenkomplex bezeichneten Gebietes ist charakterisiert durch die höchste Lagerung im Deckensystem der Kalkalpen, durch die meist horizontale Lagerung der Decken. Besonders die eigentliche hochalpine Decke tritt als oberstes Glied mit dem massigen Kalk-Dolomitaufbau typisch hervor, so im Hochschwab. Hier versuchte Spengler den Nachweis zu führen, daß eine scharfe tektonische Grenze zwischen der tieferen Fazies mit Halobianschiefern und der Riffazies nicht bestehe, doch scheint diese Feststellung nicht beweisend, da an vielen anderen Stellen die tiefere Hallstätterdecke deutlich von der oberen getrennt ist, indem Werfener Schiefer der oberen Decke über Gosau der unteren Decke geschoben ist. Vielfach tritt die Hallstätterdecke unter der hochalpinen nur in Schollen auf. Ein klassisches Gebiet der Hallstätterdecke ist das Gebirge der obersten Mürz. Hier sind seit langem typische Hallstätter Gesteine bekannt. Hier konnte Bittner zeigen, daß verkehrte Lagerungen sich finden. Hier findet sich die typische Hallstätterdecke unter der hochalpinen. Und zwar sind es mehrere Decken. So lassen sich z. B. an der Schneealpe zwei Hallstätterdecken unterscheiden. An

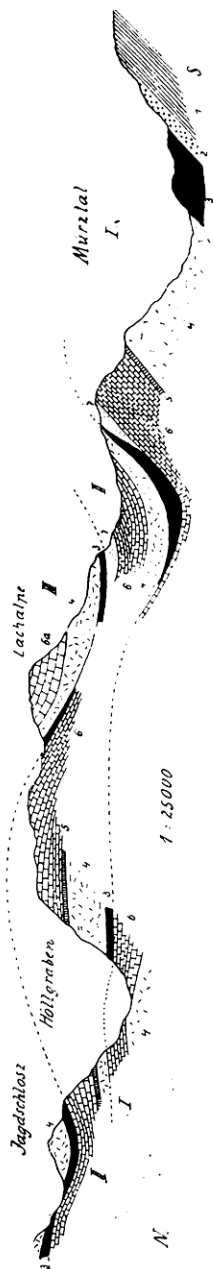


Fig. 79. Bauformel der Schneealpe nach L. Kober 1911. Drei Serien liegen übereinander. 1 = Paläozoische Schiefer. 2 = Verrucano. 3 = Werfener Schiefer. 4 = Ramsdolumit. 5 = Halobianschiefer. 6 = Hallstätterkalk. 7 = Gosau. I und II sind Hallstätterdecken. III ist möglicherweise die hochalpine Decke.

anderen Stellen mögen sogar drei sein. Die Hallstätterdecke ist, mit einem Worte, unter der hochalpinen geschuppt. Diese Schuppen sieht man deutlich am Südrande der Kalkalpen. Da hebt sich meist unter dem eigentlichen Plateaufbau eine Stufenlandschaft ab, die z. B. bei Payerbach, bei Neuberg, an der Schneealpe schön entwickelt ist. Im allgemeinen sind die Höhen der Plateaus von der hochalpinen Decke aufgebaut. Eine typische Deckscholle mit Werfener Schiefer an der Basis ist z. B. die Deckscholle des Roßkogel, oder des ehemaligen kaiserlichen Jagdschlusses auf der Schneealpe.

Der hochostalpinen Decke rechne ich zu: das Gebiet der Hallstätter Kalke von Hernstein und ihrer Gosau, die Klippenregion von Hallstätter Gesteinen an der Piesting, die Hohe Wand samt der Gosau der Neuen Welt, dann Schneeberg, Rax, Schneealpe, Veitsch, Tonion, Hochschwab, Gesäuseberge.

Der Deckenbau zeigt an vielen Orten die Gosau deutlich überschoben. Nach Ampferer soll der Bau z. B. der Neuen Welt, des Gebietes der Hohen Wand vorgosauisch sein, also den gleichen Bau zeigen, wie Hahn, Spengler für die juvavische Deckenmasse annehmen. Ich stimme insoweit solchen Anschauungen zu, als die ostalpine Decke vorgosauisch das penninische Gebiet überfahren habe, daß gewisse Baupläne vorgosauisch sind. Nur ist der heutige Bau nicht mehr vorgosauisch. Die Gosau nimmt an den jungen tertiären Bewegungen genau so teil, wie jedes andere Schichtglied dieser Zone.

Das Verhältnis der hochostalpinen Decken zu den voralpinen ist derartig, daß wir an der Hernstein-Mariazeller Linie überall die voralpine Decke (Ötscherdecke) mit prachtvoll geschichteten Dachsteinkalken, Rhät-Lias (Fleckenmergeln) -Jura-Kreide unter die Hallstätterdecke, bez. die hochalpine Decke einfallen sehen. Meist ist der tektonische Kontakt ungemein eindrucksvoll, indem die hochalpinen Decken in ihrer Gesamtheit mit gewaltigen Mauern sich über die Mulde und die voralpinen Ketten erheben. Dabei läßt sich die Ötscherdecke nach Süden weithin verfolgen, so im Sirningtal bei Puchberg. Hier geht die voralpine Serie fast ganz unter den hochostalpinen Decken durch. Vom Kressenberg zieht die voralpine Decke unter dem Schneeberg auf den Hengst. Dann erscheint die voralpine Serie mehrmals im Fenster des Anzberges bei Ödenhof im Sirningtal (Ampferer). Nun taucht die Decke endgültig unter, wird dabei immer mehr reduziert und erscheint im Profil des Florianikogel bei Sirning nur mehr als schmale Werfener Schiefer- und Rauhwackenzone, die normal über Karbon-Perm liegt, selbst aber vom Silur (Kalk-Radiolarit der Basis der Hallstätterdecke) überschoben wird. Diese Verhältnisse sind ungemein überzeugend und sagen, daß die voralpine Zone von ihrer Unterlage, vom Karbon-Perm, durch die hochostalpinen Decken mit ihrem basalen Silur-Devon, abgeschoben, durch die hochostalpinen

Decken passiv vorwärtsgetragen worden ist, dabei sind auf der Südseite eben nur mehr kleine Schollen des voralpinen Mesozoikum an der norischen Linie zurückgeblieben. Wir sehen hier den klaren Fall der Abscherung der tieferen Decken durch die höheren, eine Erscheinung, die zu allgemeinen Phänomenen des Deckenbaus zählt und die daher gar nichts Befremdendes an sich hat.

Die **voralpinen Decken** nehmen die ganze Zone der östlichen Kalkalpen nördlich der Mariazeller Aufbruchzone ein. Nur am Außensaume der Kalkalpen wäre stellenweise eine schärfer entwickelte Klippenzone abzutrennen.

Die Kalkvoralpen sind insbesondere von Geyer und Bittner erforscht worden. Die Tektonik wurde allgemein auf Schuppenstruktur zurückgeführt. Der Bau sollte vorgosauisch sein. Dennoch sei die Gosau in vielen Fällen in die Überschiebungen einbezogen. Größere Überschiebungen waren nicht bekannt. Die Faziesdifferenzierungen wurden z. T. schon erfaßt.

Doch entspricht dieses Bild nicht den Tatsachen der Natur. Vor allem ist das Bewegungsbild der Kalkalpen nicht so starr, fest, wie durch Bittner, Geyer, Kossmat angenommen worden ist. Das Gegenteil ist der Fall. Die Kalkvoralpen zeigen sich ungemein bewegt, weithin in liegende Falten geworfen, weithin sind große Überschiebungen aufgeschlossen. Fenster erscheinen. Die schönsten sind die Fenster des Schwechattales bei Baden, dann die Fenster der Frankenfelseerdecke im Erlauftale. Diese Verhältnisse habe ich 1912 darstellen können, wie ich hier kurz wiedergebe.

„Wir unterscheiden in der voralpinen Decke folgende scharf geschiedenen Teildecken, von Norden gegen Süden (Aus den Denkschrift. d. Ak. d. Wiss. 1912):

- die Frankenfelseerdecke,**
- die Lunzerdecke,**
- die Ötscherdecke.**

Die Mächtigkeit dieser Teildecken ist sehr verschieden.

Die Frankenfelseerdecke ist die kleinste, dürfte sich dennoch von Weyer aus dem Ennstal bis an den Ostrand der Kalkalpen verfolgen lassen. Bis in die Gegend von Hainfeld ist sie deutlich zu erkennen. Weiter östlich verschmälert sie sich so sehr, daß sie zu einem klippenartigen Zuge wird.

Die Lunzerdecke ist bedeutend mächtiger und läßt sich als breiter Zug bis an den Abbruch gegen das inneralpine Becken nachweisen.

Die mächtigste ist die Ötscherdecke, jene Schubmasse, die zwischen der Linie Brühl—Altenmarkt—Lunz und der Linie Hernstein—Mariazell liegt. An der Basis dieser großen Decke läßt sich vom Schwechattal

bis ins Pielachtal hinein ein Liegendschenkel verfolgen, der im Schwechat-tale unter dem Hangendschenkel als Fenster zutage kommt.

Die tektonischen Grenzen der einzelnen Decken sind ungemein scharf. Es sind Überschiebungsränder, an denen die nördliche vorliegende Decke unter die südliche untertaucht.

Innerhalb der einzelnen Decken erscheint im Gefolge des primären Deckenbaues noch ein sekundärer Lokalbau, der sich in Schuppenstruktur, Gipfelfaltungen und Brüchen äußert.

Der Frankenfesler Zug liegt über der Klippenzone und wird längs der Linie St. Anton—Frankenfels—Kirchberg—Markt von der Lunzerdecke überschoben.

Diese Überschiebungslinie ist die Fortsetzung der Linie von Weyer, die Geyer nachgewiesen hat. Die Überschiebung längs der Linie St. Anton—Kirchberg hat Bittner bereits erkannt, und gerade das Pielachtal zeigt die typische Schuppenstruktur, das Überschieben einzelner Schollen.

Von Hainfeld gegen Osten ist der Frankenfesler Zug nicht so gut zu verfolgen, und es wurde die Vermutung ausgesprochen, daß die Klippen von Mauer vielleicht als die Fortsetzung anzusehen wären.

Viel wahrscheinlicher ist aber die sogenannte »Randantiklinale« und die »Liesingmulde« von Spitz im Höllensteinzug als die Fortsetzung zu betrachten. Auch die große Analogie in der Fazies der beiden Gebiete würde sehr für eine derartige Verbindung sprechen, um so mehr, als die darauffolgende Schuppe bereits mit Muschelkalk einsetzt, genau so wie die Lunzerdecke bei St. Anton. Durch den Aufbruch von Muschelkalk im Kaltenleutgebener Tale wird sozusagen die Achse des Gebirges gezeigt. Sie ist die wichtigste tektonische Linie im Höllensteinzug und wird als die Fortsetzung der Frankenfesler Linie angesehen. Das ist in der Tat der Fall. Es hat sich gezeigt, daß »der Lias« der Randantikline Gosau ist (Spitz, Friedel). Auf dieser ist die Lunzerdecke aufgeschoben.

Der stratigraphische Aufbau der Frankenfeslerdecke ist im allgemeinen ein einfacher und zeigt in seiner faziellen Ausbildung große Unterschiede gegenüber der südlichen Decke. Er steht der (pieninischen) Fazies der Klippenzone nahe.

Die Decke beginnt erst mit Hauptdolomit, der an der Basis meist in eine tektonische Rauhwacke umgewandelt ist. Alle tieferen Triasglieder fehlen tektonisch. Im Hauptdolomit finden sich häufiger sowohl im Höllensteinzug als auch bei Gresten (Bittner) bunte keuperähnliche Schiefer und Mergel, die Anklänge aufzeigen an die subtratische Entwicklung der Kleinen Karpathen.

Über dem Hauptdolomit folgt unmittelbar Rhät in schwäbischer oder karpathischer Entwicklung. Dachsteinkalke fehlen gänzlich.

Der Lias ist im allgemeinen sandig-schiefrig entwickelt mit starkem Zurücktreten des Kalkes, bloß Hierlitzkalke finden sich. Im untersten Lias finden sich Sandsteine und Arkosen, auf deren große Ähnlichkeit mit Grestener Sandstein auch Spitz hingewiesen hat, dann Cardinienmergel, Fleckenmergel des Mittel- und Oberlias. Im Dogger finden sich schwarze Schiefer, aus denen bei St. Anton Harpoceren aus der Gruppe *Harpoceras opalinus* gefunden worden sind. Auch in den höheren Dogger dürften diese Schiefer noch hinaufgehen. Rote Kalke bilden den höheren Jura. Klaus-schichten und Acanthicusschichten?

Aptychenschiefer und Radiolarite vertreten das Tithon—Neokom. Cenoman und flyschartige Gosau liegen transgressiv der Trias-Unterkreideserie auf. Jüngere Schichten sind nicht bekannt.

Die Faziesentwicklung dieser Decke ist noch nicht so genau studiert wie in den südlicheren Decken.

Auffallend in dieser Decke ist das Fehlen der tieferen Trias, die mächtige Rauhackenbildung des basalen Hauptdolomites, das Fehlen des Dachsteinkalkes, die Entwicklung des Rhät in nur schwäbischer und karpathischer Fazies. Lias und unterer Jura sind recht kalkarm. Sandsteine, Schiefer und Fleckenmergel überwiegen und gleichen der Grestener Fazies. Im Oberjura sind Radiolarite. Cenoman und Gosau in flyschartiger Ausbildung schließen die Schichtfolge. Die Faunen des terrigenen Lias und unteren Jura zeigen ähnlich wie die Grestener Entwicklung des Lias außeralpinen Einschlag.

Was nun die Detailtektonik dieser Decke anbelangt, so ergeben sich auch in dieser Hinsicht spezifische Unterschiede gegenüber den anderen Decken. Nirgends finden sich Gipfelfaltungen, nirgends treffen sich weit hinziehende flache Decken. Dazu ist die ganze Decke viel zu wenig mächtig. Schuppe

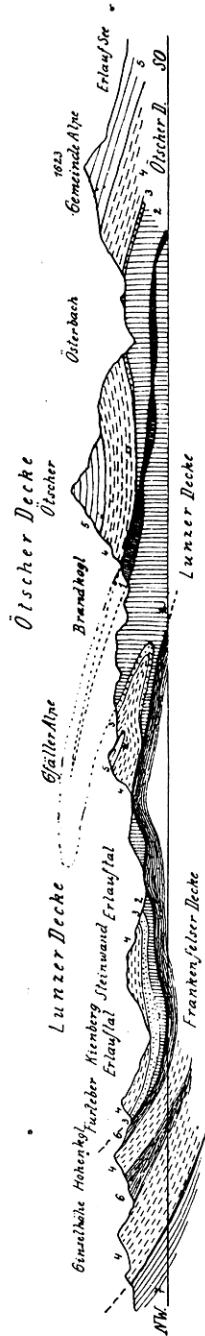


Fig. 80. Bauformel der nördlichen Kalkvorpalpen längs der Erlauf nach Kober 1921. 1 = Werfener Schiefer. 2 = Muschelkalk. 3 = Lunzer Schichten. 4 = Hauptdolomit. 5 = Dachsteinkalk. 6 = Lias—Jura—Neokom, z. T. auch Oberkreide. 7 = Flyschzone.

folgt auf Schuppe. Alle neigen sich streng isoklinal gegen Süden. Sie sind voneinander durch Bänder von Rhät oder Liassandstein getrennt. Erst in den höheren Partien tritt eine gewisse Regelmäßigkeit in bezug auf den Bau ein. Die Schuppen sind verschieden groß, erscheinen als unter großem Drucke gerissene Falten, als Schollen gleichsam, und zeigen in diesem Baue innige Verwandtschaft mit dem Bauplan der Klippenzone.

Bei St. Anton, ferner auch im Pielachtale ist das Einfallen der Liasfleckenmergel und der Aptychenkalke unter die Muschelkalke der Lunzerdecke recht gut aufgeschlossen und bereits von Bittner beschrieben worden.

Die Muschelkalke liegen auch als einzelne Deckschollen auf der Frankenfelderdecke, umgekehrt erscheint sie im Erlaufthal inmitten der Lunzerdecke als Fenster.

Die Lunzerdecke liegt südlich der obigen Linie und wird im Süden selbst wieder längs der Linie Brühl—Altenmarkt—Lunz von der Ötscherdecke überschoben. Ganz im Osten gehören dieser Decke alle Schuppen an, die im Höllensteinzug südlich der sogenannten Höllensteinantiklinale liegen. Im Westen wie auch hier im Osten ist das tiefste Glied der Serie Guttensteiner Kalk (beziehungsweise Werfener Schiefer).

Der Muschelkalk ist nur durch Guttensteiner und Reiflinger Fazies repräsentiert. Partnachmergel bilden in den höheren Lagen der ladinischen Stufe Einlagerungen in den Reiflinger Knollenkalk. Wettersteinkalk — oder -Dolomit — fehlt. Der Lunzer Sandstein zeigt bei Lunz die bekannte reiche Gliederung. Aonschiefer, Reingrabener Schiefer und endlich die Lunzer Sandsteine mit ihren Kohlenflözen und den Anklängen an die Carditaschichten der Nordalpen sind die Vertreter der karnischen Stufe dieser Decke. Dazu kommt noch Opponitzer Kalk. Über dem Hauptdolomit ist bereits Dachsteinkalk vorhanden. Das Rhät weist bereits neben der schwäbischen und karpathischen auch die Kössener Entwicklung auf, die Salzburger dagegen fehlt. Neben Sandsteinen und Fleckenmergeln spielen Kalke im Lias schon eine größere Rolle: Hierlatz- und Adneterkalke. Der tiefere Dogger ist durch *A. Humphriesianum* (Spitz) angedeutet. Klausschichten, *Acanthicus*-Schichten, Tithon und Neokom (Radiolarite) zeigen die bekannte alpine Fazies. Cenoman und die noch recht an Flysch erinnernde Gosau, arm an Hippuriten, Aktaeonellen, Korallen, liegen transgressiv auf der Trias-Neokomserie.

Durch diesen stratigraphischen Bau scheidet sich diese Decke wieder streng von den beiden anderen.

Doch auch der tektonische Bau dieser Decke ist zufolge ihrer großen Mächtigkeit (Maximalbreite 15 km) ein eigenartiger. Schuppenstruktur herrscht noch immer vor. Wir erinnern an die Profile von Bittner aus dem Pielachtale. Schuppen sind auch die von Spitz im

Höllensteinzug unterschiedenen kleineren tektonischen Einheiten, zum Beispiel Höllensteinantiklinale, Teufelsteinantiklinale. Daneben finden sich auch schon ruhige Falten von größerem Betrag. Gipfelfaltungen fehlen diesen Decken in unserem Gebiete gänzlich.

Ähnlich wie der Frankenfesler Zug wird auch die Lunzerdecke nach Osten hin immer schmaler, die geringste Breite hat sie zwischen Hainfeld und Alland.

Zwischen St. Anton und Kirchberg ist südlich und nördlich der Überschiebungslinie ein großer tektonischer Kontrast, indem die unruhige Schuppenstruktur der Frankenfeslerdecke einem ruhigen Deckenbau in der Lunzerdecke gegenübersteht. Unter der ruhig flachwellig gelagerten Lunzerdecke liegt an ihrem Rande die in Schollen zerrissene Frankenfeslerdecke, angeschopt und angehäuft gleichsam durch den Vorstoß der viel gewaltigeren Überschiebungsmasse der Lunzerdecke.

Die Überschiebung längs der Linie Brühl—Lunz ist in vielen Aufschlüssen vortrefflich zu erkennen. Die Gosau als die jüngste Ablagerung der Decke wird von Werfener Schiefer oder Muschelkalk der Ötscherdecke überschoben. Dieses tektonische Verhältnis auf der Strecke Heiligenkreuz bei Baden bis Furth und Altenmarkt habe ich an anderer Stelle bereits nachgewiesen. Auch Bittner hat das im Profil des Gaisstein und des Halltales gezeigt. Auch bei Kleinzell kann man sich von der Existenz dieser Überschiebung überzeugen. Die Überschiebung der Ötscherdecke auf die Lunzerdecke wird uns noch klarer durch die Existenz eines Liegendschenkels der Ötscherdecke. Bittner kannte bereits Spuren davon an der Überschiebung bei Kleinzell.

Der Liegendschenkel ist als ein mehr oder weniger unterbrochener Zug vom Schwechattal über Kleinzell noch weit nach Westen hin zu verfolgen. Dieser auf eine Strecke von zirka 30 km zu verfolgende Liegendschenkel am Außenrande der Decke, sowie das im Schwechattal aufgeschlossene Fenster, außerdem die großen Faziesunterschiede gegenüber der Ötscherdecke sind weitere Argumente für die Überlagerung der Lunzerdecke durch die Schubmasse des Ötscher.

Von einer vorgosauischen Tektonik, wie sie zum Beispiel Spitz für das Gebiet des Höllensteinzuges vertritt, kann keine Rede sein. Die Gosau ist genau so in die Bewegung mit einbezogen wie jedes andere Schichtglied. In letzter Zeit haben auch Hammer und Ampferer genau das gleiche Verhalten der Gosau für die westlichen Nordtiroler Kalkalpen nachgewiesen.

Die Ötscherdecke, die südlichste und mächtigste Teildecke der Voralpen ist bis 20 km breit. Sie zeigt Übergänge in die bayrische Entwicklung und in ihr selbst reiche Faziesdifferenzierung. Die Tektonik dieser Decke ist weitaus mannigfaltiger. Weithin ziehende Decken, Gipfelfaltungen sind vorhanden.

Wir unterscheiden, wie bereits erwähnt, einen Liegend- und einen Hangendschenkel. Das tiefste Glied des Liegendschenkels ist

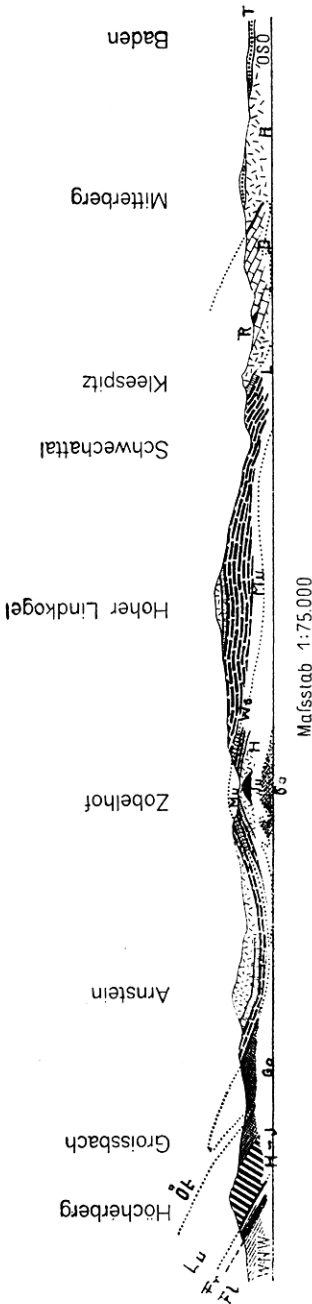


Fig. 81. Bauformel der Kalkalpen am Rande des Wiener Beckens bei Baden. In WNW liegt die Flyschzone (FI), auf ihr überschoben spurenhaltig die Frankenschieferdecke, dann die Lunzerdecke, die Rankette aufbauend, aus Hauptdolomit bis Jura—Neokom bestehend. Die Gosau liegt im Norden transgressiv auf der Lunzerdecke, wird aber im Süden allgemein von der Ötscherdecke überschoben. Die Gosau erscheint sogar noch weiter südwärts im Schwechattale bei Sattelbach unter dem Fenster des Liegendschenkels. Dieser besteht aus einer geringmächtigen Zone von Jura, Rhät, Hauptdolomit, Lunzersandstein. Die Ötscherdecke beginnt bereits mit Werfener Schiefer (W), zeigt einen mächtigen Kern von Muschelkalk (Mu). Darüber liegt die normale obere Trias, Lunzersandstein (Lu) Hauptdolomit (H), Dachsteinkalk (D), Rhät (Rh). Der Hangendflügel ist im Süden geschuppt, diskordant vom Jungtertiär überlagert. Auf der Gosau liegen Deckschollen von Muschelkalk eingefaltet. Die Decken sind nochmals gefaltet. Hangend- und Liegendschenkel der Ötscherdecke sind deutlich getrennt. Ersterer liegt normal, letzterer verkehrt. Nach L. Kober.

ist der Werfener, das höchste das Neokom. Der Liegendschenkel stellt die Verbindung her zwischen der gerade im westlichen Teile so verschieden gebauten Lunzer- und der Ötscherdecke. Werfener Schiefer mit Quarziten leiten die Trias ein. Guttensteiner und Reiflinger Kalke bilden den Muschelkalk, daneben finden sich aber auch schon kleinere Riffe von Wettersteinkalk oder Dolomit. Es folgen Lunzer Sandstein, Hauptdolomit, Dachsteinkalk, endlich Rhät. Toulou hat ein dem Liegendschenkel angehöriges Rhätvorkommen bei Sulzbach (Triestingtal) beschrieben, das nur die schwäbische Fazies aufweist. Es ist aber wohl anzunehmen, daß auch an andern Stellen die karpathische, beziehungsweise Kössener Fazies aufzufinden sein wird. Immerhin ist es sehr beachtenswert, daß auch im Lias sich recht große Anklänge an außeralpine Verhältnisse erkennen lassen, indem Sandsteine und Arkosen vom Typus

Grestener Sandsteine von mir bei Kleinzell im Schwechattale bekannt wurden, die *Gryphaea arcuata*, *Pentacrinus* sp. führen.

Toula hat von Sulzbach aus einem ähnlichen Gestein *Gryphaea arcuata*, *Pecten* sp., *Pinna* sp. beschrieben.

Im Fenster des Schwechattales bei Baden finden sich noch mit dem Rhät verbunden Fleckenmergel, Klausschichten, *Acanthicus*-Schichten (?) Hornstein-Aptychenkalke (Radiolarite) des Tithon und neokome Aptychenschiefer und Gosau.

Die Entwicklung des Hangendschenkels ist folgende: Die Basis bilden Werfener Schiefer, in deren tiefsten Lagen weiße Quarzite auftreten. In großer Mächtigkeit sind sie im Werfener Schiefer bei Kleinzell aufgeschlossen, finden sich aber auch weiter im Osten, so auf der Nordseite des hohen Lindkogls bei Baden.

Die Werfener Schiefer führen im Gegensatz zu dem der oberen ostalpinen Decke eine Fauna, in denen Bivalven überwiegen, während im Werfener der Hallstätterdecke (zum Beispiel in der Neuen Welt) Cephalopoden eine größere Rolle spielen. Durch diese Verschiedenheit in der Fauna sowie durch das Auftreten der Quarzite ergeben sich spezifische Merkmale für den Werfener Schiefer der Ötscherdecke.

Guttensteiner und Reiflinger Kalke bauen die anisische Stufe. Die ladinische Stufe dagegen ist zum großen Teile aus gegen Westen immer mächtiger werdenden Diploporenkalken oder Dolomiten aufgebaut, die von Bittner bereits als Äquivalente des Wettersteinkalkes angesprochen worden sind. Die Wettersteinkalke treten zum letzten Male auf im Schwechattale, im Anningerstocke fehlen sie bereits. Gegen Westen aber werden sie immer mächtiger. Schon im Triestingtal ist ihre Mächtigkeit eine bedeutende. In der weiteren Fortsetzung sind sie von Bittner bei Kleinzell und Türnitz beschrieben worden. Über den Wettersteinkalken folgen dünnsschichtige Knollenkalke vom Typus der Reiflinger Kalke, so daß diese Fazies in einer unteren und einer oberen Stufe vertreten ist. Die obere führt auch Einschaltungen von Partnachmergeln.

Lunzer Sandstein, Hauptdolomit und Dachsteinkalk in größerer Mächtigkeit bilden die höhere Trias.

Das Rhät ist in der schwäbischen, karpathischen und Kössener Fazies vorhanden. Die Salzburger ist weniger entwickelt. Dafür schalten sich im höheren Rhät Starhemberger Zwischenlagen ein, eine Entwicklung des Rhät, die der Hallstätterdecke eigen ist.

Vom Lias an bis in den Dogger macht sich eine Differenzierung in zwei Faziesgebiete geltend, indem sich eine nördliche und eine südliche Region unterscheiden läßt.

Die nördliche umfaßt, wie ich bereits gezeigt habe, den Ötscher, Dürrenstein, die Hohe Mandling, den Jura von Enzesfeld und Hirtenberg, die südliche dagegen die Abdachung der Ötscherdecke

längs der Linie Hernstein—Mariazell. Die nördliche Entwicklung ist fast rein kalkig.

Über dem Rhät. folgen Enzesfelder Kalke, Crinoidenkalke, Adneterkalke, Klaussschichten, Macrocephalenschichten, Acanthicusschichten, Tithon, Hornsteinaptychenkalke (Radiolarite), Neokom, Gosau. Cenoman ist bisher nicht bekannt.

Im Süden folgen über dem konglomeratischen Dachsteinkalke rhätische Schichten mit überwiegend Kössener Fazies, Liasfleckenmergel, Adneterkalke. Erst im mittleren Jura stellen sich Kalke wieder ein. Von den Klaussschichten angefangen ist die Schichtfolge in stratigraphischer und fazieller Hinsicht ident mit der nördlichen Zone. Liasfleckenmergel spielen in der Hernstein—Mariazeller Linie eine große Rolle. Bei Mariazell, im Walstertal, auf der Südabdachung des Mandling sowie bei Hernstein finden sie sich in größerer Verbreitung.

Die Gosau der Ötscherdecke zeigt weit mehr den südlichen Charakter als die der Lunzerdecke. Hippuriten-, Actaeonellen- und Korallenkalke sind häufiger. Hippuritenkalke enthält die Gosau der Ötscherdecke bei Lunz. Die Gosau der Einöde zeigt infolge ihres Reichthums an Kalken, Korallen, Actaeonellen, Hippuriten schon eine weitaus größere Annäherung an die Verhältnisse der Gosau in die Hallstätterdecke.

Stratigraphisch-faziell steht diese Decke von der Frankenfeserdecke weit ab. Die Mächtigkeit der letzteren beträgt, soweit eine Schätzung zulässig ist, kaum die Hälfte der Ötscherdecke. Der Kalk- und Dolomitreichthum ist ein weitaus höherer. Dadurch steht die Ötscherdecke den Kalkdecken der oberen ostalpinen Decke näher. Von Norden gegen Süden laufen die Faziesgrenzen streng parallel mit den Dislokationslinien. Von Westen gegen Osten ist das aber nicht so ganz der Fall. Am deutlichsten ist das in der Ötscherdecke zu erkennen. Ihr Ostende — der Anningerstock — steht in seinem Aufbau der vorliegenden Lunzerdecke durch das Fehlen der Wettersteinkalke, die geringe Entwicklung der Dachsteinkalke und des Lias, durch das Auftreten von Fleckenmergeln im Lias des Helenentales fast näher als dem eigentlichen Ötschermassiv. Von West nach Ost hin verquert die Faziesgrenze die tektonische Grenze der Decken. Die Faziesgrenze bleibt hinter der Deckengrenze zurück. Diese Divergenz der Faziesgrenze mit der Deckengrenze ist schon öfter hervorgehoben worden.

Die Tektonik der Ötscherdecke zeigt einen weitaus großzügigeren Bau, als wir bisher in den beiden anderen Decken kennen gelernt haben. Ein recht spezifisches Merkmal in dieser Decke ist der ruhige einfache Faltenbau an der Überschiebungslinie Brühl—Mariazell. Als Beispiel verweise ich auf die Profile von Bittner in der Region im Süden von Kleinzell. Die Muschelkalke samt der oberen Trias bilden im Hehenbergzug eine flach gelagerte, ruhige, sehr mächtige Scholle. Einen ähn-

lichen ruhigen Faltenbau zeigt Bittners Profil des Hallbachtals bei Hainfeld. Der Hohe Lindkogel bei Baden bildet eine dicke starre Platte, in der nur eine leichtwellige Faltung zu erkennen ist. Durch Bittner sind auch die ruhig gelagerten großen Muschelkalkmassen der Reissalpe und des Türritzer Högers bekannt geworden.

Der auffallend einfache tafelige Bau, der an vielen Stellen am Nordrande der Ötscherdecke nachgewiesen werden kann, steht im scharfen Gegensatz zu dem klippenartigen Bau des Liegendschenkels. Oft fehlt er ganz. Schmale Schubschollen von Rhät und Lias an der Überschiebung westlich des Schwechattals bei Großbach gehören dem Liegendschenkel an, ebenso Fetzen von Werfener Schiefer mit Gips und Muschelkalk.

Bei Kleinzell dagegen ist die Liegendserie vollständiger. Über der Gosau der Lunzerdecke folgen Hauptdolomit mit Rauhwacken an der Basis, Rhät, Liassandsteine. Die Mächtigkeit ist zirka 200—300 Meter. Weiter gegen Westen scheint die Mächtigkeit noch größer zu werden.

Schuppenstruktur findet sich am Außenrand im Triestingtale und am Fuße des Anninger. Die Ketten des Mandling zeigen, wie Bittner bereits beschrieben hat, Schuppenstruktur. Doch nähert sich diese dem Charakter liegender Falten in der Wurzelzone. Die Schuppenstruktur der Mandlingketten könnte gedeutet werden als die Wurzeln mehrerer übereinander liegender Drehfalten, die im flachliegenden Teile bereits abradiert sind. Solche liegende Falten, die auch Gipfelfaltungen genannt worden sind, beherrschen den Dürrenstein-Ötscherstock.

Die beiden Berge erheben sich zu ganz bedeutender Höhe gegenüber ihrer Umgebung. Die Dachsteinkalke erreichen eine für die voralpine Decke ganz unbekannte Mächtigkeit. Eine ganz bedeutende Faziesgrenze müßte hier durch die Linie von Lunz markiert sein. Auffallend erscheinen auf den ersten Blick die vielen Faltungen, die man in den Dachsteinkalken des Scheiblingsteines auf dem Wege zum Mittelsee beobachten kann. Ähnliche Bilder finden sich im Hochkar. Wo Juraablagerungen vorhanden sind, kann man öfter beobachten, daß sie konkordant den Dachsteinkalken eingeschaltet sind, zum Beispiel in der Nähe des oberen Sees, auf dem Ostgrate des Dürrensteingipfels, beim Abstieg vom Ötscherplateau zum Erlaufsee. Die geologische Spezialkarte des Blattes Gaming-Mariazell verzeichnet eine Reihe von Jurazügen im Gebiete der Buchalm. Wenn man sich die Mühe nimmt, den steilen Graben von der Straße unterhalb der Brücke zur Buchalm hinaufzusteigen, erkennt man klar die Parallellagerung der Jurakalke inmitten der flach liegenden Dachsteinkalke. Es sind zwei Bänder von Jura dem Dachsteinkalk eingefaltet. Ähnliches findet sich auf dem Ötscher. Es sind aber keine Schuppen, sondern flach liegende Falten. Im Dürrenstein

dürften zwei bis drei solcher Gipfelfaltungen vorhanden sein. Nur dadurch erklärt sich die überaus große Mächtigkeit der Dachsteinkalke.

Im Dolomitgebiet von Abbrenn herrscht wieder ein ruhiger Faltenbau, der sich auf der Straße von Mariazell gegen Neuhaus leicht erkennen läßt. Eine Platte von Hauptdolomit, in deren Kern Opponitzer und Lunzer Schichten erscheinen, spannt sich in flachwelligem Bau zwischen den Gipfelfaltungen der Dürrensteingruppe und dem Dachsteinkalkgebiet der Kräuterin. Dasselbst herrscht ein ähnlicher Bauplan wie in den Mandlingketten. Göller und Gippel sowie die Dürre Wand sind aus Dachsteinkalken aufgebaut, die unter dem Einflusse der nachrückenden Hallstätter- oder hochalpinen Decke zusammengestaut worden sind. Die Richtung der Faltung ist bestimmt durch die Richtung der Bewegung der nachrückenden höheren Decken.

Im Walstertal fällt eine einfache Serie, von Hauptdolomit bis in den Oberjura reichend, flach südlich unter die Hallstätterdecke. Zwischen Gippel und dem Lahnberg spannt sich eine breite Synklinale, wie das Geyer gezeichnet hat. Sie wird von Hauptdolomit, Rhät, Liasfleckenmergel und Jurakalken aufgebaut. Die Dachsteinkalke des Gippel fallen südlich gegen den Lahnsattel ein, sie sind so prachtvoll geschichtet wie die Mandlingkalke. Vom Lahnsattel ziehen sie sich wieder hinauf mit zirka 30 bis 40° auf den Lahnberg, legen sich oben flach. Auf der Südseite dieses Berges fallen die voralpinen Gesteine unter die Hallstätterdecke.

Ähnliche Verhältnisse herrschen weiter östlich davon am Gressenberg. In den Ketten des Mandling sind unter dem Einflusse der nachrückenden Hallstätterdecke eine Reihe von Faltenbündeln der Obertrias und des Jura entstanden. Gegen Hernstein zu keilen die oberen (südlichen) aus, und es ziehen nur die nördlicheren weiter fort.

Die Überschiebung der Hallstätterdecke erfolgt gleichsam quer auf die Faltenwellen der Mandlingketten. Anfangs, im Profile des Piestingtales fallen die Schuppen des Mandling regelmäßig mit Südfallen unter die Hallstätterdecke der Wand und ihrer Fortsetzung, von Hernstein an bis gegen Vöslau zu ist die voralpine gegen Süden überkippt, so daß in dem Profile an dem Triestingausgange zu unterst der Oberjura, zu oberst der Hauptdolomit erscheint“ (L. Kober 1912).

Die **Klippendecken** sind am Außenrande der Kalkalpen an verschiedenen Stellen wohl entwickelt, so bei Hindelang, Oberstdorf, wie bereits gesagt wurde. Sie finden sich in Bayern. Am besten sind sie wohl am Außensaume der östlichsten Kalkalpen entwickelt, so an der Enns, bei Waidhofen a. d. Ybbs, bei Gresten, bei St. Veit (Wien). Hier aber tritt die Klippenzone mit Merkmalen auf, die besonders im Bau schon stark an die Klippenzone der Karpathen erinnert. In der Tat sind die Klippen von St. Veit nichts anderes als die letzten Ausläufer

der Klippen der Karpathen. Uhlig hatte dort zwei Klippendecken unterscheiden können. Eine versteinungsreiche Fazies mit Kalken, die subpieninische Zone, und eine versteinungsarme Entwicklung, meist aus Hornsteinen bestehend, die pieninische Fazies¹⁾. Dabei bestehen die Klippen hauptsächlich aus verschiedenen jurassischen Gesteinen, die von Hüllschiefern der Oberkreide umgeben werden. Diese sind die sogenannten Puchower Mergel, die Äquivalente der roten Nierentaler Schichten der Gosau oder der Couches rouges des Westens. Die Klippen der Karpathen liegen, wie das Uhlig schon erfaßte, dem Flysch auf. Uhlig erkannte bereits auch in den Klippen der Ostalpen die zwei Faziesserien der Karpathen. Ich habe dann zu zeigen versucht, daß speziell in der Umgebung von Wien die Kieselkalkzone am Außensaume der Kalkalpen, die Spitz bei Höllenstein, dann im Allgäu erkannte, am ehesten mit der Hornsteinfazies der Karpathen, mit der subtatrischen Entwicklung des Jura, beziehungsweise mit der pieninischen Fazies der karpathischen Klippen gleichzustellen wäre. Die Klippen von St. Veit vielleicht mit der subpieninischen Fazies der Karpathen, d. i. mit der versteinungsreichen. Die Grestener Fazies repräsentiert möglicherweise eine weitere Entwicklung der ostalpinen Klippenzone. In neuerer Zeit ist von Trauth eine weitere Entwicklung des Jura beschrieben worden, die möglicherweise mit den Neuhauser Schichten, dem Äquivalent der Klaussschichten, eine vierte Entwicklung der Klippenzone darstellen kann. Diese Verhältnisse erinnern in ihrer Differenzierung an die komplizierten Faziesverhältnisse der Klippen der Schweiz. Mit diesen haben sie zweifellos Verwandtschaft. Dafür spricht schon die Abkunft aller Klippen, sowohl der der West-, der der Ostalpen und der der Karpathen. Alles sind unseres Erachtens basale Glieder der ostalpinen Decke, wenngleich in gewissen Fällen, z. B. in den östlichen Ostalpen vielleicht auch bereits helvetische Abkunft denkbar wäre. Im allgemeinen wird man wohl die Mehrzahl der Gesteine der Klippenzone der Ostalpen den unteren ostalpinen Decken zuzurechnen haben. Diese Fragen harren z. T. noch der Lösung.

Wir wenden uns nunmehr der Besprechung der tiefsten unterostalpinen Teildecke zu, der **Klippenzone der östlichsten Kalkalpen** und zwar der Klippenzone bei Wien (St. Veit).

Wir unterscheiden vorläufig eine höhere und eine tiefere Klippendecke.

„Als höhere Klippendecke wird der Hornsteinzug betrachtet, der sich im Höllensteinzug bei Liesing zwischen die eigentlichen Klippen von St. Veit, beziehungsweise den Flysch, und die Randantiklinale von Spitz, die Frankenfeslerdecke, einschiebt. Spitz verdanken wir eine

¹⁾ pieninisch ist wohl zu unterscheiden von penninisch.

genaue Beschreibung der Zusammensetzung dieses so interessanten Zuges (Kieselkalkzone bei Spitz).

Der stratigraphische Aufbau ist folgender: Die Schichtfolge beginnt mit Spuren von Hauptdolomit und Rauhwaeken. Rhät ist wahrscheinlich vorhanden, aber bisher noch nicht durch Fossilien nachgewiesen. Den Hauptbestandteil dieses Zuges bilden Kieselkalke und braune sandige Kalke, ähnlich wie in den Grestener Schichten. Fleckenmergel, Arkosen und Hornstein-Aptychenkalke oder -schiefer vervollständigen die Serie. Dann sind noch flyschartige, rote und grünliche Schiefer vorhanden.

Es sind der tiefere Unterlias durch *Arietites rotiformis*, der höhere Unterlias durch *Arietites* sp., *Oxynticeras* sp., ferner der Oberlias durch *Harpoceras Ruthenense* nachgewiesen. Dogger ist aller Wahrscheinlichkeit nach vorhanden, aber bisher noch nicht erkannt. Vielleicht gehören in diese Decke die schwarzen Schiefer mit Ammoniten aus der Zone des *Harpoceras opalinum* und vielleicht die Schiefer mit *Posidonia alpina*, Gesteine, die im Westen der Klippenzone bekannt sind (Waidhofen, Umgebung von Scheibbs).

Der obere Jura ist durch *Aptychus angulicostatus* vertreten. Auch das Neokom dürfte vorhanden sein. Vielleicht liegt in den roten flysch-ähnlichen Schiefen Oberkreide, von der Art der Puchover Mergel vor. Sie wären dann Klippenhülle.

Spitz hat diese Zone der Kieselkalke verglichen mit dem Allgäu, mit ähnlichen Bildungen des Engadin und der Grestener Fazies. Mögen diese Beziehungen vorhanden sein — viel näher sind die Beziehungen zu den subtatrischen Decken und zur pieninischen Klippendecke der Karpathen.

Die Fossilarmut ist ein primäres Merkmal dieser Kieselkalkzone ebenso wie in der pieninischen Decke. Die Kalkentwicklung tritt in der subtatrischen Decke der Karpathen sehr stark zurück, wie in der pieninischen Decke. Vorherrschend sind versteinungsarme Fleckenmergel, dem oberen Jura und Neokom dürften die Hornsteinkalke angehören. In der subtatrischen Decke bilden den Lias Hierlatzkalke und rote Knollenkalke in nur untergeordnetem Maße. Die Hauptfazies des Lias und des tieferen Jura sind Fleckenmergel und Kieselkalke. Im tieferen Lias herrscht die Grestener Entwicklung. Im Zjargebirge fehlen nach Vettters auch Hierlatzkalke und Knollenkalke. Lias-Jura und das Neokom sind in grauem Hornsteinkalke entwickelt.

Der Kieselkalkzug des Höllensteins bei Kaltenleutgeben steht der eigentlichen voralpinen Entwicklung ziemlich fremd gegenüber. Die für die Decken der niederösterreichischen Fazies so charakteristischen Hierlatz-, Adnetter, Klaus-, *Acanthicus*-Schichten, roten Hornsteinkalke des Tithon sind nicht vorhanden. Immerhin aber steht er dem vor-

alpinen Mesozoikum weit näher als dem des Semmering. Stark hervortretend aber sind die Analogien mit der pieninischen, der Hornsteinklippe der Karpathen. Sehr enge sind die Beziehungen zu der subtatrischen Decke des Zjargebirges. Vettters hat das bereits erkannt.

Seinem stratigraphischen Aufbau nach darf aber der Kieselkalkzug nicht mit der Frankenfeserdecke vereinigt werden, sondern ist viel eher der subtatrischen oder der pieninischen Decke zuzuzählen. In der Tat spricht auch die Art des Auftretens sehr für eine derartige Deutung.

Diese Decke ist in einigen Zonen der Klippendecke zu erkennen. Bei Hainfeld finden sich größere graue und grüne Hornsteinkalkmassen, die als dieser Decke zugehörig zu betrachten sind. Uhlig hat darauf aufmerksam gemacht, daß auch die Hornsteinzüge der Umgebung von Scheibbs gleichen Charakter haben. Vielleicht ist die Decke sogar noch im Allgäu vorhanden.

Die Tektonik dieser Decke ist wohl auf eine Anhäufung von Schuppen, Schollen zurückzuführen, die unter der Last aufliegender Decken weitgehende Lamination, Pressung, Streckung erlitten haben. Stellenweise fehlt dieser Klippenzug ganz.

Diese Klippendecke ist in den Ostalpen lange Zeit übersehen worden. Der Höllensteinzug erscheint uns heute als eines der interessantesten Glieder der Voralpen. Klippenzone und voralpine Decken sind ungemein fest miteinander verschweißt. Uhlig hat schon darauf aufmerksam gemacht, daß die Anordnung der Faziesbezirke eine ähnliche ist wie in den Karpathen.

Die tiefere Klippendecke der ostalpinen Klippenzone bilden die Klippen von St. Veit und deren Gefolge. Sie wurden den subpieninischen Klippen der Karpathen gleichgestellt.

Diese Klippen sind von Čzjžek und Neumayr zuerst studiert worden. E. Hochstetter hat eine treffliche Beschreibung der Klippen von St. Veit gegeben. Trauth hat die Klippen zwischen Gresten und St. Veith studiert und alle diese Bildungen als ostalpine Klippenzone zusammengesetzt, dabei aber unentschieden gelassen, ob es sich um leontinische Decken im Sinne Suess' handelt oder um anstehendes Gebirge im Sinne von Geyer. Neuerdings hat Friedl den Bau der Klippen dargestellt.

Betrachten wir den stratigraphischen Bau dieser Klippendecke.

Die Schichtfolge beginnt mit Hauptdolomit, der mit Rauhacken verbunden ist. Dachsteinkalk fehlt gänzlich. Das Rhät ist nicht sehr mächtig, graue Mergelkalke, braune, fingerdicke, schwarze Mergelschiefer. Es ist nur die schwäbische Fazies vorhanden. Der gesamte Lias und untere Dogger einschließlich der Zone des *Stephanoceras Humphriesianus* wird von Grestener Fazies gebildet. Das sind küstennahe Bildungen, Arkosen, Sandsteine, Schiefertone, sandige, dunkle Kalke,

Mergel, die an Stellen typischer Entwicklung in den tieferen Partien Kohlenflöze, Landpflanzen führen. Die Grestener Schiefer bilden die tiefsten Lagen. Die untere Stufe des Unterlias führt eine Molluskenfauna. Die obere Abteilung vertreten die Grestener Kalke mit einer Brachiopoden- und Bivalvenfauna, die auf oberen Unterlias (oberes α und β) und auf mittleren Lias hindeutet. Den Oberlias setzen Fleckenmergel zusammen. Ob die schwarzen Schiefer mit Harpoceren aus der Zone des *Harpoceras opalinus* (Waidhofen) hierhin gehören, ist fraglich. Das Bajocien wird durch graublaue, mehr oder weniger feste Kalke, durch sandig-mergelig-schiefrige, gelbgraue Kalke repräsentiert. Nach E. Hochstetter sind in ihnen folgende Zonen vertreten: *Cosmoceras subfurcatum* Ziet., *Harpoceras Romani* Opp., *Stephanoceras Blagdeni* Sow., *Stephanoceras Humphriesianum* Sow., *Stephanoceras Bayleanum* Sow., *Stephanoceras Sauzei* d'Orb.

Das Bathonien bilden sehr harte, dichte, graue, auch rötliche Kalke mit muscheligen Bruche, Hornstein führend. In diesen Gesteinen sind die Zonen *Oppelia fusca* Qu. und *Cosmoceras ferugineum* Opp. vertreten (Klausschichten).

Bei Waidhofen sind schwarze Schiefer mit *Posidonia alpina* gefunden worden. Sie gehören aber vielleicht einer anderen Klippendecke an. Crinoidenkalke, rot und weiß gefleckt, sehr hart, mit *Terebratula* sp. und *Ammonites* sp. folgen über den Klausschichten und sind als Vilser Schichten gedeutet worden. *Acanthicus*-Schichten und rote Hornstein-Aptychenkalke, weiße Aptychenkalke des Neokom vervollständigen die Schichtfolge. In den karpathischen Klippen (Waagtal), sowie nach Uhlig auch in den Klippen des Allgäu ist Gault in Form von feinen schwarzen Mergelschiefern mit *Hoplites tardefurcatus* vertreten. Im östlichen Abschnitte ist der Gault in der Klippenzone noch nicht bekannt geworden.

Die Klippenhülle beginnt mit dem Cenoman. Es sind zum Teil ähnlich wie im Waagteil gröbere Konglomerate mit exotischen Geröllen und Sandsteine. (Seichtwasserfazies der Oberkreide der Klippen von St. Veit nach Friedl.) Die Oberkreide wird ferner repräsentiert durch rote feine Mergel, die große Ähnlichkeit mit Puchover Mergeln haben. Uhlig hat zuerst darauf hingewiesen. Die höheren Etagen der Kreide sowie das Alttertiär sind in Flyschfazies entwickelt. Dem Eozän dürften auch Sandsteine angehören, die durch die Führung exotischer Gerölle ausgezeichnet sind, zum Beispiel Sandsteine von Konradsheim (G. Geyer). Grüne Felsarten sowie Minette treten in den Klippen bei Hinterholz auf.

Wir wenden uns nun den Beziehungen der pieninischen Klippendecke zu ähnlichen Ablagerungen anderer Gebiete zu. Die Hauptdolomite, die von Trauth in Verbindung mit dieser Klippendecke gefunden worden

sind, weisen auf ostalpines Gebiet hin. In der helvetischen und leponinischen Serie fehlen derartige Dolomite. Sie fehlen sogar noch in der subtatrischen Decke der Kleinen Karpathen, die von Uhlig als eine tiefere Teildecke der voralpinen angesprochen wurde. Das Rhät ist nur in schwäbischer Entwicklung vorhanden. In der Frankenfeserdecke ist das Rhät in schwäbischer und karpathischer Entwicklung vorhanden. Daraus könnte man auf ein allmähliches Übergehen der mehr außeralpinen Rhätbildungen dieser Klippendecke in die rein alpinen und reich gegliederten Rhätbildungen in der Ötscherdecke schließen. In der hochtatrischen Serie des Semmering hat Toulou eine Rhätfauuna der schwäbischen Entwicklung gefunden, aber in den Tauern stellt sich bereits die karpathische ein. In der subtatrischen Decke herrscht die karpathische Fazies des Rhät. In den Voralpenklippen der Schweiz (Buochser—Stanzerhorn) ist nach W. Schmidt das Rhät in schwäbischer und karpathischer Fazies vorhanden. Den helvetischen Decken der Schweiz fehlt das Rhät völlig, desgleichen sind auch aus den beskidisch-subbeskidischen Decken der Karpathen keine Rhätbildungen bekannt. Ebenso fehlen sie der ostalpines Flyschzone. Der Bildungsraum des Rhät der Klippen von St. Veit zeigt vor allem auf Beziehungen zu den obersten leponinischen und den tiefsten Teildecken der voralpinen Decke hin. Die tieferen leponinischen Decken der Kalkphyllite und der Zentralgneise, beziehungsweise schistes lustrés lassen keine Beziehungen zu der Trias in den Pieninen erkennen.

F. Trauth hat eine eingehende Darstellung der Fauna der Grestener Schichten und ihrer Beziehungen zu analogen Gebieten gegeben. Es ist eine Brachiopoden- und Bivalvenfauna. Sie zeigt die meisten Beziehungen zu den außeralpinen Liasbildungen Frankreichs und Deutschlands. Viel geringer sind die Beziehungen zu dem alpin-mediterranen Gebiete. Die Fauna hat nach Trauth vorwiegend mitteleuropäischen Charakter.

Die Fazies der Grestener Schichten ist in den Ostalpen beschränkt auf die Klippen, auf die äußersten Ketten der Voralpen, in den Karpathen auf die Klippen, die subtatrische und hochtatrische Decke, in den Westalpen bloß auf die exotische Serie der Voralpen (?). Sie ist eine Entwicklung, die dem Westen fremd ist, sie dringt von Osten gegen Westen vor. Ihre Heimat ist der Balkan.

Im besonderen sind die Liasarkosen mit Sandstein der Frankenfeserdecke — Grestener Arkosen bei Kaltenleutgeben — die Cardinienmergel, die Liassandsteine im Liegendschenkel der Ötscherdecke mit *Gryphaea arcuata* hervorzuheben.

In der subtatrischen Serie der Kleinen Karpathen, besonders im Zjargebirge, sind Grestener Arkosen und Sandsteine bekannt, ähnliche Bildungen auch in der hochtatrischen. Die Liasbildungen von Frei-

stadl zeigen geringe Ähnlichkeit mit dem Lias der schweizerischen Voralpen.

Da die Grestener Fazies und ihre Fauna dem penninischen Fenster der Tauern fehlt, sie nahe Beziehungen zu den voralpinen Decken, zu der subtatrischen, zum Teil der hochtatrischen Decke aufzeigt, entspricht es mehr den Verhältnissen, diese Faziesgebiete in einen Ablagerungsraum zu verweisen, der südlich des Ablagerungsraumes der penninischen Tauern lag. Südlich dieses Gebietes erfolgte der Austausch der Faunen mit Frankreich und Deutschland. Eine zweite Verbindung scheint um den Südrand der böhmischen Massivs zeitweilig vorhanden gewesen zu sein, diese brachte die Liasfauna von Freistadl nach Osten.

Durch die Kohleführung unterscheiden sich faziell die Grestener Schichten von den Liassandsteinen der Voralpen und Karpathen sehr, ebenso durch das Fehlen der Hierlatzkalke oder Adnetter Kalke. Die Grestener Schichten der voralpinen und der subtatrischen Decken führen statt Kohlenflöze nur Kohlenhäcksel. Hingegen ist der Grestener Fazies durch die Führung der Fleckenmergel ein starker Anklang an die voralpine, subtatrische und pieninische Decke aufgeprägt.

Die Zugehörigkeit der *Opalinus*- und *Murchisonae*-Schichten zu dieser Decke ist noch nicht sichergestellt. Die Schichten scheinen eher der höheren Decke zuzugehören. Sie sind auch in den Pieninen der Karpathen mit der Hornsteindecke verbunden.

Die nächstfolgenden Doggerschichten, die aus St. Veit bekannt sind, zeigen bekanntlich große Ähnlichkeit mit dem *Zoophycos*-Dogger der Schweizer Klippen. Die Klaussschichten zeigen eine, wie bereits Neumayr hervorgehoben hat, von der alpinen Fazies sehr verschiedene Entwicklung. Sie haben wie die tieferen Juraschichten weder zu den voralpinen noch zu den karpathischen Decken nahe Beziehungen. Die Vilser Kalke der Klippen sind in den Kalkalpen im östlichen Teile wenig bekannt. Nur bei Windisch-Garsten ist ein seit langem bekannter Fundort. *Acanthicus*-Schichten, das Tithon und Neokom haben rein alpine Entwicklung. Der Gault ist in unserem Gebiete noch nicht nachgewiesen worden, ist aber im Allgäu nach Uhlig in derselben Entwicklung vorhanden wie in den Karpathen.

Die Klippenhülle zeigt im allgemeinen nicht die grobblockige Ausbildung wie in den Karpathen. Konglomeratmassen, die der Klippenhülle zugeschrieben werden dürften, finden sich selten: Bei Alland sind Konglomerate in dem Flysch unmittelbar am Außenrand der Kalkalpen. Vielleicht gehören hierher auch die Konglomeratmassen, die Geyer am Außenrand der Kalkalpen vor kurzem bei Almtal nachgewiesen hat. Nach Analogien mit den Karpathen dürfte man diesen Bildungen ein cenomanes Alter zuschreiben. Für diese Deutung spricht auch der Umstand, daß die äußeren Decken der Voralpen ebenfalls Cenoman führen.

Rote Mergel von der Ausbildung der Puchover Mergel bilden einen auffallenden Horizont der Klippenhülle. Uhlig hat darauf bereits aufmerksam gemacht.“

In den Klippen finden sich häufig „grüne Gesteine“.

(Aus Kober, Bau der östlichen Nordalpen, Denkschriften Akad. 1912.)

Neuerdings hat Trauth von Waidhofen Schichten beschrieben, die er als Neuhauser Schichten bezeichnet, Kalke mit großen Bivalven, die ein Äquivalent der alpinen Klausschichten sind. Die Stellung dieser Gesteine ist noch ganz unklar. Vielleicht gehören sie in die helvetische Flyschzone. Friedl konnte ferner zeigen, daß die Klippen mit Oberkreide verbunden sind, und zwar in einer Seichtwasserfazies, die gleichsam vermittelnd zwischen der Gosaufazies und der Oberkreide des Flysches steht.

Die **Tektonik** der Klippen zeigt diese als Schuppen, Linsen an der Basis der Kalkalpen im Osten wie im Westen. Bei St. Veit liegen sie als Deckschollen nördlich vom Kalkalpenrand, in ähnlicher Position wie die Klippen der Schweiz oder der Karpathen. Hier ist das Bild nicht so auffällig, aber der Grundplan des Baues ist der gleiche: Ostalpine Gesteine liegen als „Klippen“ auf helvetischem (beskidischem) Gebirge.

Die Wurzeln der Kalkalpendecken sind gegeben dadurch, daß alle Kalkalpendecken höher (südlicher) als die Radstätter und tiefer (nördlicher) als die Gailtaler Alpen liegen. Die Klippendecken sind im Westen sicherlich der Hauptsache nach unterostalpinen Ursprungs. Die Simmendecke der Schweiz ist wahrscheinlich gleich der Campodecke, also mittelostalpinen Ursprunges. Die Allgäudecke höchstens mittelostalpinen, wahrscheinlich oberostalpinen Ursprunges. Sie hängt vielleicht im Westen mit den Engadiner Dolomiten zusammen und liegt zugleich auch faziell höher (südlicher) als das Brennermesozoikum. Lech- und Inntaldecke stammen aus der Drauregion, bez. ihrer Festsetzung nach Westen. Die Klippendecken des Ostens liegen höher als die Radstätterdecken. Die Frankenfelserdecke dürfte an das Stangalpenmesozoikum anschließen, die Lunzer-, die Ötscherdecke an den Drauzug, dessen Nordteilen sie angehören. Die hochostalpine Decke leite ich südlich des Drauzuges her, aus der karnischen Kette, vielleicht sogar aus der Zone der Steinalpen, aus der hochdinarischen Region. Hochostalpin und hochdinarisch sind eine Einheit für sich, der wahrscheinlich auch das „südalpine Faziesgebiet“ des Bakony angehört.

Der Großteil der nördlichen Kalkalpendecken ist südlich des Tauernfensters herzuleiten, in mehr oder weniger nahe Beziehung mit den Gailtaler Alpen, mit den Karawanken zu bringen, wie das seit jeher von der Deckenlehre gefordert worden ist, so von Termier, Haug,

Lugeon, Suess. Daran müssen wir auch heute festhalten. Nur ist der Drauzug nicht direkt als Wurzelzone anzusehen, sondern als Deckenland, das unter die Dinariden untertaucht.

Die Flyschzone

Die **Flyschzone** bildet am Außensaume der Alpen eine schmale Zone, die gegen die Molasse regional geschieden ist. Ebenso gegen die Kalkalpen. Die Flyschzone liegt im allgemeinen über der Molasse und unter den Kalkalpen. Sie ist die **Fortsetzung der helvetischen Zone** der Schweiz. Am Rhein sehen wir die helvetischen Decken ungehindert in die Ostalpen fortsetzen. Die helvetische Kreide erscheint in Vorarlberg weithin. Das tiefste Glied ist Jura und Untere Kreide. Die Vorarlberger Kreide trennt eine große Querstörung von der des Grüntens, die weit nach Norden vorgeschoben erscheint. Hier zeigt sich auch die helvetische Serie z. T. von Molasse überdeckt, wie das Profil von Arnold Heim wiedergibt. Das ist offenbar ein Lappen von Molasse, die ehemals weithin nach Süden das Helvetische überdeckte, als Rest über dem Helvetischen erhalten geblieben ist, während der größere Teil vom Helvetischen überfahren wurde (Stirnrand).

Östlich des Lech erscheint die helvetische Kreide nur mehr in einzelnen Lappen, die gegenüber dem Flysch allgemein zurücktreten. Eozän findet sich zwischen Loisach und Isar, dann in Neubeuern am Inn und zwischen Saalach und der Traun.

Die **östliche Flyschzone** ist neuerdings von Friedl untersucht worden. Friedl unterscheidet:

1. Die Greifensteinerdecke, den Außensaum der Flyschzone einnehmend,
2. die Wienerwalddecke, den Hauptkamm des Wienerwaldes bildend,
3. die Klippendecke, den südlichen Teil der Flyschzone bildend, die „Klippen“ einschließend.

Die Greifensteinerdecke baut sich auf aus Neokom, das von Jäger am Außensaume der Flyschzone gefunden worden ist. Über diesem feinen Konglomerat mit Aptychen folgt Seichtwasserkreide und Eozän in den Fazies der Greifensteiner Sandsteine.

Die Wienerwalddecke dagegen hat (bisher kein Neokom) Tiefwasserkreidgesteine in der Fazies der Inoceramenschichten und ebenfalls Eozän. Dieses in der Fazies der Glaukonitsandsteine.

Die Klippendecke wieder hat Seichtwasserkreide in Form von Sandsteinen und Eozän, ebenfalls in Sandsteinfazies. Einen integrierenden Bestandteil bilden die Klippen. Sie finden sich hauptsächlich um St. Veit, westlich von Wien.

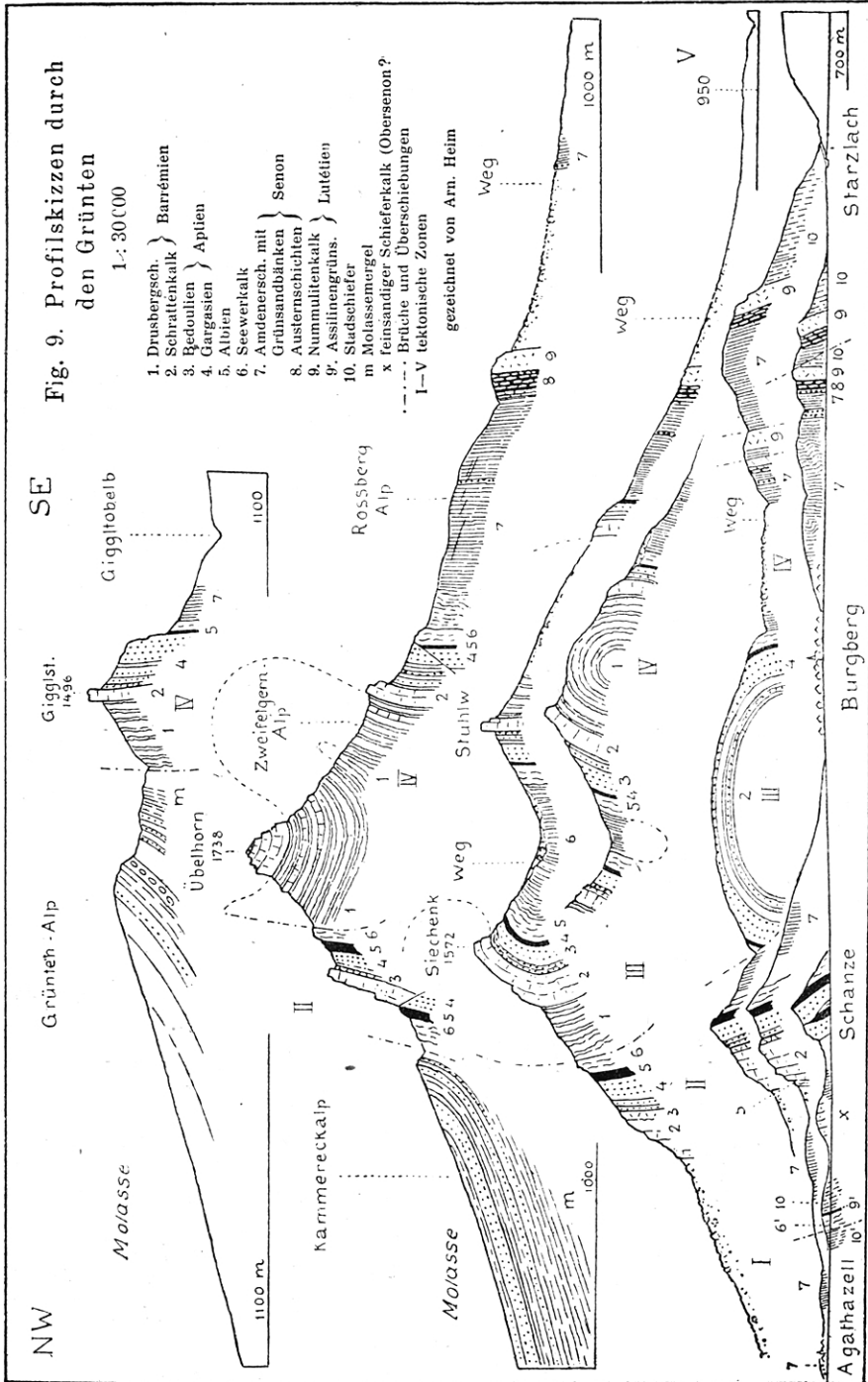


Fig. 82. Der Bau des Grünten nach Arn. Heim. Aus „Heim-Festschrift“. Vierteljahr. Nat. Ges. Zürich LXIV. 1919.

Die **Tektonik** der Flyschzone ist im **Bregener Wald** im wesentlichen die gleiche wie im Osten. Es ist ein Faltenbau vorhanden. Die Falten drängen nach Norden, sind allgemein der Molasse aufgeschoben und werden selbst wieder von der Kalkalpenzone überfahren. Die Flyschzone ist besonders in Bayern stark reduziert. Wie sie im Westen in die helvetische Serie der Schweiz übergeht, so vollständig ist der Übergang im Osten in die karpathische Flyschzone. So erscheinen bereits jenseits der Donau im Waschberg echte karpathische Sandsteintypen. Karpathisch ist auch die St. Veiter Klippzone. Ein z. T. abweichenderer Zug ist die Südüberquellung der Flyschzone, die sich an der Donau allgemein konstatieren läßt. Sie ist von Schaffer zuerst am Leopoldsberg beobachtet worden. Südgerichtete Rückbeugungen der Decken, die sich aus dem allgemeinen jüngeren plastischen Zusammenstau der Alpen ergeben.

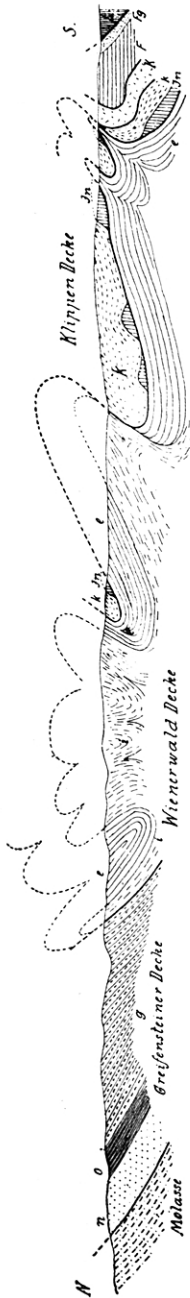


Fig. 83. Bauformel der Flyschzone bei Wien nach K. Friedl 1920. Erklärung: Molasse. N = Neokom. O = Oberkreide (Seichwasserfazies). G = Eozän (Greifensteiner Sandstein der Greifenwaldecke). In der Wienerwalddecke ist i = Inoceramenschichten (Oberkreide), e = Eozän. In der Klippendecke der Ostalpen ist Jn = Jura und Neokom, K = Oberkreide (Seichwasserfazies). K = ist dann die Kieselkalkzone, F = die Frankenfelserteck, Fg = Gosau, Lu = Lunzerdecke.

Die **Molassezone** zieht als Einheit vor den Alpen vom Bodensee bis zur Donau. Sie fällt allgemein unter die Flyschzone. Das Alter der Überschiebung wird als Tiefmiozän angenommen. Wir besprechen als Beispiele die Molasse in Bayern und in Niederösterreich.

Die **Molasse Bayerns** gliedert sich nach Weithofer in folgender Weise. Ich folge hier der Darstellung von Cornelius (in Verh. geol. Staatsanstalt 1920, Nr. 10, 11, S. 2).

„1. Ältere Meeresmolasse: graue, mergelige Tone, gegen oben durch zunehmenden Sandgehalt übergehend in die

2. „Bausteinzone“: Quarzsandsteine mit eingelagerten Konglomeratbänken.

3. Cyrenenschichten (wesentlich brackisch): sehr mächtige Folge von eintönigen Mergeln und Sandsteinen; sie enthalten als Einlagerungen

die bekannten Pechkohlenflöze von Penzberg, Peissenberg usw., zwei Horizonte von Glassand im hangendsten Teil sowie vereinzelt schwache Konglomeratlagen.

4. Promberger Schichten: vorwiegend Mergel bei Penzberg, weiter westlich mehr sandig, mit mariner Fauna, die sich von jener der unteren Meeresmolasse nicht wesentlich unterscheidet.

Nicht so sehr das Produkt einer anderen Bildungszeit, als vielmehr abweichender Ablagerungsbedingungen (hauptsächlich festländische, untergeordnet Süßwasserbildung nach Weithofer) stellt dar

5. Die bunte Molasse: eine mächtige Folge von grauen und roten Mergeln mit Sandsteineinlagerungen und gegen S zunehmenden Konglomeratbänken. Diese Fazies verdrängt vom Lech gegen W die ganze Schichtfolge oberhalb der Bausteinzone; gegen O greift sie einerseits keilförmig in die Cyrenenschichten ein, andererseits in das Hangende der Promberger Schichten hinauf.

Die gesamte bisher aufgeführte Schichtreihe scheint nach Weithofers Darstellung im wesentlichen dem Oberoligozän zu entsprechen. Unentschieden läßt er, ob dies auch schon von der unteren Meeresmolasse gilt oder ob diese noch dem Mitteloligozän angehört; doch hebt er hervor, daß (wegen der weitgehenden Übereinstimmung ihrer Fauna mit jener der Promberger Schichten) die Zeitdauer der Ablagerung der gesamten Oligozänmolasse nicht allzu groß gewesen sein könne.

Der Übergang vom Oligozän zum Miozän ist in Oberbayern nicht sichtbar, da beide Formationsglieder an einer großen Störungszone aneinander stoßen. Nördlich derselben treffen wir

6. Marines Mittelmiozän: Muschelsandstein und Konglomerate; endlich

7. Obere Süßwassermolasse (Obermiozän): mächtige Nagelfluhmassen und Sandsteine, die gegen N allmählich in sandigen Mergeln (Flinz) auskeilen.“

Über die **Geröllführung** macht Cornelius interessante Mitteilungen. Er sagt, zur Zeit der oberoligozänen Cyrenen- und Prombergerschichten herrscht östlich des Lech, der Loisach Bodenruhe. Feine Sedimente entstehen über der eingeebneten Kalkzone aus fein plastischem Materiale der Zentralzone. Anders ist es im Westen der obigen Flüsse. Hier entsteht die bunte Molasse, die in die Schweiz fortsetzt, nach Osten aber zwischen den Cyrenen- und Promberger Schichten auskeilt. Kalkalpine Gerölle bilden wie in der Schweiz mächtige Nagelfluhmassen. Große Bewegungen müssen vorher stattgefunden haben. Über die Zustände im Untermiozän gibt die bayrische Molasse keine Auskunft. Im Mittelmiozän hat die Geröllführung aus den Zentralalpen noch in beträchtlichem Umfange angedauert. Ganz anders ist es wieder im Obermiozän. Kristalline Geschiebe fehlen

oder treten stark zurück. Die kalkalpinen Gerölle werden herrschend. Daneben erscheinen wahrscheinlich die ersten Flyschgerölle. Sie sind aus älteren Schichten bisher gänzlich unbekannt. Große Dislokationen sind vorangegangen. Die abgetragene Kalkzone ist offenbar gehoben worden. Bedeutende Tiefenerosion setzt ein. In den Westalpen dürfte in diese Zeit der Beginn oder die Hauptphase der helvetischen Deckenbewegungen fallen. Noch jünger aber sind die großen Bewegungen, die (die Kalkzone) die Flyschzone auf die Molasse hinüberschiebt.

In **Niederösterreich** finden wir als tiefsten oligozänen Horizont die Tegel von Pielach. Dem Burdigal gehören an die Melker Sande und die Buchbergkonglomerate. Noch höher liegt

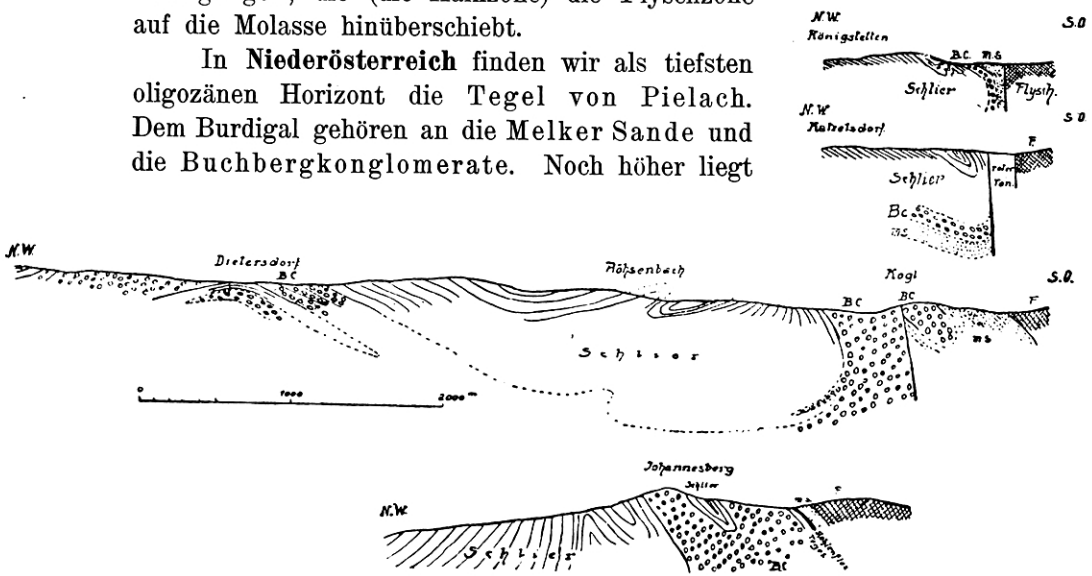


Fig. 84. Der Außenrand der Ostalpen bei Wien (Neulengbach) nach W. Petraschek. F = Flysch. MS = Melker Sande. BC = Buchbergkonglomerat.

der Schlier, über dem die Grunderschichten, als Basis des II. Mediterran folgen, bzw. Oncophoraschichten (bei St. Pölten). Am Rande gegen die Flyschzone, die überstürzt ist und durch eine scharfe tektonische Linie getrennt ist, folgen noch oligozäne Tone mit kleinen Braunkohlenflözen (Sotzkaschichten). Dann kommen die überstürzten Buchbergkonglomerate bei Neulengbach, die deutlich mit Südfallen unter die Flyschzone einfallen und m. E. ein vollständiges Ebenbild der südfallenden Molassebänke des Speer am Walensee sind. So wiederholt sich der Bau der Molasse vom Walensee mit dem gleichen Bauplan bei Wien und wiederlegt aufs klarste alle Anschauungen, die dem Molasserand die Einheitlichkeit der Überschiebung durch die Alpen, durch die Flyschzone des Ostens, absprechen wollen. Petraschek hat in neuer Zeit sich in ähnlicher Weise ausgesprochen.

Die Fortsetzung der Alpen in die Karpathen

Die **kleinen Karpathen** beginnen östlich der Donau, der Hainburger Berge, mit dem Thebenerkogel und ziehen als ein niederes Schollengebirge gegen NO. In letzter Zeit ist es von H. Vettters und H. Beck näher untersucht worden. Ich habe das Gebirge selbst in mehreren Exkursionen vor Jahren kennen gelernt.

Die kleinen Karpathen sind als Vergleichsobjekt mit den Ostalpen ungemein lehrreich. Wir wissen ja, daß die kleinen Karpathen die Fortsetzung der Semmeringserie sind.

Die tiefste Serie ist die **hochtatische Decke** in typischer Entwicklung mit Altkristallin und viel Granit. Dann folgt Permquarzit, spurenhafte Trias, Rhät, hochtatischer Lias-Jurakalk mit Marienthaler Schiefen (vergleichbar den Pyritschiefen) mit Belemniten. Über dieser Serie liegt — nach Vettters, aber keine Decke bildend — die **subtatische Decke**, wieder mit typischer Entwicklung. Basal liegt Quarzit, Visokakalk (Muschelkalk). Dann folgen bunte Keupermergel, dann Rhät. Jura mit ostalpinen Fazies folgt, also Hierlatzkalk, Fleckenmergel und Hornsteinaptychenkalke. Kreide fehlt.

Diese subtatische Decke ist ganz besonders interessant wegen ihres Keupers. Wir stoßen da auf einmal wieder auf **Keuper in der Trias**, den wir in den Ostalpen nicht kennen, den wir in den äußersten Kalkalpendecken als bunte Mergel im Hauptdolomit gleichsam nur spüren, der aber im Grenzgebiet von Ost- und Westalpen, im Oberengadin, besonders aber in der Klippendecke der Westalpen zu Hause ist. Wir sehen also, wie wir tatsächlich in den Alpen ein weites Gebiet haben, in dem die Keuperfazies der Trias von der Schweiz bis tief hinein in die Karpathen zu verfolgen ist, ein typisches Beispiel für die Stetigkeit der großen Faziesbezirke, der Permanenz gewisser Faziesreihen.

Ebenso interessant ist es nun, wie über der subtatischen Decke die **Lunzerdecke der niederösterreichischen Voralpen** in fast typischer Entwicklung folgt. Die Serie beginnt mit Werfener Schiefer (mit Melaphyren!), dann folgt Muschelkalk, typischer Lunzersandstein, Hauptdolomit. Jüngere Glieder fehlen. Das jüngste Schichtglied ist **Eozän** in Form von Konglomeraten und Kalken. Es transgrediert über alle Schichten dieser Decke, findet sich aber in der tieferen Decke nicht.

Die Schicht- und Deckenfolge ist äußerst interessant. Vergleichen wir damit die Ostalpen. Wir sehen:

Vergleich mit dem Semmering. In den kleinen Karpathen folgt über der hochtatischen Serie, also der direkten Fortsetzung des Semmering die subtatische Decke, die wir in den Ostalpen gar nicht kennen. Wir spüren sie nur in der Kieselkalkzone, in der Frankenfelsdecke, in den bunten Keupermergelzwischenlagen des Haupt-

dolomites. Über der subalpinen Decke folgt in den kleinen Karpathen unmittelbar die Lunzerdecke, d. h. es fehlen in den kleinen Karpathen alle Glieder, die in den Ostalpen zwischen dem Semmeringsystem und der Lunzerdecke liegen, also die Grauwackenzone, die ganzen hochalpinen Deckenmassen des Schneeberges, der Rax, dann die äußeren Randketten (Klippen) der Kalkalpen. Die ersteren Teile sind in den Karpathen zurückgeblieben. Sie sind aber wohl vorhanden. Wir sehen sie weit im Osten im ungarischen Erzgebirge (Karbon usw. von Dobschau usw.). Die Kalkhochalpen der Ostalpen setzen in den Kalkplateaus des ungarischen Mittelgebirges fort. Die äußeren Randzonen der ostalpinen Kalkalpen setzen dagegen in der Klippenzone der Karpathen fort.

„Auf einer Exkursion in das Waagtal konnte ich mich überzeugen, daß westlich von Waag-Neustadtl (im Waagtal) die voralpine Decke noch deutlich entwickelt ist, und zwar in der Fazies der Ötscherdecke. Untere Trias fehlt. Die Schichtfolge beginnt mit dem Dachsteinkalk mit Megalodonten und Rhät, ganz ähnlich wie im Hohen Mandling. Über dem Rhät folgen rote Crinoidenkalke, rote und braune Kalke (vielleicht Klausschichten), zuoberst liegen rote Hornstein-Aptychenkalke und Neokom-Aptychenmergel. In beiden Horizonten konnte ich Aptychen nachweisen. Die Gosau liegt mit einem groben Konglomerat der Trias-Juraserie auf. Quarzporphyre in großen, schön gerundeten Blöcken spielen unter den „exotischen“ Geröllen eine hervorragende Rolle. Auch größere Komplexe von Kalkgeröllen finden sich. Die Gosau ist aus einer ungemein reich gegliederten und fossilreichen Schichtfolge aufgebaut.

Es finden sich Kalke, Schiefer, Sandsteine, Mergel und Tone, marine und brackische Bildungen. An Fossilien sind bekannt: Hippuriten, Actaeonellen, Korallen, Seeigel aus den Kalken, Inoceramen aus den Schiefern, Cerithien aus den brackischen Bildungen. Wie die Gosau liegt auch das **Eozän** transgressiv. Kalkkonglomerate, sandige Kalke sind die Hauptbausteine des Eozän.

Die Entwicklung der Trias und des Jura in nur kalkiger Fazies weist dieser niederösterreichischen Decke eine ziemlich südliche Lage im Deckensystem zu. Zu demselben Schluß gelangen wir in bezug auf die Gosau. Diese hat Beziehungen zu jener der Einöde und zu jener der Hallstätterdecke.

Die Tektonik der voralpinen Decke des Waagtals ist eine relativ einfache. Aus dem Alluvium des Tales steigt der Dachsteinkalk als eine im allgemeinen flachgelagerte Scholle gegen Norden an. Er baut das Nodzgebirge auf. Auf dem nördlichen Schichtkopfe tritt der Dachsteinkalk in Verfaltung mit dem Jura, so zwar, daß sich zuerst eine südfallende Jura-Neokom-Synkline zwischen den Dachsteinkalk einschiebt.

Das Dachsteinkalkband zwischen den beiden Jura-Neokom-Zonen ist nicht sehr mächtig. Die ganze Schichtfolge erweist sich als überkippt mit generellem Einfallen nach Süden. Auch die Gosau sieht man südlich des Ortes Botfalva unter die Trias-Jurakalke auf weite Strecken hin einfallen. Weiter nach Norden legt sich die Gosau flacher und wird von Eozän überlagert. Gegen die beskidische Decke zu schalten sich mehrere Klippen ein. Sie lassen die Trennung in pieninische und subpieninische zu.

Die pieninischen Klippen liegen nördlich des Ortes Lubina, von Eozänkalken, Konglomeraten eingehüllt. Es sind Fleckenmergel-Hornsteinkalke, die dem Lias-Jura-Neokom angehören. Gegen die südfallende und morphologisch ungemein scharf getrennte Flyschzone der beskidischen Decke folgt eine Reihe von subpieninischen Klippen. In grellem Gegensatz zu den eintönigen Hornsteinkalkklippen bilden diese Klippen eine Folge mannigfacher Gesteine. Ganz auffallend erscheinen die roten Crinoidenkalke des Dogger und die roten Hornsteinkalke des Tithon. In der unmittelbaren Umgebung der Klippen ist die Klippenhülle mächtig entwickelt. Grobe Konglomerate finden sich häufig. Manche der Gerölle werden bis zu $1 m^3$ groß. Alle sind wohl gerundet. Hochtatische Granite, Quarzporphyre in mannigfaltiger Ausbildung und dioritische Gesteine treten besonders unter den Komponenten hervor. Diese Bildungen werden wohl nach Analogien mit den ostalpinen Klippen dem Cenoman zugezählt werden können. Die höhere Kreide ist vertreten durch Mergel, Sandsteine und von der Gosau gänzlich verschieden. Die Puchover Mergel treten durch ihre roten Farben auffallend hervor. Die Transgression des Cenoman ist ungemein deutlich. Transgressiv liegt auch das Eozän.

Die stratigraphische Anlage sowie der Aufbau der einzelnen Klippen, ihre Aufeinanderfolge ist dieselbe, wie sie von Uhlig aus den Pieninen beschrieben worden ist.

Noch eine dritte Fazies kommt als Klippen vor: Helle, dichte, weiße, korallenreiche Kalke von dem Aussehen der hochtatischen Jura-Neokomkalke. Auch ihnen liegt die Klippenhülle mit groben Konglomeraten auf.

Das Profil von Waag-Neustadtl zur Javorina hinauf gegen Norden ist eins der interessantesten und lehrreichsten Profile der westlichen Karpathen.

Zuoberst liegt die voralpine Decke in der Fazies der Ötscherdecke. Sie schwimmt im Norden mit der Gosau auf Eozän. Dasselbe Eozän ist im Silleiner Becken mit der subtatischen Decke durch Konglomerate verbunden und bildet ein wenig gestörtes Becken.

Leider verhindert das große Alluvialfeld des Waagtales, Beobachtungen anzustellen über das Verhältnis der Ötscherdecke zur subtatischen. Weiter östlich wird es aber möglich sein.

Wäre die subtatrische Decke unmittelbar im Süden der Ötscherdecke vorhanden, so träfen wir unter dem Eozän die subtatrischen Lias-Jura-Neokom-Fleckenmergel-Hornsteinkalke. Im Zjargebirge ist diese Serie, wie Vettters gezeigt hat, schön entwickelt.

Es ist nun sehr auffallend, daß im Norden der Ötscherdecke die ersten Klippen, die wir treffen, ebenfalls in der Fleckenmergel-Hornsteinentwicklung vertreten sind. Ist es nicht die auftauchende Stirn der subtatrischen Decke oder einer ihrer Teildecken? Wenige Schritte nördlich von einem weiteren Hornsteinklippenzug beim Ort Vrzávka tritt aus der Klippenhülle die weiße Kalkmasse mit Korallen zutage. Nirgends gibt es in den subtatrischen Decken der Umgebung derartige Kalke. Ist es die Stirn einer auftauchenden hochtatrischen Decke? Erst weiter im Norden folgen die Klippen der versteinungsreichen Fazies, die subpieninische Klippendecke.

An der Basis einer solchen Klippe gegen die Puchover Mergel (Oberkreide) hin wurde auch ein recht gequält aussehender Quarzporphyr (Porphyroid), einen Schubfetzen bildend, aufgefunden.

Die voralpine Decke ist im Waagtal eine Klippe, die von oben, also über die subtatrische, aus dem Süden hergekommen ist. Es ist dies besonders wichtig zu betonen, weil wir daraus ersehen, daß Klippen in den Karpathen von oben her kommen. In der Tat hat Limanovski in den Ostkarpathen derartige Klippen gefunden. Vielleicht sind es ostalpine Deckenstirnen. Wenn wir uns vorstellen, die niederösterreichische Decke werde gegen Osten hin immer schmaler — ein allgemeiner Zug in der Tektonik der voralpinen Decke — so müssen wir zugeben, daß sie zu einer echten Klippe werden kann.

Wir hätten demnach im Profile Waag—Neustadtl zur Javorina folgende Klippendecken: Unmittelbar dem beskidischen Flysch aufliegend die subpieninischen Klippen. Dann folgen die pieninischen. Zwischen letztere ist eine Klippe von wahrscheinlich hochtatrischem Jura-Neokomkalk eingeschoben. Zuletzt folgt, eine Decke bildend — im Grunde nur eine Klippe von großen Dimensionen — die voralpine Ötscherdecke.

Es sind vier tektonisch und stratigraphisch scharf geschiedene Einheiten. Die Klippenhülle der drei nördlichen ist ein und dieselbe: die normale Klippenhülle der Karpathen. Die Ötscherdecke hat als Klippenhülle gleichsam die Gosau. Die drei ersten Klippen stehen in Reihen hintereinander — Reihentypus. Die Ötscherdecke dagegen dürfte, wenn sie sich auflöst, in Einzelschollen den Gruppentypus zeigen.“ (L. Kober, Denkschrift d. Ak. d. Wiss. Wien 1912.)

VIII. Die Dinariden

Allgemeines. Von jeher galten die Südalpen als der Typus eines wenig gestörten, ruhig gelagerten Gebirgssystemes, das hauptsächlich durch die Erosion zum „Gebirge“ geworden ist. Gewiß konnte man Brüche, Überschiebungen, Faltungen finden. Bekannt sind so seit langer Zeit die Abbruchlinie der „südlichen Kalkalpenzone“ in die Ebene, die „Frattura di Morena“, dann weiter einwärts die Linie von Belluno, die Valsuganalinie, die Tagliamentoflexur, die Villnöser Linie u.a. Doch alle diese Linien sind untergeordnete Erscheinungen. Maßgebend für den Bau der südlichen Kalkalpen ist das Fehlen einer tiefgehenden Gliederung. Grundgebirge, Paläozoikum tritt nur ganz sporadisch hervor. Alles nimmt die „Kalkzone“ ein, das südalpine Mesozoikum mit seinen besonderen Charakteren. Hervorstechend ist die südalpine Trias mit den Buchensteiner, den Wengener, den Cassianer Schichten. Hervortretend ist ferner der Vulkanismus der Trias. Eigenartig ist z. T. die Ausbildung des Jura, besonders aber der Kreide. Aber in allen Schichten herrscht die alpine Fazies. Die alpine Fazies des Baues aber erkannte man nicht ganz. Als man die Alpen als Deckengebirge erkannte, galten die Dinariden vielfach noch als nebensächliche Teile neben den Ostalpen. Insoferne mit Recht, als der gewaltige tiefgehende Deckenbau der Alpen von Ivrea bis nach Spalato, nach Ragusa nicht zu sehen ist.

Den Deckenbau der Dinariden habe ich 1914 zum ersten Male aufzuzeigen versucht, ohne jedoch rechtes Verständnis zu finden. Italienische Geologen finden am Deckenbau der Alpen überhaupt wenig Gefallen. Natürlich noch weniger an einer Struktur, wie der der Dinariden. Übrigens konnten die italienischen Geologen meist nur den Außenrand genauer studieren (infolge der ehemaligen Landesgrenze). Von österreichischen Geologen fand Heritsch, daß einem Deckenbau der Dinariden jede Berechtigung in der Natur fehle. Schwinner kam ebenfalls zu keinen besseren Vorstellungen. Indessen hat Nopcsa meine Großgliederung der Dinariden in Decken im allgemeinen bestätigt. Winkler führte Studien am Isonzo zur Vorstellung eines deckenförmigen Baues. Winkler kam so zu ähnlichen Vorstellungen, die lange vor ihm Limanovski und Kober geäußert hatten. Das Verdienst, wesentliches zur Aufhellung des Baues in neuerer Zeit beigetragen zu haben, gebührt für den östlichen Anteil österreichischen Geologen, besonders Teller, Kossmat, Bukowski, Schubert.

Waagen und Kerner. Für den mittleren und westlichen Teil möchte ich an die Arbeiten von Mojsovics, Trenner und Bittner erinnern, an die Arbeiten der italienischen Geologen Marinelli, Fabiani, Taramelli, Dainelli u. a.

Allgemeine Deckengliederung. Der Deckenbau der Dinariden zeigt sich im allgemeinen als ein System von Kalkplatten, die sich mehr oder weniger horizontal, meist nicht sehr weit übereinander legen. Wir können 3—4 solcher Decken unterscheiden. Ihr Bau, ihre Stratigraphie ist z. T. recht verschieden. Eine **Außenzone** hebt sich ab. Sie besteht zum größten Teil aus leicht gefalteten Ketten von Kreide und Flysch, die nach außen hin überschlagen sind und vor sich die Molasse haben. Dann kommt eine zweite große Gesteinswelle: Die **unterdinarische Decke**. Sie baut den eigentlichen Karst im Osten. Ihr Stirnrand ist der Überschiebungsrand des Velebit, des Birnbaumerwaldes, die Überschiebung an der *frattura periadriatica*, der Brenta über das Etschbuchtgebirge.

Diese Gesteinswelle ist im Osten breit, mächtig entfaltet, weit gegen Süd-Westen vorgeschoben. Gegen die Etsch wird die Überschiebung zur leichten Überkippung der Cima d'Asta über die Flysch-Miozänzone des Valsugana. Ähnlich ist es an der Ostseite der Brenta. Die dritte große Gesteinswelle ist die **oberdinarische Decke**, die die bosnische Schiefer-Hornsteinformation umschließt. Es ist eine Serie, weit abweichend im stratigraphischen Aufbau. Sie läßt sich durch Albanien, Bosnien bis nach Karlstadt (Agram) verfolgen. Die höchste Einheit ist die **hochdinarische Decke**. Sie baut die Julischen Alpen, die Steiner Alpen, vielleicht auch die Südtiroler Dolomiten (Monte Cristallo, Tofana usw.). Ihr gehört auch die ganze karnische Kette zu. Hier ist das Hauptbauglied der Decke das Paläozoikum mit seinem reich und eigenartig entwickelten Silur, Devon, Karbon, Perm. In bezug auf den **stratigraphischen Aufbau** dieser Zonen läßt sich folgendes festhalten:

Paläozoikum fehlt den äußeren Decken. In der adriatischen Außenzone treten nur Quarzphyllite über dem Grundgebirge (in Recoaro) auf. In der unterdinarischen Decke herrscht Jungpaläozoikum, Karbon und Perm, das spärlich entwickelt ist. Das Perm von Fiume ist dabei ähnlich entwickelt wie das von Sosio in Sizilien. In der oberdinarischen Decke ist Paläozoikum in unserem Gebiete nicht bekannt (?). Im hochdinarischen System herrscht die bekannte (bathyale) Entwicklung des Silur-Devon-Karbon-Perm der karnischen Alpen. Die Trias der äußeren Decken ist in Recoaro z. T. germanisch, in der unterdinarischen Decke in Wengener- und Cassianerfazies vorhanden. In der hochdinarischen Decke ist die Trias kalkreich (hochalpin).

Der Jura ist relativ gleich, zeigt besonders im oberen Jura in den äußeren Decken neritische Elemente, in den inneren dagegen abyssale (Radiolarite). Besonders interessant ist das Verhalten der Kreide. Die Außenzone zeigt Biancone und Scaglia in ununterbrochener Folge. Die inneren Decken zeigen dagegen bereits deutlich die Gosaufazies. Zugleich ist das Tithon-Neokom vollständig nordalpin, in der Fazies der bekannten Radiolarite, der Roßfeldschichten. Die äußeren Decken tragen Kreide und Flysch fast in konkordanter Folge z. T. Dagegen fehlt den inneren Decken der Flysch meist. Das sind ganz besondere charakteristische Differenzen der Schichtfolge, der geologischen Geschichte. Diese Differenzen werden zu Typen in den Decken, auch wenn diese Übergänge nach jeder Richtung zeigen. Aber indem wir die Decken mit ihrer scharfen tektonischen Umgrenzung abheben, heben wir Bausteine mit individuellen Zügen hervor. Gesetzmäßigkeiten ergeben sich weiter beim Vergleich der einzelnen Deckenindividuen. Die Fazies, die geologische Geschichte erscheint dann als der Ausdruck bestimmter Phänomene.

So spüren wir in der Transgression, in dem Auftreten der Gosau in den inneren dinarischen Decken die **interkretazischen Decken und Gebirgsbewegungen** in einer Zeit, wo die Außenzone der Dinariden relativ ruhig Kalk und Dolomite der Kreide in ununterbrochener Folge sedimentiert. Hier treten erst die gebirgsbildenden Bewegungen im allgemeinen nach der Flyschbildung auf. Der Bau der Außenzone ist also der Hauptsache nach jung, nacheozän. In den inneren Decken gibt es dagegen bereits einen älteren, früheren, vorgosauischen Gebirgsbau.

Daraus erkennen wir, daß die Außenzone erst jung dem alpinen Bau angefügt worden ist, wie ferner der Deckenbau der Dinariden von innen gegen außen wandert. Das ist das **gleiche Prinzip des Baues, das wir auch in den Alpiden** sehen. Nur geht in den **Dinariden die Bewegung nach Süden**, aber auch wieder nach außen. So werden die Alpen im ganzen zum Fächer. Das zeigt und lehrt eindringlich der Bau der Alpen im Profil von Triest nach Wien. Das Stück, das innerhalb der Dinariden liegt, von Triest bis Eisenkappel, ist das klassische Land des Deckenbaues der Dinariden. Hier haben Teller, Kossmat schon frühzeitig Überschiebungen aufzeigen können. Limanovski und Kropáč wiesen den Deckenbau der Zone um Idria nach. Kober zeigte 1912—1914 den allgemeinen Deckenbauplan der Dinariden auf. Dieser Bau ist neuerdings durch Nopcsa bestätigt worden.

Wir wenden uns nun kurz der Besprechung der einzelnen Abschnitte der Dinariden zu.

Die Decken der Dinariden im Profil von Triest nach Eisenkappel in Kärnten

Im Profil von Triest nach Eisenkappel in Kärnten zeigen die Dinariden ausgesprochenen Deckenbau. Und zwar lassen sich in dem Abschnitte zwischen der Adria und dem bereits ostalpinen Karawankenzuge drei scharf voneinander geschiedene Deckenordnungen nachweisen. Die Bewegung ist von der alpin-dinarischen Narbe an bis an das adriatische Meer immer streng gegen außen gerichtet. Es ist die dinarische Richtung nach Süden.

Den folgenden Ausführungen liegen die Arbeiten von F. Teller, F. Kossmat, M. Limanovski, I. Kropáč und Winkler, vor allem meine eigenen Beobachtungen von 1912 zugrunde. Der Deckenbau dieser Gebiete läßt sich am besten an Hand der von Kossmat entworfenen Karte des alpin-dinarischen Grenzgebietes in den Mitt. d. geol. Ges., Bd. 1913, Taf. (2) IV, erklären.

Die Decke der adriatischen Außenzone. Dieses System erstreckt sich von der Adria einwärts bis an die Überschiebungslinie des Ternovaner-, des Birnbaumerwaldes und des Zirknitzer Schneeberges. An dieser Linie, die auf der Karte von Kossmat deutlich hervortritt, senken sich die Flyschbildungen der adriatischen Außenzone unter die von Osten heranrückenden mesozoischen Faltenstirnen der folgenden Decke. Unter dem Ternovanerwalde zieht das Eozän der adriatischen Außenzone ca. 15 km einwärts und erscheint neuerdings im Fenster von Idria, inmitten der höheren dinarischen Decke. Dieses Lagerungsverhältnis ist sehr klar bei Kropáč zu ersehen, und ist ein unzweideutiger Beweis für die Existenz einer größeren Überschiebung der Decke des Ternovanerwaldes über die adriatische Außenzone.

Die Deckengrenze ist keine gerade im Streichen des Gebirges verlaufende Ausstrichlinie. Sie wird durch die Tektonik der folgenden Decke in mannigfacher Weise modifiziert. Ein ganz eigenartiges Bild bietet die zwischen Wippach und Lueg weit vorquellende Deckfalte des Birnbaumerwaldes. Doch alle diese Erscheinungen sind lokale Variationen einer unter verschiedenartigen Umständen aushebenden Überschiebungsdecke.

Stratigraphisch ist diese Decke charakterisiert durch eine fast kontinuierliche Folge von Schichten von der Kreide bis in das Eozän. Die tieferen Schichten sind nicht sichtbar.

Die Schichtfolge ist nach Kossmat kurz folgende:

untere Kreide, bituminöse Chamidenkalke und Stinkdolomite, Fischschiefer.

obere Kreide, Liburnische Stufe, Foraminiferen- und Rudistenkalke,

Eozän, Nummuliten- und Alveolinenkalk und Flysch mit Einlagerungen von Nummulitenbrekzien (liegt transgressiv).

Die adriatische Außenzone zeigt keine sonderliche mechanische Beanspruchung. Sie ist eine nur randlich nach dem Eozän überschobene Außenzone und schließt sich in ihrem Bau offenbar an die adriatisch-jonische Außenzone (von Renz) in Griechenland an, genau so wie sie westwärts fortsetzt in die venetianischen Voralpen im Süden der *frattura periadriatica*. Der Aufbruch von Recoaro mit seiner an die germanische Trias gemahnenden Entwicklung der Trias wäre ein Beleg für die randliche Lage der adriatischen Außenzone. Fazielle Beziehungen leiten aus der Außenzone in die folgende Deckenordnung. Daher ist wohl das Ausmaß der Überschiebung der adriatischen Außenzone durch die nächste Decke keine große. Andererseits zeigt die folgende dinarische Decke wieder einen stratigraphischen Bau, der in seiner Gesamtheit bereits einen stark abweichenden Bauplan aufweist und so ein Beweis ist für die Abtrennung der adriatischen Außenzone als selbständige Decke, die in sich einen nach Süd bewegten Faltenbau aufweist, dessen Gewölbe die Kreidekalke des Triestiner Hochkarstes bilden.

Die untere dinarische Deckenordnung. Diese Bezeichnung wird für die Deckenserie gebraucht, die mit dem Birnbaumer- und dem Ternovanerwalde beginnt, das bekannte Überschiebungsterrain von Pölland umfaßt und im Norden von der Kirchheimer Linie begrenzt wird.

Diese Linie beginnt bei Karfreit, zieht längs des Isonzo nach Tolmein, setzt hierauf über in das Bačatal und zieht dann über Kirchheim und den Blegaš, oft durch Schubschollen zerfrant, nordostgewendet gegen Krainburg an der Save. Bisher ist die Linie ungemein klar zu erkennen. Von Krainburg nach Osten ist der weitere Verlauf, wie mir scheint, noch nicht ganz aufgeheilt. Wahrscheinlich ist hier die folgende Decke in Deckschollen aufgelöst. Die tiefe Lage des Gebirges verhindert einen klaren tektonischen Einblick. Soviel ist sicher, daß, wie das Kossmat auch zeichnet, die Entwicklung von Ulrichsberg bei Stein, sowie der Aufbruch des Kranski Reber, sowie die Menina bereits nördlich der Fortsetzung der Kirchheimer Linie liegen. Allem Anscheine nach ist die Fortsetzung der Trias von Bischoflack in der Trias von Zwischenwässern, von Domžale und Moräutsch zu suchen. Der paläozoische Aufbruch von Littai gehört zweifellos zur unterdinarischen Decke, der von Kraxen sehr wahrscheinlich.

Demnach wäre die Fortsetzung der Kirchheimer Linie nördlich von Kraxen zu suchen.

Die Frage der Abgrenzung im östlichen Teile ist von untergeordneter Bedeutung, nachdem für den Westen die Kirchheimer Linie auf eine Strecke von gut 40 km, d. i. vom Isonzo bis an die

Save, in unzweideutigster Weise eine scharfe Grenze der unterdinarischen Decke gegen die folgende dinarische Schubmasse ist.

Der stratigraphische Aufbau der unterdinarischen Deckenordnung ist kurz folgender:

Karbon ist das tiefste aufgeschlossene Gebirgsglied. Es sind dunkle Schiefer und Sandsteine mit *Calamites Luckowii*, *Sagenaria*.

Perm. Rote Sandsteine und Bellerophonkalke, letztere fehlen in den inneren Karstfalten im Süden des Laibacher Moores.

Trias. Werfener Schichten, Dolomite, Dolomitbrekzien und -konglomerate, Wengenerschiefer mit *Pietra verde*, Wengener-Cassianer Kalke, Raibler Schichten, Hauptdolomit, Dachsteinkalk mit *Megalodus Tofana*.

Jura. Graue Kalke des Lias mit *Megalodus pumilus*, *Brachiopodenoolithe* mit *Rhynch. Vigilli*, weiße *Ellipsactinienkalke*, weiße *Diceras*- und *Nerineenkalke* (konglomeratische Korallenkalke).

Kreide. Bituminöse *Chamidenkalke* und Dolomit, und plattige *Hornsteinkalke*, lichte *Chamidenkalke* mit *Hornsteinen*, *Rudistenkalk* und *Inoceramen* führende, rote und graue *Mergelschiefer*. In der Unterkreide auch *Woltschacher Plattenkalke*.

Eozän. Eozänfisch mit *Nummulitenbreccien* und *Basalkonglomerate*, transgressiv.

Nach diesem stratigraphischen Befunde hat man es mit einer Schichtfolge zu tun, die mit dem Werfener Schiefer beginnt und in fast lückenloser Folge bis an die Grenze des Eozän reicht. Die Schichtfolge erinnert in ihrer Fazies an die des Südtiroler Hochlandes, soweit es sich um die Trias und den tieferen Jura handelt. Im oberen Teile der Schichtfolge sind die Anklänge an die adriatische Außenzone unverkennbar, andererseits zeigen sich auch die Ausläufer der Kreideentwicklung der höheren Decke (*Woltschacher Plattenkalke*). Hervorstechend erscheint die *Diceras-Ellipsactinienfazies* des Jura.

Was nun die Tektonik anbelangt, so zeigt diese Decke eine allmähliche Reduktion von Osten gegen Westen. Im Isonzotale ist die ursprüngliche Breite von ca. 50 km auf einige wenige km reduziert. Im Osten treten zwei Karbonaufbrüche hervor: der von Littai und der von Kraxen. Dadurch zerlegt sich die Decke in drei getrennte mesozoische Komplexe. Der südlichste ist der breiteste, dann folgt die Trias im Moräutsch, dann der Triaszug östlich von Stein. — Die Decke ist hier einförmig gebaut.

Kompliziert gestaltet sich der Bau westlich des Laibacher Moores. Es ist das Verdienst von Kossmat, diesen wechselvollen und interessanten Bau aufgedeckt zu haben.

Wie erwähnt liegen hier auch von Limanovski und von Kropáč Studien über den Bau dieser Zonen vor. Limanovski hat hier für den Deckenbau der Dinariden die ersten Beweise erbracht.

Im Profile von Bischoflack über Pölland, Sairach, Idria und den Ternovanerwald läßt sich die unterdinarische Decke in ihrem Bau auf

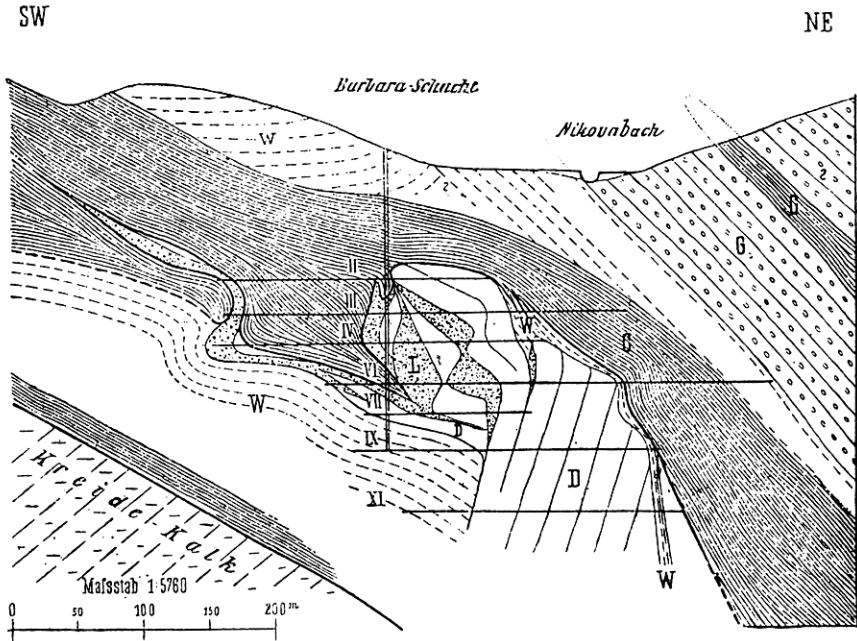


Fig. 85. Querprofil durch den Barbara-Schacht in der Nordwestgrube von Idria nach F. Kossmat 1911. Maßstab 1 : 5760. Erläuterung: C = Karbonische Schiefer, am Überschiebungskontakt mit freiem Quecksilber (Silberschiefer). G = Grödener Schichten (Permische Sandsteine und Quarzkonglomerate). W = Werfener Schichten. D = Dolomitlebreccien des Muschelkalkes. L = Lagerschiefer und Sandsteine der Wengener Schichten (in der Nordwestgrube Hauptträger der Zinnoberimprägnationen). Der Überschiebungskontakt mit den Kreidekalken des Birnbaumerwaldes ist in der Grube etwa 150 m südöstlich der Profillinie aufgeschlossen und in die Bildebene hineinprojiziert. Überschiebung der unterdinarischen Decke auf die adriatische Außenzone.

(Nach L. Kober.)

eine große nach Süden gerichtete liegende Deckfalte zurückführen. Es ist die Stirn vorhanden im Ternovanerwald, der Liegendschkel im Fenster von Idria und Pölland. Der Hangendflügel aber wird gebildet von der Trias bei Bischoflack, zu der hier auch die Trias des Blegasfensters gerechnet wird. Den Kern der Deckfalte bildet das Karbon der Umgebung von Pölland und des Sairacherberges.

Das Vordringen der karbonen Kernteile nach Süden ist durch den Bergbau in Idria klar erschlossen worden. Hier haben Limanovski, Kossmat und Kropáč ganz ähnliche Profile gegeben. Die Kreide senkt sich tief nach Norden hinunter, während über einen sehr reduzierten Liegendflügel von Norden her und aus der Tiefe aufsteigend das Karbon vordringt (über Kreide).

Im Ternovanerwalde ist die Stirn der unterdinarischen Decke vorhanden. Die Keile von Werfener Schiefer in der Umrahmung von Idria sind die Ausläufer der Karbonantiklinale, in mannigfacher Weise mit dem Mesozoikum verquetscht und verbrochen. Bei Idria taucht der Liegendflügel unter das Karbon hinab. Im Sairacherberg liegt eine Deckscholle des Karbon. Nördlich davon wird in Pölland wieder der Liegendflügel sichtbar. Es ist das Triasfenster von Pölland, das Kossmat beschrieben hat. Unter dem breiten Rahmen des Karbon versinkt die Trias endgültig. Die Trias von Blegaš, von Otošec, von Bischoflack gehört der normal dem Karbon aufgelagerten Schichtfolge an. Hier scheinen sich bereits stratigraphisch-fazielle Übergänge zur oberen (höheren) Decke der Dinariden einzuschalten, während in den Stirnpartien, bez. im Liegendteile der Deckfalte Übergänge zur adriatischen Außenzone vorhanden sind.

So steht diese Tektonik auch im Einklange mit den stratigraphischen Ergebnissen.

Diese Decke zeigt bereits außerordentliche Deformationen ihres Schichtenkörpers. Starke Reduktion von Ost gegen West in der ganzen Decke, außerordentliche Veränderungen im Gefüge des Liegendchenkels. Auch Metamorphose tritt auf.

Durch diese Merkmale ist die untere dinarische Decke geschieden von der adriatischen Außenzone.

Von dieser Zone hat Kossmat eine wesentlich andere Auffassung. Es ist keine große einheitliche Falte vorhanden. Kossmat faßt den Sairacher Berg nicht als die Fortsetzung der Karbondeckschollen von Pölland auf, obwohl meines Erachtens das der Fall ist. Kossmat faßt auch das Eozän von Idria nicht als Fenster auf, das nordwärts der Ternovaner Stirnfalte liegt. Nach Kossmat ist das Eozän von Idria eine lokale Einfaltung von oben, von der Seite, von Osten her, in dem sich der Ternovanerwald als eine Art Querfalte nach Süden über Eozän legt. Als Beweis führt Kossmat auch an, daß nord- und westwärts der Ternovanerwald normal unter Kreide und Flysch untertaucht. Das ist in der Tat der Fall. Aber es ist kein Beweis gegen die Stirnnatur des Ternovanerwaldes. Die Erklärung für diese Erscheinung liegt eben darin, daß die ganze Deckfalte westwärts mit starkem Achsengefälle gegen den Isonzo zu unter das Flysch- und Kreidedach untertaucht. Wir stehen da auf dem Dache der Decke, können also den Unterteil,

die Überschiebung nicht sehen. Das ist Kossmat, glaube ich, entgangen. Im übrigen ist auch die Frage, ob der Sairacher Berg Deckscholle ist oder nicht, nicht gerade von besonderem Belang. Dadurch würde nur das Ausmaß der Decke selbst etwas verkleinert werden, am Deckenbau im allgemeinen würde sich nichts ändern.

Die ober- und hochdinarischen Decken

Allgemeines. Wir fassen damit eine Einheit zusammen, die nord der Kirchheimer Linie liegt und bis an die dinarische Narbe bei Eisenkappel in Kärnten reicht. Diese Zone hat einen recht komplizierten Bau. Schwierigkeiten mannigfacher Art stellen sich ein, den Aufbau klar zu erkennen. Über das Gebiet liegen derzeit Karten und Arbeiten besonders von Teller und Kossmat vor, neuerdings hat Winkler im Gebiete von Tolmein und Karfreit gearbeitet. Ich habe, wie gesagt, vor 10 Jahren Gelegenheit gehabt, diese Gebiete im Abschnitte Eisenkappel, Seeland, dann am Isonzo kennen zu lernen und habe darauf sowie auf den Arbeiten von Kossmat und Teller fußend, ein Bild des Deckenbaues der Dinariden zu geben versucht. Heritsch, Schwinner und Ampferer haben sich darüber ablehnend geäußert. Nun spricht neuerdings auch Winkler von einem Deckenbau dieses Teiles, ohne dabei meine Arbeiten gerade in dieser so prinzipiellen Frage auch nur mit einem Worte zu erwähnen.

Schwierigkeiten. Wir treten im Norden der Kirchheimer Linie in ein Gebiet, das in den Dinariden (im

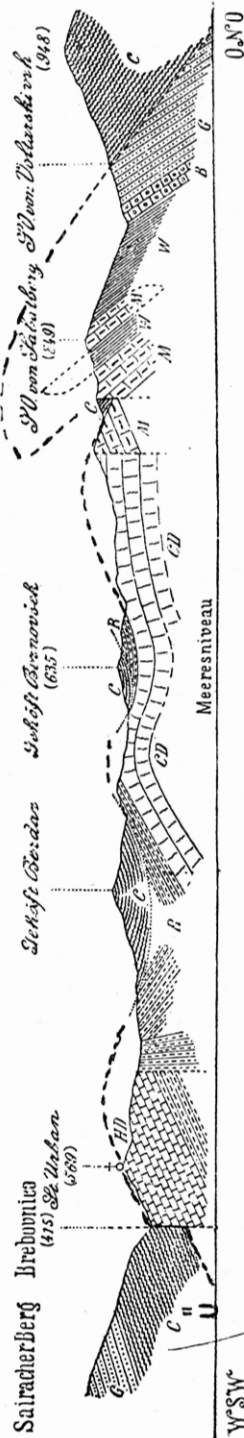


Fig. 86. Profil vom Sairacher Berg durch die Deckschollen bei Pölland gegen das Bischoflacker Hügelland nach F. Kossmat 1903 und L. Kober 1912. Maßstab für Höhe und Länge = 1 : 50000. Erläuterung: C = Karbonische Schiefer und Sandsteine. G = Grödenere Schichten (Permische Sandsteine und Quarzkonglomerate). B = Ballerophonkalk. W = Werfener Schichten. M = Muschelkalk (vorwiegend Dolomit und Dolomitbrekzien). Wg = Weugener Schiefer und Pietra verde. CD = Cassianer Kalk und Dolomit. R = Raibler Schichten. HD = Hauptdolomit. Die punktierte Linie ist ergänzt.

Rahmen der Alpen) einzig dasteht. Welche Schwierigkeiten hier bestehen, zeigt die Differenz der Auffassung der Tektonik zwischen Kossmat und mir. Wie groß die Schwierigkeiten sind, wird der ermessen können, der z. B. die zusammenfassenden Arbeiten von Kossmat studiert. Da zeigt sich folgendes Interessante.

Auf der geol. Spezialkarte, Blatt Bischoflack, aufgenommen 1899 bis 1903, zeichnet Kossmat nord der Kirchheimer Linie beträchtliche Massen von Schiefern mit eingelagerten metamorphen Kalken. Diese Gesteine werden als Silur-Devon bezeichnet und mit dem altpaläozoischen Aufbruche der Steiner Alpen in Verbindung gebracht. Als Beweis für das Alter wird von Kossmat *Cyathophyllum cf. excelsum* angeführt. Auf der Karte, die in Mitt. geol. Ges. 1913 erschienen ist, zeichnet Kossmat den größten Teil dieser Gesteine als mesozoisch, als Trias und Jura.

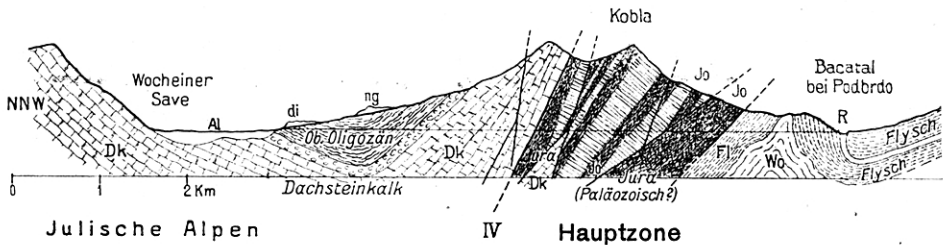
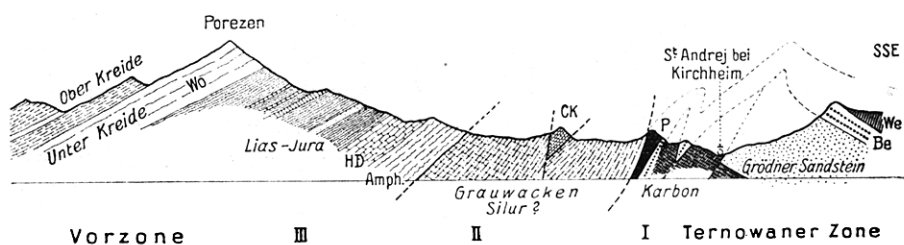


Fig. 87. Profil der Julischen Alpen und ihrer Vorzone nach F. Kossmat. We = Werfener Schiefer. Be = Bellerophonkalk, Grödner Sandstein, Karbon. P = Perm, Grauwacken (Silur?). Ck = Schollen von Cassianerkalk. Amph = Amphielinenschichten (Trias). HD = Hauptdolomit, Lias, Jura. Wo = Woltschacher Plattenkalke. R = Rudistenbank im (Fl =) Flysch der Oberkreide. Jo = Jura (Schiefer und Horn-

So werden von Kossmat auch in der Arbeit über den Wocheiner Tunnel die über dem Flysch folgenden Schiefer als paläozoisch bezeichnet (1914), die in der Karte der Mitteilungen (1913) als jurassisch gelten. Es liegt hier eine Schichtfolge vor, die seit langer Zeit schon als sogenannte „Pseudogailtaler Fazies“ in Krain bekannt und die sehr schwer in bezug auf ihren mesozoischen und paläozoischen Anteil zu trennen ist. Es liegt die Vermutung nahe, daß eventuell auch noch jüngere Schichten in dieser Fazies anzunehmen wären. Ich möchte da an eine allgemeine Erscheinung dieser Art im Gebiete der Dinariden (des Südens) erinnern. Katzer beschrieb schon vor langer Zeit, z. B. in seinem Führer durch Bosnien, daß sich im „Karbon“ flyschähnliche Sandsteine fänden. Nopcsa nannte in Albanien Gjanischiefer einen Komplex von Schiefen von eozän-karbonem Alter, d. h., es ist ein Schieferniveau einer Überschiebungsfläche, in dem das Eozän (Flysch) der tieferen Decke und das Karbon der darüber gehenden höheren Decke miteinander so innig verquetscht, verfaltet, verschiefert ist, daß eine Trennung der

beiden Niveaus fast unmöglich wird¹⁾. Gleiches wurde aus Montenegro bekannt. So mag ähnliches auch für unsere Zone gelten.

Gliederung. Wir können das ganze Gebiet in das Gebiet der Julischen Alpen im Süden der Save und der Steiner Alpen nord davon scheiden. Die Steiner Alpen schließen in sich den großen altpaläozoischen Aufbruch des Seeberges ein und werden im Norden von der dinarischen Narbe im Sinne von E. Suess begrenzt. Im Süden, gegen die Laibacher Ebene, die Saveniederung, liegt eine Vorzone mit der Ponigler Schieferentwicklung der Trias, d. i. mit einer Pseudogailtalerfazies. Die Julischen Alpen werden im Norden von der Fortsetzung des Seelander Aufbruches begrenzt, bilden im großen und ganzen eine flache Kalktafel, die weithin mit mehr oder weniger schroffen Mauern abbricht und der besonders im Süden, bis an die Kirchheimer Linie zu eine (Julische)



steinmassen). Dk = Dachsteinkalk, Oberoligozän. ng = Neogen. di = Diluvium. Al = Alluvium. IV = Julische Alpen. III, II = Decken der Haupt- und Vorzone. I = Ternovenerzone. Das Profil 87 gibt in Verbindung mit Profil 92 einen vollständigen Durchschnitt der südlichen Kalkalpenzone von Rosenbach in Kärnten bis Kirchheim.

„Vorzone“ vorgelagert ist. Diese besteht aus Trias in Pseudogailtalerfazies, aus Jura und Kreide (Flysch). Basal liegen wahrscheinlich paläozoische Schiefer, die ganze Serie ist durch einen Reichtum an Hornsteinen in der Trias, im Jura, in der Unterkreide ausgezeichnet. Kossmat bezeichnet diese Zone als die Bačatal- oder Porezenzone. Winkler hat weiter westlich die tektonische Fortsetzung dieser Zone in zwei Decken zerlegt, südliche und nördliche Decke der Julischen Vorzone. Über dieser Decke liegt die Decke der Julischen Alpen selbst, die in sich wieder geschuppt ist. Ganz ähnlich habe auch ich 1912 im Seelandaufbruch eine tiefere, Seebergdecke, und eine höhere, Steineralpendecke (= der Decke der Julischen Alpen), unterschieden.

Die Vorzone. Um einen Einblick in den Aufbau dieser Zone zu vermitteln, gebe ich hier das Profil des Wocheiner Tunnels, 1914 von Kossmat publiziert, vereinfacht wieder. Man sieht, wie an der Kirchheimer Linie, Ternovenerwald (im Süden) und die Vorzone im Norden

¹⁾ Ähnlich dem Lochseitenkalk im Helvetischen.

scharf geschieden sind. Hier liegt nicht mehr die ursprüngliche Überschiebung vor, sondern eine geringere Verwerfung des Deckenbaues.

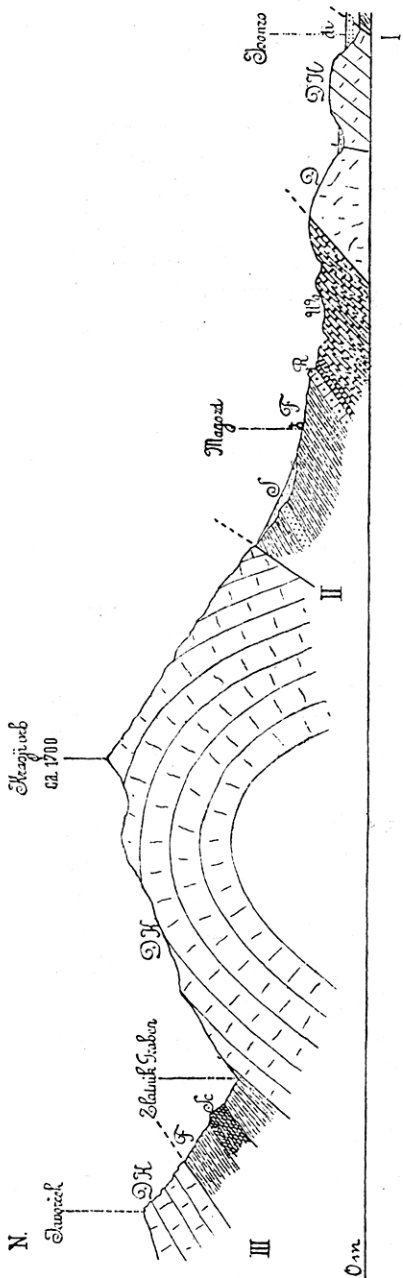


Fig. 88. Profil durch das Polonikgewölbe zum Isonzo bei Karfreit nach F. Kossmat 1908. Erläuterung: D = Hauptdolomit (Fortsetzung der Hornsteindolomite des Bačatales). DK = Dachsteinkalk (z. T. Dolomit). Wo = Wolfschacher Plattenkalk der unteren Kreide. R = Rudistenbrekzien. F = Oberkretazischer Flysch. Sc = Scaglia rossa. S = Schutt. di = Terrassenschotter. I = Stolüberschiebung = fratura periadriatica (Dachsteinkalk über dem Flysch der Außenzone). II = Kaninüberschiebung. III = Krn-Überschiebung (Basis der Julischen Alpen).

Wir sehen im Süden Karbon, dann Grödner Sandstein, darüber die Trias der Liegendfalte des Ternoanerwaldes. Reste des Hangendflügels der Ternoanerdecke sehen wir noch in den Schollen von Grödner Sandstein usw., die von den (silurischen) Grauwacken der Vorzone überlagert werden. In der liegen eingeknetet Blöcke lichtweißen Esinokalkes. Mit scharfer Überschiebung folgt dann das Mesozoikum des Bačatales, beginnend mit Amphiclinenschichten. Darüber folgt Hauptdolomit. Der Jura erscheint in einer Folge von Schiefen, Mergeln, reich an Hornsteinen, eine Fazies, die auch in den friaulischen Alpen des Westens häufig ist und dort als „calci selciferi“ bezeichnet wird. Wolfschacher Plattenkalke mit Hornsteinen bilden die Unterkreide. Die Oberkreide ist flyschartig, oben mit Radiolitenbänken. Brekzienlagen sind häufig. Die Oberkreide liegt wahrscheinlich transgressiv (Gosau). Diese ist aber durch tektonische Vorgänge verwischt.

Die **Wocheiner Hauptzone** beginnt mit wahrscheinlich invers liegendem

Jura, dann folgt die Trias, die das Gros der Julischen Alpen ausmacht. Die unmittelbar dem Flysch der Vorzone aufgeschobene Partie von

Schiefern ist wahrscheinlich nicht paläozoisch, wie Kossmat im Tunnelprofil angibt, sondern jurassisch.

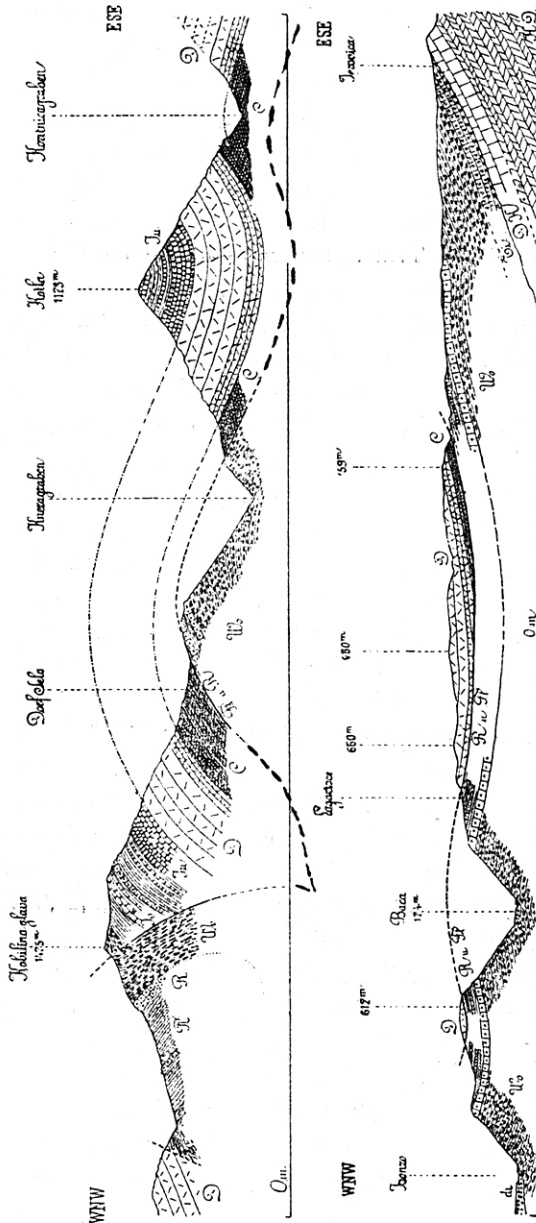


Fig. 89. Überschiebung der Vorzone der Julischen Alpen über die Schichtfolge des Ternovener-Idriener Hochkarstes nach F. Kossmat 1907. Maßstab 1 : 60 000. Obere Figur: Fenster des Knežatales. Untere Figur: Deckscholle von Ponikve-Logarišce. Erläuterung: C = Amphibolinschichten der karnischen Stufe, D = Hornsteindolomit, Ju = Unterer Teil der Lias-Jurasschiefer und Kieselkalk, Jo = Oberer Teil der Lias-Jurasschiefer und Kieselkalk, Wo = Wolfschacher Plattenkalk der unteren Kreide, R = Rudistenbrekzien und Kalk, Fl = Schiefer und Mergel der oberen Kreide, (Aufgeschobene, südalpine Schichtfolge.) — HD = Hauptdolomit, Dk = Dachsteinkalk, Ti = Tithonkalk, Wo = Wolfschacher Plattenkalk der unteren Kreide, R u. Fl = Wechsel von Rudistenbrekzien und Kalken mit Schiefen und Mergeln der oberen Kreide. (Zum Ternovener Plateau gehörige Schichtfolge.)

Bauplan. Wenn wir das ganze Bild der Tektonik im Westen des Ternovenerwaldes bis gegen Karfreit zu und Nord davon bis an den Hauptkamm betrachten, ergibt sich folgendes.

Die Ternovanerdecke taucht gegen den Isonzo zu mit den mesozoischen Teilen allgemein und rasch unter. Kreide und Flysch, also das Dach der Decke werden herrschend. Nach Winkler liegt der Flysch transgressiv auf z. T. gefalteter Kreide. Der Jura erscheint nochmals im Isonzotale, taucht westwärts nochmals im Matajur kuppelförmig auf. Diese Kuppel fällt mit einem Flyschdache an der *frattura periadriatica* unter die friaulischen Alpen, unter den Stolz, der mit Hauptdolomit einsetzt, Jura und Kreide trägt. Diese ganze Serie fällt mit Flysch unter die Dachsteinkalke des Polovnik und des Krn. Dabei liegt noch in Scherben die Julische Vorzone mit Jura eingeschaltet zwischen Senon und Trias. Die Flyschzone ist hier nicht einheitlich, sondern gehört wahrscheinlich zwei Serien an. Die tiefere Serie umfaßt die Oberkreide (Eozän) des Stolzuges und liegt normal auf Jura. Die obere Serie wird von dieser unteren Serie durch eine Überschiebungslinie geschieden, die gleich wäre der Kirchheimer Linie. Denn diese obere Kreide wäre die Kreide, die tektonisch der Kreidezone an der Basis des Wocheiner Tunnels entspricht, also der Bačatal-Porezenzone angehörig. Daß das möglich ist, hat Winkler auch im Osten beobachtet.

Die *frattura periadriatica*, d. h. die Überschiebung der friaulischen Alpen auf die Venetianische Randzone, die Linie, die von Belluno bis an den Stofuß reicht, wird seit Stur in die Südseite der Julischen Alpen fortgesetzt. Auch Kossmat ist ähnlicher Meinung. Nach ihm ist die Fortsetzung der Stollinie, also der *frattura periadriatica*, die Kirchheimer Linie. Kossmat zeichnet auf der geologischen Karte, Blatt Tolmein und Karfreit, in der Fortsetzung der Trias des Stol eine mehr oder weniger zusammenhängende Kette von Trias-Juraaufbrüchen, die in schmaler Zone sich über Tolmein gegen Kirchheim verfolgen lassen. Diese Art der Verbindung ist anzuzweifeln. Wir sehen, wie auf dem Dache der Ternovanerdecke, auf dem Flysch Deckschollen der Vorzone liegen, wie die gleichen Deckschollen auch an der Kirchheimer Linie meist basal liegen (Trias), wie über ihnen sich die Porezenzone aufbaut. Diese ganze Julische Vorzone hat weiter im Osten, wie wir sahen, paläozoische Schiefer, hat die Pseudogailtalerfazies der Trias, Amphiclinenschichten, die hornsteinreiche (Bača-)Fazies des Mesozoikum. Mit einem Worte, es ist eine Zone, die ganz anders gebaut ist als die Stolzone. Gehen auch die *calci selciferi* durch, so ist doch der ganze Aufbau, die Größe der Tektonik eine andere. Hier haben wir metamorphe „Silur-Devon“-Kalke, die sich als Trias-Jura entpuppt haben. Ich frage, gibt es auch nur annähernd Ähnliches an der *frattura periadriatica* des Westens? Da gibt es nur eine Antwort darauf: Nein. Wo ist denn die Fortsetzung dieser Linie? Wer den Charakter der *frattura periadriatica* erfaßt hat, der kann ihre Fortsetzung nur an der Grenze von

Flysch- und Molassezone einerseits und der Kalkzone andererseits suchen, also an der Grenze der adriatischen Außenzone und der unterdinarischen Decke.

Die Fortsetzung der *frattura periadriatica* kann man nur in der Überschiebung des Ternovanerwaldes auf das vorliegende Flyschgebiet suchen, bei Haidenschaft, Adelsberg und in seiner Fortsetzung. Dann bleibt der „Wert“ der Linie der gleiche, die Zonen dies- und jenseits der Linien dieselben.

Die **Bauformel** der Julischen Vorzone läßt sich am ehesten auf eine oder mehrere liegende Falten zurückführen, wie das schon Kossmat getan hat. Winkler macht Decken und betont den Faziesunterschied gegenüber der vorliegenden Zone. Auch wir halten die Julische Vorzone für eine Decke, die zwischen der Decke des Ternovanerwaldes und der der Julischen Alpen liegt, im Kern paläozoische Schiefer hat und im großen und ganzen auf eine liegende Falte mit stark verschliffenem Liegendschenkel zurückzuführen ist. Er ist aber vorhanden und zeigt sich in Jurafetzen, wie das z. B. bei der Deckscholle Pontleve der Fall ist. Die Decke der Julischen Vorzone könnte vielleicht als die Fortsetzung der bosnischen Schieferhornsteinzone, oder als ein abgeänderter Ast derselben angesehen werden. Da wir diese als oberdinarische Einheit durch die ganzen Dinariden von Kroatien, Bosnien, Albanien verfolgen können, da wir die Decke der Julischen Alpen, die darüber zu liegen kommt, als hochdinarische Decke bezeichnen, so könnte man die Decke der Julischen Vorzone oberdinarisch nennen. Diese Decke keilt gegen Westen zu rasch aus und ist, wie gesagt, unter dem Polovnik nur mehr in Fetzen vorhanden. Vielleicht ist die Kreide von Flitsch ein Fenster der oberdinarischen Decke, also der Decke der Julischen Vorzone unter der hochdinarischen Decke der Julischen Hauptzone. Winkler hat schon angedeutet, daß die Kreide des Flitscher Kessels ein Fenster unter den Dachsteinkalken der Julischen Hauptzone sein könnte. Als Beweis wird geltend gemacht, daß die Dachsteinkalke des Polovnik nicht antiklinal aus der Kreide auftauchen, wie Kossmat darstellt, sondern im Gegenteil auf ihr schwimmen, was sehr plausibel erscheint. Wenn das der Fall ist, dann ist der Polovnik noch Julische Hauptdecke, dann muß auch die Fortsetzung der Überschiebungslinie gegen Westen vom Polovnik an fortgehen. Hier zieht in der Tat im Süden des Canin, der Baba, des Skutnik ein „Synkline“ von Kreide westwärts, die vermutlich die Deckengrenze der ober- und hochdinarischen Decken gegen die unterdinarische abgibt. Diese Linie muß in der Richtung des Resiatales zu suchen sein. In der Tat findet sich da im Süden des Fellatales und östlich des Tagliamento auf der Nordseite des Monte Ciucis Eozän als ganz schmale Zone zwischen südfallenden Dachsteinkalk eingeklemmt. Dabei wird das Eozän von Raibler Schichten

begleitet. Auf diese interessante Tektonik, die G. Dainelli 1921 in einigen Profilen wiedergibt, werden wir später noch zu sprechen kommen. Wenn dieses Eozän tatsächlich eine Deckengrenze bezeichnen würde, so wäre das Land im Norden davon der (ober)-hochdinarischen Decke zuzurechnen, das Kalkgebirge im Süden, die friaulischen Alpen, bis an die *frattura periadriatica* aber der unterdinarischen Serie (Fig. 95).

Wir wenden uns nunmehr einer kurzen Besprechung des **Aufbaues der Steiner Alpen und des Koschutazuges** zu. Das ist eine Region, die zuletzt von F. Teller eingehend studiert worden ist. Der Bau des ganzen Gebietes ist der einer Riesenkuppel, die mit dem Koschutazuge aus der dinarischen Narbe entsteigt, dann in den Steiner Alpen sich allmählich nach Süden senkt. Das Dach der Antiklinale ist erodiert. So erscheint im Aufbruche des Seeberges die Unterlage der mächtigen Triaskalkdolomitmassen. Den Hauptbestandteil des Aufbruches bilden die paläozoischen Ablagerungen des Seeberges in der karnischen Entwicklung. Silurschiefer, Devonkalke, Karbon, (Fusulinenkalke, Konglomerate) Perm ist vorhanden. Teller hat die Grundzüge der Stratigraphie gegeben, die im allgemeinen den Tatsachen entspricht. Nicht richtig ist dagegen die Aufstellung eines Permdolomites. Dieser Permdolomit wurde auf Grund der Lagerung konstruiert. Er liegt über rotem Sandstein und meist unter einer mächtigen Zone von Werfener Schiefer. Das sprach für permisches Alter. Freilich war es Teller schon nicht entgangen, daß die Dolomite Triasdolomiten ähnlich sehen, er gab auch eine Stelle an, wo man an dem permischen Alter des Dolomites irre werden könnte. Tatsächlich kann man allenthalben in dem Dolomit bei näherem Zusehen Diploporen des Wettersteinniveaus finden. Es ist also der Permdolomit in Wirklichkeit Triasdolomit, seine Lage unter dem Werfener Schiefer ist eine tektonische.

Die **Seebergdecke**. So kann man im Aufbruche des Seeberges eine tiefere Einheit weithin erkennen, die das Paläozoikum zur Grundlage hat und die im Mesozoikum aus Scherben von Trias besteht, soweit dies bekannt ist. Erst darüber folgt die eigentliche **Hauptdecke der Steiner Alpen**, die südlich der Save mit der **Hauptdecke der Julischen Alpen** ident ist. Nur fragt sich, ob die Seebergdecke der Julischen Vorzone gleichzustellen wäre. Im Aufbruche des Seeberges ist jedenfalls die Seebergdecke — vorausgesetzt, daß sie überhaupt eine selbständige Decke bildet — sehr verschieden von der Bača- und Porezenzone. Es fehlen alle jüngeren Glieder. Doch das wäre kein Argument dagegen. Wir sehen doch, wie die tieferen Decken der Wurzelzone allgemein ihre jüngeren Glieder verlieren, wie diese vorgeschoben werden. Dann könnte die Julische Vorzonendecke als der Stirnteil der Seebergdecke betrachtet werden. Vermittelnd in jeder Hinsicht wäre die Zone von Ponigl, die auf der Südseite der Steiner Alpen mit dem paläozoischen

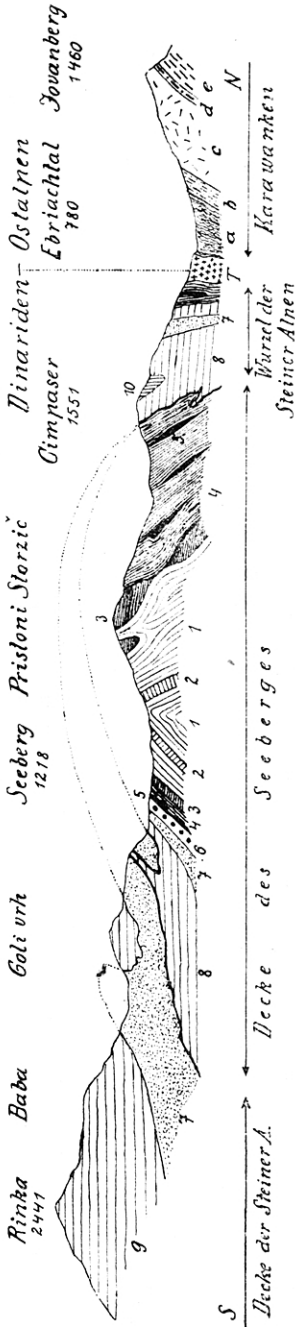


Fig. 90. Bauformel der Karawanken und der Steiner Alpen im Profil von Eisenkappel gegen Vellach. Nach L. Kober 1912. T = Tonalit. a = Phyllite und Schiefer (Karbon). b = Werfener Schiefer. c = Muschelkalk. d = Raiberschiechten. e = Hauptdolomit. 1 = Silurschiefer. 2 = Silurkalk. 3 = Devonkalk. 4 = Oberkarbon. 5 = Konglomerate. 6 = Perm. 7 = Werfener Schiefer. 8 = Triasdolomit. 9 = Dachsteinkalk. 10 = Hauptdolomit (Dachsteinkalk).

Alpiden Dinariden

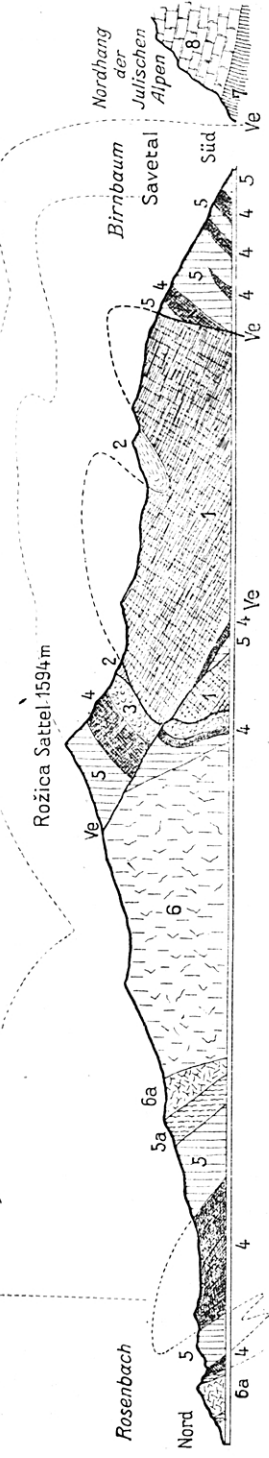


Fig. 91. Profil des Karawankentunnels nach F. Teller. Ve = Verwerfung. 1 = Auernschiechten (Oberkarbon). 2 = Trogkofelkalk (Permokarbon). 3 = Perm. 4 = Werfener Schiefer. 5 = Muschelkalk (5a = dunkle Kalk). 6 = ladinische Dolomite und Kalkschiefer mit Pos. wengensis (6a). 7 = Hauptdolomit. 8 = Dachsteinkalk. Das Profil gibt in Verbindung mit Profil 87 einen vollständigen Durchschnitt durch die Südalpen von Rosenbach bis Kirchheim. Vergleiche auch besonders Profil 90 und 91.

Aufbrüche des Kranski Reber unter den Steiner Alpen (unter Werfener Schiefer der Hauptdecke) weithin zutage kommt und über der Save mit der Bačazone tatsächlich in Verbindung steht.

Wir fügen noch kurz ein Profil des Baues des Karawankentunnels nach F. Teller bei (Fig. 91). Wir sehen, wie hier der Aufbruch des Seeberges nach Süden hin überdeckt wird von der Trias, wie diese, etwas eingebrochen, direkt in die Julischen Alpen fortsetzt. Hier fehlt eine tiefere Decke. Nordwärts sehen wir die nordblickende Trias, die Wurzelzone der nördlichen Kalkalpen.

Der Koschutazug, seine Fortsetzung im Mittagkogel, bzw. die Triasscholle über dem Karawankentunnel, ist die Wurzelzone der hochdinarischen Decke. Sie sei zugleich auch die Wurzelzone der hochalpinen Decken, bzw. ihre Wurzel kann nicht weit davon entfernt sein. ²

Das sind nur ganz kurze wesentliche Züge des Baues der Dinariden zwischen Triest und Eisenkappel.

Zusammenfassung. Wir sehen im Profile von Triest gegen Eisenkappel einen Deckenbau der südlichen Kalkzone mit einer Teilung in drei Hauptdecken, mit einer Bewegung, die vollständig evident ist. Sie geht nach Süden. Dieser klare Deckenbau, die Einheitlichkeit der Bewegung zwingt, die südliche Kalkzone dieses Gebietes als Dinariden von den Alpen abzusondern. Es ist in der Tat ein anderes Gebirge als die Ostalpen. Freilich ist der Deckenbau der Dinariden kein so gewaltiger wie der der Ostalpen. Er ist aber auch nur das Ausgehende eines Deckenbaues, der die Dinariden in ihrer Fortsetzung gegen SO beherrscht, in Dalmatien, Bosnien, Albanien, in Griechenland. Die großen Deckenbaue habe ich 1914 zuerst aufzuzeigen versucht. Nopcsa ist im großen und ganzen zu gleicher Deckengliederung gekommen. Es ist kein Zweifel, die Dinariden des Ostens haben Deckenbau, der nach Osten immer gewaltiger wird, da die Dinariden ein immer breiteres Gebirge werden.

Dieser Bau des Ostens ist ein ganz anderer als der des Westens. In den Südtiroler Dolomiten, in den venetianischen, in den lombardischen Kalkalpen sehen wir nichts mehr von den komplizierten Decken des östlichen Teiles. Es ist meist nur mehr eine Einheit da, und die ist einfach gebaut. Für dieses Gebiet gelten die alten bisherigen Darstellungen vollständig zu Recht. Daran wird auch die Zukunft nichts Wesentliches ändern.

Der Deckenbau der Dinariden längs der Adria. Wir verfolgen von Triest längs der Küste und durch die Inseln die adriatische Außenzone. Kreide und Flysch sind die herrschenden Gesteine. Die Ketten sind nach außen überschlagen. Die Zone bildet ein flacheres Vorland.

Ihr Ostrand ist der steile Überschiebungsrand des Velebit. Nach Schubert legt sich über das Vorland der Velebit mit basaler Kreide, mit Jura als Liegendenschenkel. Im Kern der weit gegen SW vordringenden Falte erscheint Karbon. Gegen Kroatien zu folgen weite Kreidesynklinalen in normalen Schenkeln. Der weitere Bau scheint mir noch nicht klar gestellt. Sicher ist, daß die unterdinarische Decke weithin über die adriatische Außenzone als große Liegendefalte hinwegtritt. Das lehren die liegenden Falten des Birnbaumer Waldes, des Velebit und die daran anschließenden Überschiebungszonen von Dernis. Hier liegen über Flyschsynklinalen der adriatischen Außenzone Trias-Jura-Kreideschollen der unterdinarischen Decke. Ebenso sicher ist, daß an der Innenseite bei Karlstadt noch die bosnische Schieferhornsteinzone als vollständige Einheit vorhanden ist.

Die **venetianischen und friaulischen Alpen** bilden das Gebirge, das westlich des Isonzo bis gegen Belluno und nordwärts bis an die Tagliamentoflexur reicht. Die *frattura periadriatica* scheidet die venetianischen Voralpen und die eigentlichen friaulischen Alpen. Über

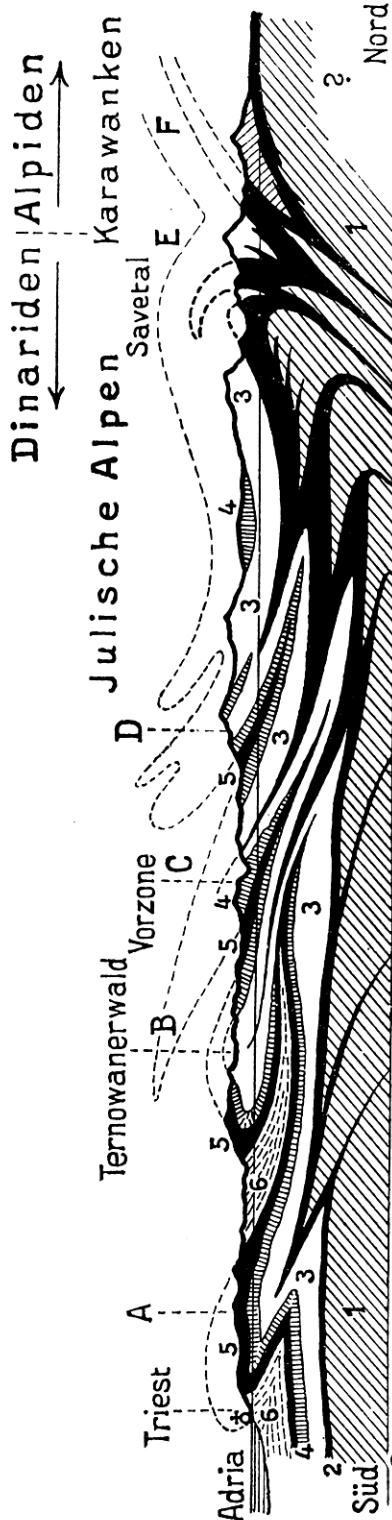


Fig. 92. Bauformel der Dinariden im Profil von Triest über die Julischen Alpen gegen Klagenfurt (Rosenbach) in Kärnten. 1 = Grundgebirge. 2 = Paläozoikum. 3 = Trias. 4 = Jura. 5 = Kreide. 6 = Flysch. A = Adriatische Außenzone. B = Ternovanderdecke (unterdinarisch). C = Decke der Vorzone (oberdinarisch). D = Decke der Julischen Alpen (hochdinarische Decke). E = Wurzel der hochdinarischen Decken. F = Wurzel der hoch- und oberostalpinen Decken (der Karawanken).

dieses Gebiet liegt eine neuere Zusammenfassung von Giotto Dainelli, erschienen 1921, vor, der wir hier folgen.

Die **venetianische Außenzone** zeigt sich im Westen als eine ziemlich breite Zone, die aber nach Osten, gegen den Tagliamento zu, rasch schmaler wird. An der Außenzone liegen die jüngsten Bildungen: Oligozän, Miozän und Pliozän (Pontische Schichten). Nicht überall ist das Oligozän vorhanden. Vollständiger ist die Schichtfolge des Neogen. Die ganze Schichtserie ist noch gefaltet, meist nach Süden überstürzt. Weiter im Westen heißt dieser Abbruch: Frattura di Morena. Östlich der Piave liegt im Bosco die Consiglio, dann im Becken von Alpago ein Synklinale, von Flysch, im letzteren noch eine solche von Miozän. Meist besteht das Gebirge aus Kreide. Im Süden der flachen

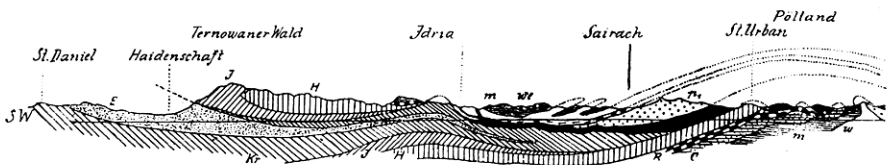
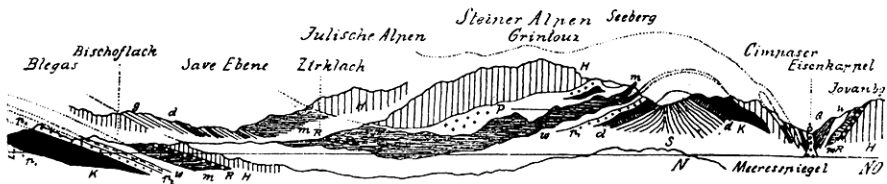


Fig. 93. Versuch einer Deutung der Lagerungsverhältnisse der Dinariden im Profile von Triest gegen Eisenkappel in Kärnten nach L. Kober 1914. Die Außenzone zeigt bei St. Daniel Kreide (Kr) und Eozänflysch (E). Dann folgt die unterdinarische Decke, eine große liegende Falte bildend. Die Stirn liegt im Ternovener Wald, besteht aus Kreide, die bei Idria über Eozän liegt, aus Jura (J) und Hauptdolomit (H). Um Idria kommen wir in den Kern der Falte, in Wengen-Cassianer Schichten, in Werfener Schichten (We), in Karbon (P). In Pölland tritt unter der Deckfalte von Perm (p) und Karbon Trias heraus (Hauptdolomit = H, Raibler Schichten = R, Cassianer Schichten = C, dann Muschelkalk = m, Werfener Schiefer = W). Hier sind wir auch

Flyschsynklinale des B. di Consiglio erscheint im Monte Croce nochmals Jura (Calci selciferi). Meist tritt nur Kreidekalk auf. Gegen die frattura periadriatica auch Flysch. Dieser sinkt allgemein unter das triadische Kalkgebirge der friaulischen Alpen.

Die **friaulischen Alpen** selbst bestehen zum größten Teil aus Hauptdolomit, sind an der frattura periadriatica vom Becken von Alpago (östlich von Belluno) bis nach Karfreit allgemein über die vorliegende Außenzone hinweggeschoben. Die Überschiebung ist klar ausgesprochen, bringt häufig an der Basis Raibler Schichten mit. Diese bilden offenbar den Gleithorizont. Raibler Schichten erscheinen auch an mehreren Stellen im Kalkgebirge selbst, bilden aber auf der Innenseite von Pieve di Cadore längs des Tagliamento bis zum Resiatal, bis zur Südseite des Canin ein zusammenhängendes Band, das als die Unterlage des Hauptdolomites hervortritt, dabei häufig über den Dachsteinkalk hinweg nach Süden überschlagen ist. Nahe diesem Raibler Bande liegt das Eozän des

Mont Ciucis in einer höchst merkwürdigen Position (Fig. 95). Wir sehen, wie an der *fractura periadriatica* Raibler Schichten als Basis der überschobenen friaulischen Alpen allgemein auf Eozän liegen. So drängt sich die Vermutung auf, ob das Verhältnis Raibler Schichten-Eozän des Mont Ciucis nicht als Fenster zu deuten wäre, das von unten her durch die Decke der Raibler Schichten und des Dachsteinkalkes durchgepreßt wäre, infolge Faltung der Decken. Ist der Flitscherkessel ein Fenster, dann könnte das Eozän des Mont Ciucis, das auf gleicher Höhe liegt, vielleicht auch als Fenster gedeutet werden. Dann wären die ganzen friaulischen Alpen eine Deckscholle, die über 12 km Breite hat. Dem steht gegenüber, daß die friaulischen Alpen bei Belluno, im Val Sugana mit der Außenzone verschmelzen, also zu einer Einheit werden.



in der Wurzelregion. Nördlich gegen Bischoflack zu kommen wir wieder in die normale Triasserie der unterdinarischen Decke. Dann aber treten wir an der Kirchheimer Linie in die oberdinarische Deckeneinheit. *g, d* sind die Kalke und Schiefer der Pseudogailtalerfazies (Silur—Devon—Trias). *MR* ist die Vorzone unter den Julischen Alpen (*d*). Im Fenster des Seeberg erscheint Silur (*S*), Devon (*d*), Karbon—Perm (*p*), Werfener Schiefer (*w*), dann die Schuppenregion der Seebergdecke (*m*), über der auch hier mit Karbon—Perm (*P*) beginnend die eigentliche Decke der Steiner Alpen käme. Bei Eisenkappel stoßen wir auf den Tonalit der Narbe, aus der nordwärts bewegt die Karawanken entstehen. *a* = Phyllit, *b* = Werfener Schiefer, *c* = Muschelkalk, *R* = Raibler Schichten, *H* = Hauptdolomit.

Hier wird die Überschiebung der *fractura periadriatica* zur Überstürzung der Cima d'Asta. Von hier strahlt über Agordo hinaus die Tagliamento-flexur aus, von hier nimmt die *fractura periadriatica* ihren Ausgang. Die alten Massen der Cima d'Asta drängen sich unmittelbar an die Außenzone heran, die friaulischen Alpen (im tektonischen Sinne) tauchen mit steilem Westgefälle unter das Eozän des Val Suganagebietes. Hier werden sie gerafft, schmal, genau so wie im Osten, im Stol, vor dem Hauptkamm der Julischen Alpen.

So spitzen die friaulischen Alpen in den heranrückenden Massen der Cima d'Asta im Westen, und den Julischen Alpen im Osten aus. Ihre größte Breite haben sie im mittleren Teil. Als ganzes zeigen sie einen stark nach Süden eingeworfenen Faltenbau. Zwei Synklinalzüge, aus Jura und Kreide bestehend, finden sich, der eine mehr im Norden, der andere im Süden. Es sind keine durchziehenden tiefgehenden Synklinalen. Oft heben sie in die Luft aus. Trotzdem zeichnen sie

deutlich den Schollenfaltenbau, der sich aus der schönen Karte von G. Dainelli klar entnehmen läßt. Ich gebe im folgenden ein Profil, das ich nach der Karte von Dainelli gezeichnet habe. Siehe Tafel VI, Figur 2.

Die Fortsetzung dieses Profiles (siehe Tafel VI, Figur 1) nach Norden führt uns in das Gebiet der Alpen von San Stefano und seine Unterlage, die in der Karnischen Hauptkette erscheint. Ich habe noch den Drauzug im Norden angefügt, so daß man aus obigen beiden Profilen einen **Querschnitt der Südalpen** im Profile etwa von **Sillian** im Drautale über **San Stefano, Pieve di Cadore**, bis nach **Tarcento** in Venetien erhält. Das Profil gibt einen klaren Überblick über den Bau. Wir sehen im Norden den nordbewegten Drauzug mit dem Charakter einer Wurzelzone. Triasdolomit mit einer Rhätsynklinale, aber eingeklemmt in Altkristallin. Dann folgt steil gestellt in der Grenze von Alpen und

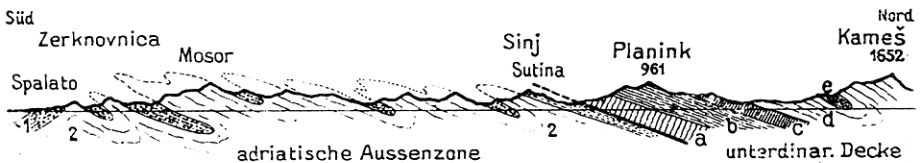


Fig. 94. Bauformel des Karstes zwischen Spalato und Sinj. 1 = Alttertiär, 2 = Kreide der adriatischen Außendecke. a = Trias. b = Jura, c = Unterkreide. d = Oberkreide. e = Eozän der unterdinarischen Decke. Nach Aufnahmen von F. Kerner. Gezeichnet von L. Kober 1922.

Dinariden das Kristallin des Gailtales. Südlich folgt durch Vermittlung einer schmalen Phyllitzone die Karnische Hauptkette mit silurischen Schiefen, Grünschiefern und eingeklemmten Kalken des Devon. Das Ganze steht steil oder fällt gegen Süden. Mit einer scharfen Grenze folgt eine neue Einheit, der Quarzphyllit. Er bildet das ganze Gebirge bis nach San Stefano hinab, erscheint nochmals weiter in einem Aufbruche im Süden des Kalkgebirges des Mt. Brentoni. Dann folgt eine schmale Kalkzone, an die sich sofort das Profil von Pieve di Cadore erschließt. Die Trias von San Stefano ist überaus interessant. G. Geyer hat darüber vor langer Zeit berichtet. Seiner Aufnahmskarte, Blatt Sillian, erschienen 1900, ist auch das obige Profil entzeichnet. Die Trias von San Stefano (Mt. Col, Mt. Brentoni usw.) ist das einzige mir bekannte Gebiet, wo die Wengener-Cassianerfazies rein ohne Schlerndolomit auftritt. Die ganze Trias ist ca. 1000 m mächtig und trägt oben noch Rhät, Jura. Dieser Bau wäre vielleicht der normale Aufbau, während rings herum dieser Normalbau verwischt wird, indem darüber, nach Abschiebung der Dachsteinkalke (auf den Raibler Schichten als Bewegungshorizont, siehe *frattura periadriatica*), die höhere

Decke mit Schlerndolomit liegt. So entsteht der Bau, wie er in den Sextener Dolomiten der westlichen Talseite herrscht. Hier, westlich von San Stefano, von Auronzo, sehen wir überall diese komplizierten Fazies- und Lagerungsverhältnisse, die sich scharf abheben von dem einfachen Bau der Brentonigruppe.

In diesen beiden Profilen sehen wir den klaren Fall, daß die ganze unterdinarische Decke von der *frattura periadriatica* bis an die Karnische Kette überall auf Quarzphyllit liegt, wo wir die Unterlage sehen. Erst unter dem Quarzphyllit kommt die Karnische Hauptkette heraus. Die Wurzeln dinarischer Decken werden nordwärts hin überschoben, ein Beweis, wie tief in den Dinariden, bei San Stefano im Comelico, noch die Aufschiebung der Dinariden auf die Alpenen zu

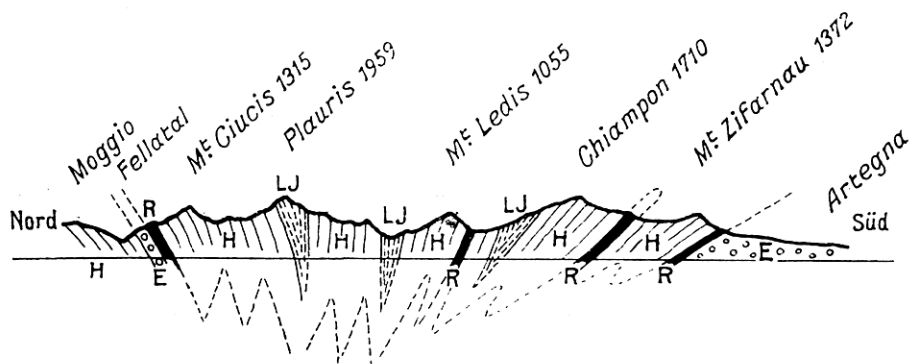


Fig. 95. Profil vom Fellatal gegen Artegna. Nach Profilen und der Karte von G. Dainelli gezeichnet. R = Raiblerschichten. H = Hauptdolomit. LJ = Lias-Jura. E = Eozän.

erkennen ist. Und zwar tritt hier die unterdinarische Decke, also eine sehr außen gelegene Zone, ungemein nahe an die Ostalpen heran. Die ober- und hochdinarischen Kalkdecken fehlen. Nur die paläozoischen Wurzelzonen sind in der Karnischen Kette vorhanden. Diese Silur-Devonzonen sind ja die Fortsetzung der paläozoischen Zonen, die wir im Osten, im Profile des Karawankentunnels, im Aufbruche des Seeberges, kennen gelernt haben. Dort sahen wir Triasmassen im Paläozoikum stecken, wurzeln, wie wir sagen. Solche Trümmer sind auch östlich von San Stefano vorhanden. Eine solche Scholle ist z. B. der Gartnerkofl. Von dieser paläozoischen Zone, bzw. den in ihnen steckenden mesozoischen Keilen, gehen die hochdinarischen Decken nach Süden über die unterdinarischen Decken in flacher Kuppel hinweg. Wir sahen das im Profil des Seeberges, des Karawankentunnels. Wir sehen das ebenso deutlich im Profil (das aber hier nicht wiedergegeben ist) von Tarvis, das Geyer gezeichnet hat. So verlangen die Erfahrungen des Ostens eine Fortsetzung der

ober- oder hochdinarischen Decken gegen Westen. Bei San Stefano sehen wir aber keine. Hier fehlt die oberdinarische Decke. Sie setzt unserer Auffassung ost- und westwärts des Gebietes vielleicht mit einer Decke ein, deren Charakterbestandteil der Schlerndolomit ist, eine Decke, die die Mergelfazies der Wengener- und Cassianerfazies im großen und ganzen entbehrt. Übergänge können, oder müssen in den Übergangsgebieten vorhanden sein. Das sehen wir ja auch in den Steiner Alpen.

Der **mittlere und westliche Teil der Dinariden**. Wir können uns hier kurz fassen. Die geologische Karte lehrt, daß die Überstürzung der Cima d'Asta die Grenze der unterdinarischen Decke gegen die Außenzone markiert. In dieser liegen der Aufbruch von Recoaro, das Plateau der Sette Comune und ihre Fortsetzung nach Osten und Westen. Nördlich der Überschiebung des Valsugana liegt die flache Tafel des Bozener Quarzporphyres und östlich davon das Gebiet, das wir hier als Südtiroler Dolomiten zusammenfassen. Wengener und Cassianer Schichten mit ihren Tuffen, Tuffiten treten weithin auf. Schlerndolomite „sollen“ in Verzahnung mit der Mergelfazies treten. Hauptdolomit und Dachsteinkalk bilden flache Tafeln auf der Unterlage. Neokom-Jura ist in Gipfelfaltungen gefaltet. Solche konnten Haug, Kober, Furlani, Rothpletz und Ogilvie aufzeigen. Letztere fanden auch in der Sellagruppe Raibler Schichten auf Dachsteinkalk überschoben. Am Langkofel findet sich Werfener Schiefer über Wengener-Cassianer Schichten. Ogilvie glaubte in den vielfach zu beobachtenden größeren horizontalen Dislokationen Torsionsphänomene und deckenförmigen Bau sehen zu können. Allgemein sieht man nur Brüche, z. B. die Villnöser Linie. Auffallend ist der ganze Bauplan des Abteies, des Grödenertales, des Dürrensteingebietes.

Im Dürrenstein liegen über den basalen Quarzphylliten nach Ogilvie Schuppen von Wengener und Cassianer Schichten. Sie sind anscheinend gegen Norden bewegt und werden vom Schlerndolomit des Dürrenstein überschoben. Dieser trägt die Dachsteinkalkmasse des Fanes- und Sennegebietes. Tatsächlich unterlagert den Seekofel des Sennegebietes eine mächtige Schlerndolomitmasse. Diese läßt sich bis ins Vigiltal verfolgen. Auf der Westseite ist vom Schlerndolomit der Nordseite keine Spur vorhanden. Wengener und Cassianer Schichten, bei Heiligenkreuz Raibler Schichten, bilden die Grenze gegen den Dachsteinkalk. Da tritt also unter dem 1000 m mächtigen Dachsteinkalk die Mergelfazies heraus. Auf der anderen Talseite, westlich, in der Gardenzaalpe, ist auf einmal wieder Schlerndolomit da. Darauf liegt aber nur ca. 200 m mächtiger Dachsteinkalk. Dann kommt sofort Jura und Neokom, das von Dachsteinkalk überschoben wird. Auf der Sella ist ein ähnliches Bild. Hier liegen doch noch Raibler Schichten an der

Basis der überschobenen Scholle. Auf den Faneser Dolomiten erscheint an der Tofana-Südseite das Schlerndolomitriff des Sett Sass, inmitten der Mergelfazies. Ist der Schlerndolomit wirklich ein Riff in der Mergelfazies der Wengener und Cassianer Schichten? Wie erklären sich die großen Mächtigkeitsschwankungen des Hauptdolomites auf dem westlichen und östlichen Gehänge des Abteitales, in der Gardenazza (ca. 200 m), in der Fanes (ca. 1000 m Dachsteinkalk)? Welche Rolle spielen die sogenannten Gipfelfaltungen der Tofana? Eindringlich treten die Fragen an jeden heran, der in diesen Gebieten gearbeitet hat. Sind diese Teile der Dinariden wirklich nur Erosionsgebirge? Ich glaube vielmehr, daß die Serie Schlerndolomit—Raibler Schichten—Dachsteinkalk der Serie mit den Wengener und Cassianer Schichten aufgeschoben ist, daß zwischen beiden anomale Kontakte vorhanden sind. Man kann zurzeit keinen direkten Beweis führen. Ich kann nur darauf hinweisen,

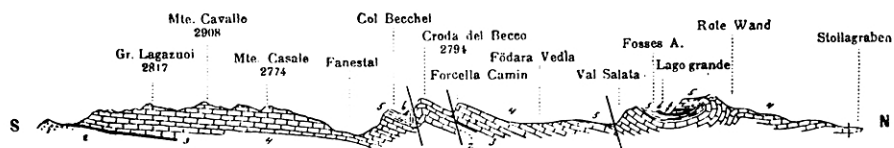


Fig. 96. Bauformel der „südtiroler Dolomiten“. Tofana—Sella-Hochplateau. Die „Gipfelfaltungen“ der Dachsteinkalkscholle. 2 = Schlerndolomit. 3 = Raiblerschichten. 4 = Dachsteinkalk. 5 = Graue Kalke des Lias. 6 = Akanthikusschichten des oberen Jura. 8 = Tithon—Neokom Abyssite (Radiolarite) und Fleckenmergel. Am Croda del Becco liegt bei 6 ein Quarzkonglomerat transgressiv, das als Obere Kreide (Gosau) gedeutet werden kann. Nach L. Kober 1909.

daß an mehreren Stellen sich zwischen den beiden Faziesgebieten Werfener Schiefer einstellen, daß mir bei meinen Arbeiten in diesen Gegenden immer der Gegensatz der beiden Serien sehr auffällig war. Hier werden jedenfalls neuere Untersuchungen im modernen Sinne Aufklärungen bringen. Es sei noch darauf hingewiesen, daß in der Fanes, am Croda del Becco ein Quarzkonglomerat bekannt ist, das für Oberkreide angesehen wird.

Nach unseren Vorstellungen wären die Dachsteinkalkgebirge der Boita, Gader, Rienz Deckschollenreste der hochdinarischen Decke, die von Norden her über die unterdinarische Decke hinweg geschoben worden ist. Dabei sind die höheren Glieder der unterdinarischen Decken vom Dachsteinkalk an losgelöst und nach Süden vorgestaut worden. Wäre das basale Gebirge ganz vorhanden, so wäre es von der Art — unserer Vorstellung nach — etwa wie das Etschbuchtgebirge. Denn dieses hängt an der Etsch mit der unterdinarischen Decke zusammen. Die Brenta ist selbst nur ein kleinerer Splitter, der von Westen her über Eozän gleichsam rückgefaltet worden ist,

analog der unterdinarischen Einheit. Vom Gardasee an gegen Westen haben wir im großen und ganzen nur eine Einheit vor uns: die lombardischen Kalkalpen, die ihrem ganzen Bau nach die Fortsetzung der adriatischen Außenzone sind. In flachen Wellen fallen sie von den Alpen in die lombardische Tiefebene ab. Am Außenrande sehen wir Alt- und Jungtertiär als Vertreter der Flysch- und Molassezone der Südalpen.

Im Gebiete der Luganer Kalkalpen finden wir: Kristalline Schiefer, Porphyrite und Quarzporphyre. Dann folgt Trias und Jura. Kreide und Tertiär folgen weiter nach außen. Bis zum Miozän herrscht in diesen Gebieten vollständige Ruhe. Von da an führt die allgemeine Pressung die Kalkblöcke nach Norden, an die Wurzelzone heran.

Vergleich der südlichen Kalkalpenzone mit der nördlichen.

Wir verstehen die Tektonik der südlichen Kalkalpen leichter, wenn wir sie mit der nördlichen Kalkzone vergleichen. Von San Stefano bis in das Savetal liegt der Kalkalpenzone eine Grauwackenzone vor, die Karnische Kette. Die erscheint nur an der Unterlage, genau so wie die Grauwackenzone im Norden. Dann folgt die Kalkzone, in Falten, Decken zerlegt. Vor dieser liegt die Flysch-Molassezone. Die *frattura periadriatica* ist ungefähr die Grenze. Die südliche Kalkzone hat zwei Bewegungsrichtungen. Gegen die Etsch zu herrscht die SW—NO-Bewegung. Das ist sozusagen noch die schwäbische Richtung. Im Osten ist W—O, dann südlich von Laibach NW—SO-Richtung da. Erstere Richtung könnte als die „alpine“, letztere als die „dinarische“ bezeichnet werden. Im Raume der südlichen Etsch scharen sich gewissermaßen die SW—NO-Linien: Die Brentalinie, die Paganellalinie, die Val Sugana-Agardolinie, endlich die *frattura periadriatica*. Alle Linien gehen NO. Gegen das Etschbuchtgebirge schart sich dieses Bündel von Linien. Nach NO strahlt es weit auseinander. Gegen die Cima d'Asta zu stürzen sich 2—3 Wellen von Gesteinen übereinander, in kurzen Kaskaden. Im Osten, im Profile sind diese Gesteinswellen größer, komplizierter, mächtiger. Hier werden Decken. Der Bau des Ostens und des Westens verbinden sich bogenförmig durch die mittlere Zone mit W—O-Verläufe. Diese Richtung charakterisiert die *frattura periadriatica*, die Tagliamentoflexur. Letztere ist in vieler Hinsicht die Überstürzung der Cima d'Asta nach Süden. Diese verfolgen wir bis Agardo. Dann treten die Dachsteinkalke der südlichen Zone gegen untere Trias. Von Pieve di Cadore bis in das Resiatal sind wesentlich Raibler Schichten, die z. T. nach Süden (über Hauptdolomit) überschlagen sind, die „aufbrechenden Glieder“, während an der Cima d'Asta sich Altkristallin mit schmaler, verkehrter Trias über Flysch und Miozän der Südzone (Val Sugana) legt. Solche Linien sind Analoga zu den Aufbruchslinien der Nordkalkalpen (Brühl-Altenmarkterlinie usw.). Diese Linien erscheinen heute

meist als Deckengrenzen. In den Südalpen ist ähnliches. Auch die Tagliamentoflexur ist im Osten wahrscheinlich Deckengrenze. Sicher ist es die *frattura periadriatica*.

Zum Schlusse seien die Schichtfolgen der verschiedenen Gebiete der Dinariden kurz wiedergegeben.

Die Schichtfolge der Luganer Alpen besteht nach Frauenfelder und Heim aus Gneis, Granit und Casannaschiefer, aus Konglomeraten und Sandstein des Karbon, aus Tuffen, Konglomeraten, Sandsteinen mit Quarzporphyren des Perm. Dann folgt in der Trias Servino, darüber eine 1000 m starke Dolomitmasse, z. T. mit Sandsteinen usw., dann Raibler Schichten, endlich Hauptdolomit mit Kössener Schichten. Der Lias transgrediert (Hierlatzkalk, Kieselkalke) Darüber folgen Ammonitico rosso und Hornstein-Aptychenkalke und Radiolarite des Tithon. Biancone,

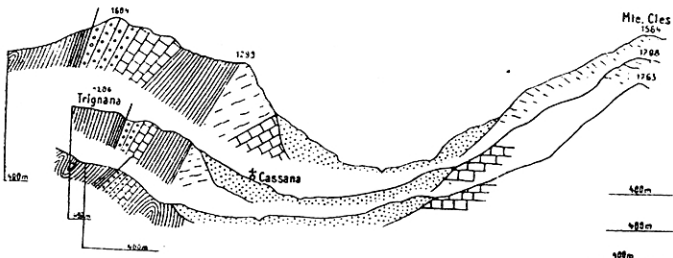


Fig. 97. Profile durch die Judikarienlinie westlich von Cles (Südtirol). Zeichen-erklärung. Von links nach rechts: Gneis, Amphibolit des ostalpinen Gebirges, Judikarienlinie, dann konglomeratische(!) Scaglia bei P. 1604, dann kalkige Scaglia, schiefrige Scaglia, graue Kalke des Rhät (P. 1299, Mte. Cles), darunter Hauptdolomit. Nach A. Spitz.

Scaglia bilden die Kreide. Sandsteine, Mergel mit Nummulitenkalk das Eozän. Oligozän? und Miozän? ist die Molasse mit Nagelfluh, Sandsteinen (mit Tonalitgeröllen!).

Die Kalkalpenzone vom Adamello zum Gardasee besteht nach Hammer aus Gneis und Glimmerschiefer, Quarzporphyr, Permo-Karbon-Sandstein, Grödner Sandstein, Servino (Buntsandstein), Muschelkalk, Wengener Schichten, Esinokalk, Raibler Schichten (mit Porphyren), Hauptdolomit, Rhät, Liaskalk, Oberjura, Biancone, Scaglia.

Im Etschbuchtgebirge ist vom Etschtal (von Kaltern) über Cles nach Malé nach den Aufnahmen von Vacek folgende Schichtfolge: im Perm Quarzporphyre, Grödner Sandstein, Oolith-Dolomit-Stufe, in der Trias Werfener Schiefer, unterer Muschelkalk (Konglomerate, Sandstein, Schiefer, dunkle Mergelkalke) Schlerndolomit, Raibler Schichten mit Melaphyren, Hauptdolomit, Rhät, im Jura graue Kalke des Lias, Oolithe, Aptychenschiefer und Tithon-Radiolarite. Transgressiv liegt Oberkreide als Scaglia. Neokom fehlt hier. Dem Eozän gehören an graue Mergel mit Nummulitenkalkbänken. Oligozän sind graue Mergel mit *Clavulina Szaboi*.

Gliederung der oberen Trias, des Jura und der Kreide¹⁾ des Dachsteinkalkgebirges zwischen Gader und Rienz. L. Kober.

Obere Kreide	Gosau	Konglomerate mit Quarzgeröllen des Col Becchei
Untere Kreide	Albien	Sandsteine und Konglomerate. Fossiliere graue Knollenkalke mit schieferigen Mergeln wechselnd.
	Aptien	Mergelige, wohlgeschichtete, graue und lilarote Knollenkalke mit großen Kalkbrocken.
	Barrémien	Helle, graue Bänke von Mergel und kieselfreien Kalken mit dicken fossilienreichen harten Kalkknollen.
	Hauterivien	Graue und grüne Bänke mit Hornsteinfladen und grauen, stellenweise rotfarbenen, fossilführenden Knollen.
	Valangien	Weinrote geschichtete Mergel und Kalke mit knolliger Oberfläche.
	Berriasien	Hellgraue bis grüne dünn geschichtete ebenflächige Kieselkalke mit flachen, grünen oder braunen Hornsteinlinsen; dünn geschichtete rote Kalke mit roten Hornsteinen; weiße Mergelkalke, Diphyakalke.
Malm	Tithon	
	Kimmeridgien Oxfordien	Meist rote Knollenkalke (Acanthi-cuskalke) } Lokal rote Crinoidenkalke und weiße Knollenkalke.
Dogger	Callovien	Graue Kalke } Einlagerungen von Crinoidenkalken mit Brachiopoden der Klausschichten. rote feinkörnige Kalke } Lager von weißen Crinoidenkalken. Klausschichten. Fauna der <i>Ludwigia Murchisonae</i> .
	Bathonien	
	Bajocien	
Lias	oberer Lias	Einlagerungen von rotem Marmor mit <i>Harpoceras discoides</i> Ziet. und <i>Hammatoceras insigne</i> . Schübl. Mit Lagern von weißen und rötlichen Crinoidenkalken. Brachiopoden der Schichten der <i>Terebratula Aspasia</i> Men.
	mittlerer Lias	
	unterer Lias	
Obere Trias	Rhät	Dachsteinkalke } ? Kalke mit der Gastropodenfauna der Roßhütte. ? Kalke mit <i>Ter. dubiosa</i> . ? Kalke mit <i>Megalodus Mojsvari</i> .
	norisch	

¹⁾ Die Gliederung der unteren Kreide rührt von E. Haug her. Jahrbuch der k. k. Geol. Reichsanstalt 1887.

Die friaulischen Kalkalpen bestehen nach Dainelli aus Raibler Schichten, Hauptdolomit, Rhät, Lias-Jura aus Schiefen mit Hornsteinen, Ammonitico rosso, Cephalopodenkalken (Bathon. und Callov.), Oolithkalken und Hornsteinkalk des Oxford. und Sequan., Hornstein-Aptychenkalken, Biancone und Scaglia der Kreide.

Die Außenzone umfaßt Jura-Hornsteinschichten, Biancone, Scaglia, Eozän, Oligozän, Miozän und Pliozän.

Die Schichtfolge vom Aufbruche bei Recoaro gegen den Gardasee zu besteht nach Vacek aus folgenden Schichten: Quarzphyllit, dann permischer Quarzporphyr, Grödner Sandstein, Oolith-Dolomitzone. Die Trias besteht aus Werfener Schiefer, unterem Muschelkalk, Spizzekalk und Schlerndolomit. Dann folgen Raibler Schichten mit Melaphyrtuffen und Mergeln, dann Hauptdolomit mit Rhätkalk. Dem Lias gehören an: graue Kalke, dem Dogger Oolithe von S. Vigilio, dem Malm Acanthicus-Schichten und Tithon. Die Unterkreide hat Biancone, die Oberkreide Scaglia. Das Eozän hat Nummulitenkalk und Mergel, Basalttuff, das Oligozän Mergel mit Clavulina Szaboi und Nulliporenkalk.

Das Gebirge Süd von San Stefano, die Monte Tudajo-Brentoni-gruppe besteht aus Werfener Schiefer, Mendoladolomit, Kalk mit Protrachyceras, Buchensteiner Schichten, Wengener Schiefer, Cassianer Schiefer, Raibler Schiefer, Hauptdolomit und Dachsteinkalk, Rhätkalk und Mergel, rotem Liaskalk und jurassischem Hornsteinkalk. Die ganze Schichtfolge ist ca. 1000 m mächtig (nach G. Geyer, 1900).

Dem Ternovanerwald gehören zu: Hauptdolomit, Dachsteinkalk, dem Jura der dichte Liegendkalk, dann Oberlias- und Dogger-Oolithe, Sphäraactinien- und Korallenkalke des Malm, endlich Dicerias- und Nerineenkalke. Die Unterkreide hat Plattenkalke, Requiendienkalk, die Oberkreide Rudistenkalk. Transgressiv liegt der Flysch mit Einlagerungen von Kalkkonglomeraten (nach Kossmat).

Die unterdinarische Decke hat im Pöllander-Idrianer Gebiet: Karbon: Schiefer; Perm: Grödner Sandstein, Bellerophonkalk; Trias: Werfener Schiefer; Dolomite (Schlerndolomit), Wengener Schiefer, Tuffe, Raibler Schichten, Hauptdolomit, Megalodonten(Dachstein-)kalk.

Die Bačatal-Poresenzone hat: Grauwacken: Schiefer, Phyllite des Paläozoikum, Bellerophonkalk? Werfener Schiefer, Esinokalke, Amphiclinenschiefer (Pseudogailtaler Schieferfazies der Trias), Hallstätterkalk, Hauptdolomit mit Hornsteinen; Lias-Jura (bis 1000 m mächtig!): Kalke und Mergel mit Hornsteinen, Tonschiefer und Mergel, Crinoidenkalke, kieselige Schiefer; Unterkreide: Woltschacher Plattenkalk mit Hornsteinen; Oberkreide, flyschartige Tonschiefer, oben Radiolitenkalk (Gosau?).

Die Juravorzone der Julischen Alpen hat: Crinoidenkalke, Hornsteinkalke, Schiefer, Radiolarite und Hornsteinkalke des Tithon.

Tafel der paläozoischen Formationen der karnischen Hauptkette.

	Facies calcaire		Facies schisteux et arénacé		R. érup- tives	R. méta- mor- phiques
Néo- permien	Calcaires bitumineux et schisteux à Bellérophon et Avicula striato-costata. Dolomie caverneuse, gypseuse etc. calcaires bitumineux etc.		—		—	—
Éo- per- mien	—		Grès de Valgardena conglomérat de Valgardena		Porphyres, Porphyrites. Diabases etc.	—
Néo- carboni- fère	Calcaire noir à Coraux, Brachiopodes et Mollusques	Brèche de Uggowitz Calcaires à Fusulina et Schwagerina Calcaires à Fusulina (Troglkofelkalke)	Schistes et grès avec fossiles animaux	Conglo- mérat quartzeux. Brèche silicieuse		
Lacune, Plissement, discordance et transgression ¹⁾						
Néo- dévonien	Calcaires à Clymenia	Calcaires réticulés, roses etc. à facies pseudo-silurique	Calcaires silicieux	Schistes argileux		
	Calcaires à Rhynchonella cuboides	—	—	—		
Méso- dévonien	Calcaires gris clair récifaux	Calcaires à Stringocephalus Calcaires à Cyathophyllum	Calcaires massifs gris foncés	—		
Éodévo- nien		Calcaires à Karpinskya Calcaires à Gastéropodes		—		
Néo- silurien	Calcaires réticulés à Tornoceras, Orthoceras alticola, O. Richteri etc.	Calcaires à Rhynch. Megaera. Calcaire noirâtre à Cardiola. Rh. Sappho	Calcaires gris clair à Coraux silicifiés	Schistes à Monograptus colonus	Grès à Pseudo-calamites	Brèches silicieuses, noirâtres
	Calcaires réticulés gris foncé à Orthoceras			Schistes à Rastrites		
Méso- silurien	Calcaires à Orthoceras	Calcaires noirs silicieux	Schistes argileux et calcaires à Monticuliporides et Orthis Actoniae		Schistes et grès	
			Schistes et grès, micaschistes et phyllades			
Calcaires micacés Bänderkalk Calcaires cristallins						

G. Vinassa de Regny et M. Gortany. Le paléozoïque des Alpes Carniques. Compt. Rend. XI. Congr. géol. int. Stockholm 1910. II. fasc. p. 1005.

¹⁾ Unterkarbon wahrscheinlich doch vorhanden.

Die Außenzone besteht bei Spalato nur aus Kreide und Eozän. Zur Kreide gehören: Hornsteinführende Kreidekalke, Chamiden- und Plattenkalke, Dolomite, Rudistenkalk. Dem älteren Eocän gehören an: Cosinaschichten, Alveolinen-, Nummulitenkalk, dem jüngeren hornsteinführende Nummulitenkalke, Knollenmergel und -kalke, Mergelschiefer und Brekzien. Dann folgen neogene Schichten (nach Kerner).

Der unterdinarischen Decke gehören bei Spalato zu: Rauhwacken, Myacitenschiefer, Ceratitenschiefer, der mittleren Trias Dolomite, Gyroporellkalke, Schiefertone und Hornsteinkalk, Diabasporphyrite, Pietra verde, Wengener Schiefer, der oberen Trias Plattensandsteine, Dolomite. Dem Lias gehören zu: Fleckenkalke, dem Jura Kalke und Dolomite, Lemesschiefer und Korallenkalk des Tithon, der Unterkreide Kalk (?), der Oberkreide und dem Eozän fast die gleichen Gesteine wie der adriatischen Außenzone (nach Kerner).

Die Schichtfolge des Velebit gegen das Meer zu bei Starigrad ist nach Schubert: Schwarze Karbonkalke und Schiefer und Neoschwagerinenkalke des Karbon, Sandsteine mit Schiefeln des Perm, dann Werfener Schiefer, Muschelkalk, Raibler Schiefer, Hauptdolomit, graue Kalke des Lias (?), Lithiothis- und Fleckenkalke, Cladocoropsiskalk. Die Kreide besteht aus Brekzien der Unterkreide, Dolomit an der Basis der Rudistenkalke, das Eozän aus Alveolinen, Nummulitenkalk, mitteleozänen Sandsteinen und Mergeln und Prominaschichten (nach Schubert).

IX. Der allgemeine Bauplan der Alpen

Das Vorland. Im Osten dehnt sich die **böhmische Masse**. Wie ein schwerer Keil schiebt sie sich vor. Zwei Richtungen treten beherrschend hervor. Die böhmische Richtung und die karpathische. Sie treffen sich bei St. Pölten an der Donau. Die eine läuft generell SO., die andere NO. Jede bezeichnet den Abbruch der böhmischen Masse unter die Molasse.

Weiter westlich folgt die **Trias-Jura-Synklinale der Schwäbischen Alb**. Der Jura taucht bei Passau an der Donau zum ersten Male auf. Längs der Donau zieht er in langem Bogen an die Südostkante des Schwarzwaldes, vor sich im Norden, gegen den Schwarzwald zu, die Trias. Gegen die Alpen zu folgt in breitem Kanale die **bayrische Molassezone**. Die Grenze von Miozän und dem Jura folgt im allgemeinen der Donau und bildet einen großen Bogen. Der ist sehr auffallend. Er spannt sich zwischen dem Schwarzwaldmassiv und der böhmischen

Masse. Wir nennen ihn den **Donaubogen**. Die Eckpfeiler des Bogens sind die Enden der Massive. Der Scheitel des Bogens ist ungefähr bei Regensburg.

Weiter sehen wir im Vorland zwischen Schwarzwald und Vogesen den **Rheingraben** eingesenkt. Weiter nach Westen folgt über der Trias der Jura, die Kreide, den Rand des Pariser Beckens bildend.

Vogesen und Schwarzwald werden als Antiklinorium gedeutet, das im Scheitel eingebrochen ist. Der Scheitelriß ist der Rheingraben. Auch das böhmische Massiv kann als ein solches Antiklinorium betrachtet werden, als eine Aufwölbung, die bei Straubing in Bayern zugleich etwas über die Kreide hinweg geschoben ist.

Zwischen den großen Antiklinorien liegen Synklinorien. Im Westen ist es das **Pariser Becken**. Es ragt nur mit seinem Ostrande in unser Gebiet herein. Die Schwäbische Alb ist ein weiteres Synklinorium.

So wechseln im Vorlande riesige Deformationen in W—O-Richtung ab. Zusammenpressungen mit N—S gerichteten Achsen erscheinen. Das zeigen die Längsstreckungen des Rheingrabens, des Schwarzwaldes, der Schwäbischen Alb.

Diese Richtung haben wir als Ausläufer der **atlantischen Richtung** kennen gelernt. (Siehe „Der Bau der Erde“, L. Kober).

Im Westen der Alpen staut sich das **französische Zentralplateau** auf. Mit steilem N—S-Rande löst es sich vom Plateau von Langres los und folgt bis tief im Süden der Rhone. Rasch sinkt das Plateau unter die Niederungen der Rhone. Große Komplikationen des Baues hat Termier jüngst aufgezeigt. Bei **Alais** liegen Neokom—**Klippen** Aquitanien aufgeschoben. Das Burdigalien liegt bereits wieder transgressiv auf diesen Klippen. Von Chalon s. S. zieht die breite **Molassezone der Rhone** von Norden gegen Süden. Hoch im Norden, bei Dôle, erscheint eine kleine Insel von Grundgebirge. Im weiten Bogen spannt sich das Juragebirge von der Südostkante des Schwarzwaldes gegen die Rhone. Scharf ist der Innenrand des Jura gegen die Molasse. Von der Isère, von Grenoble bis gegen Zürich, schaltet sich zwischen den Jura und die Alpen die **schweizerische Molasse**. Die Grenze von Jura und Molasse ist charakteristisch. Es ist ein Bogen. Wir nennen ihn den **Jurabogen**. Er ist die Fortsetzung des **Donaubogens**. Von Grenoble über Digne nach Nizza verfolgen wir über Molassesynklinalen eine Grenze zwischen den äußeren alpinen Ketten und den eigentlichen chaînes alpines. Es ist wieder ein Bogen. Wir nennen diesen Bogen den **Rhonebogen**. In scharfem Knick kettet oder schart sich an ihn der **provençalische Bogen**, der die chaînes des Maures im Norden begrenzt.

Von Brünn am Ostrande des böhmischen Massivs verfolgen wir über St. Pölten, Linz, Passau, Regensburg, Ulm, Zürich, Genf, Grenoble, Digne bis gegen Nizza eine schön geschwungene Linie als die Grenze des Vorlandes gegen die alpine Miozän- oder Molassezone. Drei Bogen können wir erfassen: den Rhone-Jurabogen vor den Westalpen, den Donaubogen vor den Ostalpen. Bei Wien und westlich davon setzt der **karpathische** Bogen an.

Die Molassezone. Von der Isère an bildet sie eine einheitliche Zone. Sie ist verschieden breit. Am breitesten zwischen Regensburg und Salzburg. Bei St. Pölten wird die Molassezone wieder recht schmal. Das böhmische Massiv schiebt sich ungemein nahe an die Donau heran. Allgemein ist der Rand der Molasse gegen die Alpen ein Überschiebungsrand. An der Isère verschmilzt der Jura mit den Alpen. Die Molasse liegt in Synklinalen zwischen Alpen und Vorland. Hier ist also keine Überschiebung der Alpen auf die Molasse. Diese hebt mit ihren Synklinalen aus. Das ist auch im Süden der Fall. Vom Genfer See bis an den Rhein aber ist die Molasse von den Alpen überfahren. Im Rhonetale bis auf 25 km Breite. Auch in Bayern ist der Kontakt der Molasse und der Flyschzone ein anomaler. Die oligozäne Molasse fällt unter die Flyschzone und ist selbst wieder durch diese Störung von der mehr flachliegenden miozänen Molasse geschieden. Bei Wien, am Buchberge, sehen wir die untermiozänen Konglomerate unter die Alpen einschließen.

Das ist der Südrand der Molasse. Der Nordrand ist ein normaler erosiver Transgressionsrand auf das böhmische Massiv, auf die Schwäbische Alb. Die Ostseite des Jura ist wieder tektonisch.

Die helvetischen Decken bilden jene große Deckenserie, die wir am Außenrande der Alpen vom ligurischen Meere bis an die Donau und von da in die Karpathen verfolgen können. In den Westalpen bauen die helvetischen Decken die subalpinen Ketten, aus denen die alten Massive des Mercantour, des Pelvoux und der Belledonne, der Aiguilles Rouges und des Mt. Blanc aufragen. Aus dieser Zone löst sich das Juragebirge los, während die helvetische Zone die helvetischen Kalkhochalpen zusammensetzt, aus denen wieder im Aar- und Gotthardmassiv alte variszische Horste auftauchen. Alles Land nördlich der Rhone und südlich der Molasse gehört dem helvetischen Gebirge an, ausgenommen das Chablais, das exotische Gebirge (Klippen) der Freiburger Alpen, sowie dessen Fortsetzung, die Schweizer Klippenzone (Mythen, Iberg usw.). In den Ostalpen bildet die helvetische Zone nur einen ganz schmalen Saum am Außenrande der nördlichen Kalkalpen. Im Westen, im Bregenzerwalde ist die typische helvetische Zone vorhanden, die nach Osten aber allmählich verschwindet. Reste finden sich noch in Bayern im Eozän

am Kressenberge, in Oberösterreich bei Gmunden. Das helvetische System der Ostalpen ist der Hauptsache nach die Sandstein-, die Flyschzone, in den Karpathen die karpathische Sandsteinzone.

Vom Rhein ostwärts fehlen allerorts kristalline Glieder, die Schichtfolge besteht aus Sandsteinen, dem Flysch, der kretazisch-eozän ist. In der Schweiz dagegen ist eine Schichtserie vorhanden, die über dem Kristallin, das zum größten Teil aus karbonisch intrudierten Graniten (Protoginen) und schmalen kleinen Karbonsynklijalresten besteht, und die mit der Trias beginnt und bis in das Eozän reicht. Meist ist nur in der Oberkreide eine kleine Lücke vorhanden, ebenso auch im Eozän, sonst ist die Schichtfolge ziemlich vollständig. Reduzierte Trias ist vorhanden, der Jura ist reichlicher entwickelt, am besten die Kreide. Es ist eine neritische Schichtfolge, bestehend aus Kalken, Schiefern (Brekzien), die z. T. eine gewisse Dynamometamorphose erfahren haben. Tektonisch repräsentieren die helvetischen Decken ein System, das aus den autochthonen Massiven (Aarmassiv usw.), ihrer primären Sedimentdecke und den darüber geschlagenen helvetischen Decken besteht. Diese Decken sind normale Faltendecken verschiedenster Größe.

Die helvetischen Decken wurzeln im Westen des Rheins in den autochthonen Massiven. Nach innen zu folgt in den Westalpen vom Meere an bis zum Rhein die penninische Zone der schistes lustrés, der Glanz-, Bündnerschiefer. Die Grenze ist im allgemeinen eine scharfe, liegt immer auf der Innenseite der Massive. In den Ostalpen grenzt die helvetische (Flysch-) Zone auf der Innenseite an die Kalkalpen und taucht überall unter diese unter, genau so, wie im Westen die helvetische Zone unter die schistes lustrés hinuntersinkt. So bilden zwei ganz verschiedene tektonische Glieder die Innenbegrenzung der helvetischen Serie — oberflächlich, während an der Außenseite vom ligurischen Meer bis an die Donau und von da in die Karpathen immer die Molassezone, das Miozän das (aufgestaute) Vorland bildet. Diese Grenzlinie ist ein Bogen, der vom Genfer See, gegen Wien ziemlich geradlinig verläuft.

Die helvetischen Decken setzen so die äußerste Zone der Alpen zusammen, bilden eine einheitliche Region, deren Sedimente der helvetischen Geantiklinale entstammen, die von der Trias an ununterbrochen bis in das Eozän existierte und dann durch die heranrückenden inneren Decken ausgepreßt worden ist. Die Deckenbildung selbst ist ein Akt, der aus zwei Phasen besteht, einer oligozänen und einer pliozänen. Im Oligozän erfolgte die Deckenanlage, die im Pliozän weitergeführt wurde, derart, daß, wenigstens in der Schweiz, die helvetischen Decken noch weit hin — an der Rhone bis 25 km — über die Molasse hinweggeschoben worden sind. Dabei wurden die helvetischen Decken mit

höherem, ultrahelvetischem Mesozoikum verfaltet. Das Grundgebirge wurde weithin herausgehoben. Östlich des Rheines ist das aber nicht mehr der Fall. Die „Flyschzone“ besteht hier mehr aus Kopfteilen weit vorgetragener jüngster Sedimentmassen. Die helvetische Kreide reicht als fast zusammenhängende Masse etwa bis an den Inn. Dann wird der ganze Charakter der Flyschzone ein anderer. Bei Wien ist die helvetische Schichtfolge in keiner Weise mehr vorhanden. Hier fehlt vor allem das tiefere Mesozoikum, Trias und der Jura. Die „Flyschzone“ ist hier hauptsächlich aus Oberkreide und Eozän zusammengesetzt. Jenseits der Donau stellen sich am Waschberge in der Außenzone bereits typische karpathische Gesteinsserien ein.

Die penninischen Decken. Charakteristisch sind die penninischen Schiefer, das metamorphe Mesozoikum in der Fazies der Bündner Schiefer, der schistes lustrés, der Schieferhülle der Tauern, Quarzite, Kalke, Marmore, Rauhacken, Schiefer mit häufigen Zwischenlagen von Grünschiefern (Serpentinen). Die penninischen Decken bauen in den Westalpen den mittleren Teil des Gebirges, die Zentralzone, vom ligurischen Meer bis zum Rhein. Die tiefste Decke ist die Bernharddecke, mit ihrer Abspaltung der Tessinerdecke. Dann folgt die Mt. Rosa-, dann die Dent Blanchedecke. Tambo-Surettadecke, bzw. die Margnadecke sind in Graubünden die Äquivalente. Auf dem Rücken der Margnadecke stellt sich eine Flyschzone ein. Sie wird nach Norden hin mächtig. Es ist der Prätigauer Flysch. Am Rhein sinken die penninischen Decken ostwärts in die Tiefe unter das ostalpine Gebirge. In Fenstern erscheinen sie wieder. Das sind das Fenster von Gargellen und des Engadin. Weit bedeutungsvoller aber ist das große Tauernfenster. Wir scheiden einen westlichen und einen östlichen Teil. Der westliche hat zu tiefst die Ahorndecke, es folgt die Tuxerdecke, dann die Zillertalerdecke (mit einer kleinen Abspaltung). Im Osten liegt zu tiefst die Ankogeldecke. Darüber folgt die Hochalmdecke. Den dritten Hauptkörper bildet die Sonnblickdecke mit der Abspaltung der Modereckdecke. Man möchte Ahorn- und Ankogel-, Tuxer- und Hochalm-, Zillertaler- und Sonnblickdecke einander gleichsetzen. Diese drei Einheiten wieder der Tessiner-, der Bernhard-, der Mt. Rosadecke der Westalpen. Wie über der Mt. Rosadecke die größten Grünschiefermassen liegen, so folgt auch über der Sonnblick-Modereckdecke die Hauptmasse der Grünschiefer der Schieferhülle der Tauern. Eine Dent Blanche-Margnadecke existiert, glaube ich, im Tauernfenster nicht. Wahrscheinlich auch nicht eine Flyschzone, welche das Äquivalent des Margnaflysches wäre. Bisher konnte sie wenigstens nicht erkannt werden. Im Engadin kommt der Prätigauflysch, bzw. dessen Äquivalente nach Cadisch und Staub noch vor. Es wäre sehr interessant, zu sehen, ob die westalpinen Geologen auch im Tauernfenster den Margna-Prätigauerflysch finden

würden¹⁾. Damit wäre dann auch ganz eindeutig die Frage nach dem Alter des Deckenbaues der Alpen gelöst. Ich möchte noch immer glauben, daß im Tauernfenster Flysch nicht vorkommt. Daher und aus anderen Gründen glaube ich auch nicht, daß der Deckenbau der Ostalpen vorgosauisch ist. Sollte einmal wirklich Flysch im Tauernfenster gefunden werden, so wäre die Frage des Alters des Deckenbaues der Alpen im Sinne der westalpinen Geologen entschieden.

An der Katschberglinie sinken die penninischen Decken endgültig unter die ostalpinen Deckenmassen unter, nachdem sie vom ligurischen Meere als geschlossene Einheit bis zur Rheinlinie verfolgt werden konnten, von da an nur mehr in den Fenstern. Dieses ist das eigenartigste tektonische Phänomen, das wir in den Alpen kennen, indem wir sehen, wie hier gleichsam inmitten der Ostalpen die Westalpen erscheinen, als ein klarer Beweis, daß die Ostalpen gleichsam über den Westalpen liegen und nicht neben ihnen, wie man früher meinte, so lange man die Alpen als ein bodenständiges, autochthones Gebirge betrachtete. Nur dadurch, daß gerade in den Tauern durch die Erosion die ostalpinen Gesteine abgetragen worden sind, wurden die penninischen Decken enthüllt. Wäre das nicht der Fall, so hätten wir heute vielleicht keine Ahnung von dem wahren Verhältnisse. Wo immer wir die Tauern studieren, sehen wir in klarer Weise allseitig die penninischen Decken unter die ostalpinen untertauchen, ein Gebirge für sich bildend, mit ganz anderen geologischen Charakteren als sein Rahmen.

Ich möchte hier noch anfügen, ob es nicht doch richtiger wäre, die penninische Deckenfolge mit der Mt. Rosàdecke zu schließen. Dann wäre die **Dent Blanche-Decke unterostalpin**. Diese Auffassung habe ich auch in meiner früheren Arbeit, im „Bau der Erde“, vertreten, bin in dieser Synthese aber den Schweizer Geologen in der Nomenklatur gefolgt, möchte aber doch die Vorteile dieser Gliederung kurz beleuchten. Das Grundgebirge der penninischen Decken, mit einem Worte, das ganze penninische System würde dadurch einheitlicher. Denn die Dent Blanche hat doch ostalpines Grundgebirge. Dann: Die Wurzel der Dent Blanche hat im Rücken die Zone von Canavese, nach Argand die Wurzel der Nappe rhétique (der Simmendecke), also einer zweifellos (höheren) ostalpinen Decke.

Der Niesenflysch, der Prätigauer Schiefer, die innere „Flyschzone“ der Ostalpen in Verbindung mit den Klippen verlangen ostalpinen Ursprung. Und so noch eine Reihe anderer Faktoren. Dann wäre die ostalpine Decke in den Westalpen doch stärker vertreten, die Dent

¹⁾ Bei einer Exkursion, die ich im Sommer 1922 mit Schweizer Geologen (R. Staub, A. Buxtorf, Cadisch, Eugster und Frei) machte, glauben diese mit Sicherheit im westlichen Tauernfenster die Äquivalente des Prätigauer Flysches gefunden zu haben. Darauf hin wurde auch in der Übersichtskarte der Alpen Prätigauer Flysch im westlichen Tauernfenster angedeutet.

Blanche eine ostalpine Deckscholle. Diese Anschauung wurde auch in der Karte festgehalten.

Auch der Bau der Ostalpen würde mit dem der Westalpen noch mehr übereinstimmen. Die höchsten Zentralgneisdecken entsprechen der Mt. Rosadecke. Die Grünschiefermassen im Hangenden der Tauern den Grünschiefern im Hangenden des Mt. Rosa. Die Margna (Dent blanche-) Decke wäre ein Äquivalent der Radstätterdecken. Dadurch würde sich die Ähnlichkeit der Schamserzonen mit der basalen Radstätterzone erklären, das Auftreten der Brekzien in der Dent Blanche ihr Analogon in den Brekzien der tieferen Radstättertauern haben usw.¹⁾

Die **ostalpinen Decken** bilden ebenfalls eine geologische Einheit erster Ordnung. Es ist ein gewaltiger Gesteinshaufen, der in der ostalpinen Decke zusammengefaltet und überschoben worden ist, viel gewaltiger noch als der penninische Deckenwall. Das geht aus der ganzen geologischen Gestaltung der penninischen Decken hervor. Ihre Metamorphose, ihre Tektonik deutet auf hohe Belastung durch Druck (Bewegung). Diese kann nur von der darüber liegenden ostalpinen Decke ausgegangen sein. Das allein sagt schon, daß einstmals über den penninischen Decken der Westalpen die ostalpine Deckenmasse darüber hinweg gegangen ist. Wenn sie heute nicht mehr vorhanden ist, so kann man darin nur einen Beweis sehen, wie ungeheuer viel in geologisch kurzer Zeit von den Alpen abgetragen worden ist. Darin liegt der Unterschied der Ost- und Westalpen, daß im Westen eben die ostalpine Deckenmasse nicht mehr vorhanden ist. Die ostalpine Decke bildet in den Ostalpen sozusagen einen Deckel, der die penninischen Decken in der Tiefe der Ostalpen verhüllt. Nähmen wir diesen weg, so enthüllte sich vor unseren Augen ein geologisches Bild ähnlicher Art, wie wir es heute in den Westalpen sehen.

Die ostalpine Deckenordnung beginnt in den Westalpen an den oberitalienischen Seen als schmales Band, als Wurzelzone. Das Deckenland selbst ist größtenteils nicht mehr vorhanden. Das Kristallin fehlt ganz, wenn wir nicht die Dent Blanchedecke hierher rechnen. Nur mehr mesozoische Schichtenkomplexe liegen von ihrer Wurzel ganz losgelöst, als Klippen, weit über die penninischen Decken nach Norden getragen, am Nordrande der Alpen als schwimmende Masse von fremder Tracht, als exotische Gesteine auf den helvetischen Decken. Lange hat es gedauert, bis man die wahre Natur dieser Gebilde richtig erfaßt hatte. Heute sind sie Zeugen der einstigen Verbreitung der ostalpinen Decken im westalpinen Gebiete. Erst von der Rheinlinie an wird die ostalpine Deckenordnung eine zusammenhängende Masse, die Ostalpen bildend bis an den Abbruch gegen das pannonische Tiefland.

¹⁾ Die Sonnblickdecke scheint R. Staub der Margnadecke gleichstellen zu wollen.

Das Gros bildet das altkristalline Grundgebirge von Gneisen, Graniten, Glimmerschiefern usw., wie wir es in der Silvretta-, in der Ötztaler-, Schladminger-Masse vor uns sehen. Aber dem Grundgebirge folgt in den höheren Decken reich gegliedertes Paläozoikum, dann das Mesozoikum. Dieses zeigt die ostalpine Fazies, findet sich typisch in der Kalkzone der Ostalpen, ist charakterisiert durch den Reichtum an Kalken, besonders in der Trias. Überaus bezeichnend für das ostalpine Mesozoikum ist die große Diskordanz der Kreide. Die Oberkreide liegt immer transgressiv und zeigt in den höheren Decken die Fazies der Gosau. In dieser stellen sich mächtige Geröllhorizonte ein, ein klarer Beweis der vor der Gosau stattgehabten Gebirgsbildung. Eozän, wieder transgressiv, ist an gewissen Stellen über ostalpinen Gesteinen vorhanden, zeigt in Kärnten nicht die Flyschfazies, sondern ist als Nummulitenkalk (von dinarischer Fazies) entwickelt.

Die Sedimente der ostalpinen Deckenmasse stammen aus neritischen und bathyalen Zonen, aus Geoantiklinal- und Geosynklinalgebieten. Westalpine Geologen nehmen mit Staub, Argand an, daß die penninischen Schiefer aus einer der penninischen Geosynklinalen stammen, die ostalpinen mesozoischen Schichten dagegen in ihren nördlichen (unteren) Teilen aus einem Geantiklinalgebiet, dem gegen das Innere zu wieder ein Geosynklinalgebiet folgen soll. Das zeigt sich im Bau. Wir können die ostalpinen Decken im allgemeinen in die unter-, mittel-, ober- und hochostalpinen Decken zerlegen. Die unteren Decken führen die neritische Fazies, die oberen die mehr bathyale.

In bezug auf die Verteilung der Gesteinszonen können wir sagen, daß die Kalkalpenzone zum größten Teil den oberen und hochostalpinen Teildecken angehört, ebenso die Grauwackenzone. Das gleiche gilt von den kristallinen Massen der Silvretta-, der Ötztaler-Alpen, der Kreuzeck-, Polinikgruppe, dann endlich der der Muralpen. Die Gailtaler Alpen, die Karawanken gehören hierher. Unterostalpin dagegen ist hauptsächlich das Grenzgebiet am Rhein, unter der Silvretta einen schmalen Streifen bildend, dann das Gebirge tiefer im Süden, die Bernina aufbauend. Mittelostalpin sind die Engadiner Dolomiten, der Ortler. Wieder tiefer liegen die Radstätter Tauern, die wir als unterostalpin ansprechen. Das gleiche werden wir vom Gebiete des Semmering sagen können. Unter- oder mittelostalpin nennen wir die eigenartigen Schichtserien, die sich an der Grenze der Flysch- und der Kalkzone einstellen und die wir als die ostalpine Klippenzone zusammenfassen können. Diese ist das Äquivalent der Schweizer Klippenzone, ihre unmittelbare, fast zusammenhängende Fortsetzung nach Osten. Diese Klippenzone findet sich übrigens mit den gleichen Charakteren in den Karpathen.

Sie beginnt im Waagtale und läßt sich weit über die Arva und die Pieninen in die Bukowina verfolgen.

Der allgemeine Aufbau der ostalpinen Decke ist ein derartiger, daß das ganze Deckenmassiv in Teildecken aufgelöst wird, die besonders in neuerer Zeit durch die Studien von Staub (Zyndel) erkannt worden sind. Über den penninischen Decken, der Margnadecke (dem Äquivalent der Dent Blanchedecke) folgen weiter die ostalpinen Decken; zu oberst liegt die gewaltige Deckenmasse der Silvretta, aus deren Rücken die Kalkalpen stammen. Die kalkalpinen Decken bilden wieder einen Deckenhaufen für sich. Charakteristisch ist, daß kein Grundgebirge, kein Paläozoikum vorhanden ist (das ist nur auf der Südseite der nordalpinen Kalkzone als Unterlage aufgeschlossen). Die kalkalpinen Teildecken liegen weit weg vom Grundgebirge abgestaut, als Abscherungsdecken größten Stiles übereinander. Dabei bildet der Werfener Schiefer das Gleitmittel, den allgemeinen Bewegungshorizont.

Die ostalpine Deckenmasse wird nach Osten hin immer breiter, sinkt dabei immer mehr in die Tiefe. Die Berge werden niedriger. Der allgemeine Bau zeigt im Norden die Kalkzone, darunter die Grauwackenzone. Dann folgt im Gebiete der Muralpen die kristalline Achse, die (in den Murauer Alpen) flache Schüsseln von Paläozoikum trägt, weiter im Süden, in Kärnten liegen ebenso flache mesozoische Reste, dann folgt im Süden die zusammenhängende Kalkzone der Karawanken und der Gailtaler Alpen, die Südzone der nordalpinen Kalkalpen.

Südlich davon liegen die **Dinariden**, die südliche Kalkalpenzone im alten Sinne bildend. Ihr Bau ist weit einfacher. Von den oberitalienischen Seen bis zur Etsch ist es eine relativ wenig dislozierte Platte, die Altkristallin hat, stellenweise (südlich der Adda) Karbon, Perm (Südtiroler Quarzporphyr), dann eine ununterbrochene Schichtfolge von der Trias bis in das Eozän. Der Kalkreichtum dieser Entwicklung ist bekannt. Mit der Cima d'Asta beginnt eine neue Serie. Im Val Sugana geht der Cima d'Asta-Granit-Aufbruch mit reduziertem Liegendschinkel über die vorliegende Miozänsynklinale hinweg. Südlich davon liegt der Aufbruch von Recoaro. Noch weiter im Osten, im Profil von Triest gegen Eisenkappel in Kärnten, ist die Tektonik komplizierter. Hier lassen sich bereits Decken erkennen. In einer großen Falte tritt der Birnbaumer Wald über die unterdinarische Decke vor, dann folgt über dieser die oberdinarische Decke, dann die hochdinarische Decke der Julischen (Steiner-)Alpen, mit dem karnischen Paläozoikum an der Basis. Diese Decke entsteigt der Zone von Eisenkappel. Von hier aus gehen alle Bewegungen in den Dinariden nach Süden, in den Alpen (Karawanken) nach Norden. Dazwischen liegt der Tonalit von Eisenkappel, die junge Intrusion, die dinarisch-alpine Grenze (Narbe) kennzeichnend, wenigstens nahm E. Sueß es so an.

Der im Westen so einförmige Bau der Dinariden wird im Osten komplizierter. Wie die Verhältnisse des Ostens sich mit denen des Westens verbinden, ob z. B. die eigentlichen Südtiroler Dolomiten (Tofana, Mt. Cristallo) Deckschollen der Julischen Masse sind, ist derzeit unbekannt, aber möglich. Gegenüber den Alpen erkennen wir in den Dinariden einen viel einfacheren Bau. Nicht einmal kristalline Aufbrüche sind häufig. Allenthalben sehen wir am Außensaume eine starke postmiozäne Bewegung (Deckenbewegung). Sie läßt die oberdinarische Decke über den Flysch von Adelsberg in Krain bis tief hinunter nach Dalmatien ganz gleichmäßig als mächtige Deckfalte hinweggehen. Gosau ist hier nirgends zu sehen. Sie beginnt erst im Laibacher Becken, im inneren Gebiet der Dinariden, und reicht von hier als einheitliches Faziesgebiet fast bis an den Rand der nördlichen Kalkalpen, als Beweis der großen unterkretazischen Deckenbewegungen.

Wenn wir das Profil der Ostalpen und Dinariden im Osten mit dem des Westens vergleichen, so sehen wir einen recht bedeutenden Unterschied. Erst im Osten lernen wir aus den Kalkalpen im Norden, aus dem Tauernfenster, aus den ostalpinen Decken, aus den Dinariden das Bild der Ostalpen und Dinariden kennen, sehen, wie hier die Alpen breiter sind, zwei Gebirgsstämme zeigen, die Alpen nach Norden bewegt, die Dinariden nach Süden, wie zugleich der Bau der Gebirge verschieden ist. Hier bilden Alpen und Dinariden unzweifelhaft einen Fächer. Freilich sind die Flanken ungleichartig gebaut. Die Bewegung ist im Norden und gegen Norden unvergleichlich stärker als im Süden. Offenbar drängt das dinarische Land stark nach Norden.

In den beigegebenen schematischen Profilen habe ich versucht, den Bau der Alpen und Dinariden aufzuzeigen. Wir sehen, wie das Vorland sanft in die Tiefe sinkt, wie die penninischen Decken nach Norden überwältzt werden, wie darüber wieder ostalpine Decken liegen, wie die ganzen Ostalpen sich weithin unter die Dinariden fortsetzen dürften. Dann erst folgt die relativ starre, wenig deformierte dinarische Scholle, deren Schichten gleichsam nur oberflächlich zurückgebeugt worden sind, außerhalb des großen alpinen Troges liegen, der mit seinem Gesteins- haufen das Vorland im Norden und im Süden scheidet.

Die **alpin-dinarische Grenze** (die faille alpino-dinarique) ist zweifellos die tektonisch bedeutsamste Erscheinung. Ihr Verlauf wird allgemein folgendermaßen angegeben. Sie beginnt mit der Zone von Ivrea, läuft über die oberitalienischen Seen längs der Adda zum Tonale, von hier über Meran in das Rienz-, in das Drautal, setzt bei Sillian in das Gailtal über, setzt weiter über Eisenkappel bis an das Gebirgs- ende ostwärts fort. Große Intrusionen begleiten diese Zone. Salomon hat sie als periadriatische Intrusionen bezeichnet. Sueß hat

sie mit der alpin-dinarischen Narbe in Verbindung gebracht. Große junge tonalitische Massen sind hier jung (oligozän) aufgedrungen, haben diese Region weithin injiziert. Die größten Intrusionsmassen sind: Das Bergeller Massiv, der Adamello, der Iffinger, der Riesenferner Tonalit, der Tonalit von Eisenkappel. Diese Massen sind nicht an eine Linie gebunden, sondern an eine mehr oder weniger breite Zone um diese Linie herum, allgemein in der Wurzelregion der Ostalpen und der Dinariden. Zu diesem Tiefenvulkanismus gehört augenscheinlich als jüngste Fortsetzung ein Oberflächenvulkanismus, die Andesite, die im östlichen Teile in sarmatischer Zeit aufgedrungen sind, so im Smrkouz.

Dieser Vulkanismus ist anderer Art als der Vulkanismus während der großen Deckenbewegungen. Die grünen Gesteine der Bündnerschiefer sind älter, mesozoisch, wahrscheinlich kretazisch. Sie haben die Gebirgsbildung mitgemacht, sind metamorphe pazifische Gesteine. Dagegen sind die Tonalite nicht mehr besonders durch die Tektonik betroffen worden. Wie ein LötKolben setzt das Bergellermassiv durch die Decken durch, als deutlicher Beweis seiner jüngeren Entstehung. (Siehe Fig. 35—36, Seite 73).

Regionaltektonik. Wir haben die allgemeinen Züge der Decken-tektonik der Alpen und Dinariden kennen gelernt und wollen kurz die allgemeine Tektonik der Alpen im Vergleich mit ihrer Umgebung im Norden und Süden an Hand der beigegebenen Karte kurz betrachten.

Die **Grenze von Ost- und Westalpen** zeigt am deutlichsten eine Linie, die man vom Schwarzwald gegen Verona legen kann. In den Alpen ist das die **Rheinlinie**, im geographischen Sinne. Tektonisch ist es die Grenze, an der die ostalpinen Decken einsetzen. Interessant ist, wie der Schwarzwald im Norden zwei Bogen rafft: den **Donaubogen** und den **Rhonebogen**. Die dicken Linien, mit denen diese Bogen gezeichnet sind, bezeichnen die Grenze des Miozän gegen das Mesozoikum, die Juraformation. Es ist der Außensaum der Molassezone.

Genau so wie der Schwarzwald mit dem Kristallin nach Südosten vorspringt, so buchtet auch das Gebirge östlich des Gardasees, bei Verona, weit gegen Süden aus, sendet sogar in den Colli Berici, in den Euganeen, weite Vorposten in die Ebene hinaus. Vulkanische Erscheinungen stellen sich auf dieser Linie ein, die wie ein Rücken sich abhebt. Der Innenrand der Alpen, bez. der Außenrand der Dinariden zerfällt durch die Linie in zwei Bogen. Den westlichen nennen wir den **lombardisch-piemontesischen Bogen**. Er ist die Nachahmung des Rhonebogens auf der Innenseite der Alpen. Der zweite Bogen ist der **venetianische**. Er wiederholt den Donaubogen.

Es ist eine wichtige Linie, die sich vor unseren Augen im Baue der Alpen und ihres Vorlandes offenbart. Betrachten wir die dinarisch-alpine Grenze. Auch für sie ist die Schwarzwald-Verona-Linie

eine wichtige Scheide. Östlich davon zeigt die dinarische Grenze über den Tonale bis Mauls NO-Richtung, d. i. die **judikarische Richtung**, westlich der Linie ist das Streichen der dinarischen Narbe W—O bis gegen Ivrea. Es ist die **lombardische Richtung**.

Wir sehen: Die **judikarische Richtung ist parallel der venetianischen, parallel der schwäbischen Richtung des Donaubogens**. Parallel dieser Richtung stellt sich auch das Fenster des Engadin ein. Parallel laufen auch die Grenzen der äußeren Kalkalpendecken im Norden. Parallel läuft der Überschiebungsrand der Brenta über das Eozän des Etschbuchtgebirges¹⁾.

Den gleichen Parallelismus sehen wir westlich dieser Teilungslinie zwischen dem Rhonebogen und den großen tektonischen Linien der Westalpen.

Gehen wir weiter nach Osten, so sehen wir einen auffallenden **Parallelismus** zwischen der **böhmischen** und der **istriatischen Richtung**. Die erstere bezeichnet die allgemeine Grenzlinie der Molasse gegen die böhmische Masse von Regensburg bis gegen St. Pölten bei Wien. Es ist die SO-Richtung des Böhmerwaldes. Das gleiche Streichen zeigt die oberdinarische Deckengrenze gegen die unterdinarische, das allgemeine Streichen der adriatischen Geosynklinale. Dieses Streichen ist dann in der Verbreitung der hochostalpinen Decken vom Untersberg über Golling, Abtenau, Aussee bis nach Liezen zu erkennen. Wir sehen aber auch, wie das ganze östliche Tauernfenster in dieser Richtung eingestellt ist. Die penninischen Gneisdecken vom Sonnblick bis zum Ankogel zeigen diese SO-Richtung. Sie ist vor allem in der dinarischen Narbe wieder zu erkennen.

Die **Tauernlinie**, d. i. eine Linie, die vom Scheitel des Donaubogens bei Regensburg durch den Scheitel des venetianischen Bogens geht, trennt die östlichen und westlichen Bogenteile, halbiert gleichsam die Bogen und halbiert zugleich auch das Tauernfenster. Diese Linie ist die Grenze zwischen dem östlichen und dem westlichen Tauernfenster, die beide verschiedene Streichrichtungen haben. Das westliche streicht SW—NO. Es ist die schwäbisch-venetianische Richtung. Das östliche Tauernfenster streicht SO—NW. Es ist die böhmisch-istriatische Richtung.

Weiter sehen wir zwischen dem Bakony und dem Ostrande der böhmischen Masse die Richtung SW—NO, die **karpatische Richtung**. Sie geht vom Vorlande bis tief in die Alpen hinein. Eine Linie vom

¹⁾ Nach E. Nowak scheint die Judikarienlinie zwischen Sarca und Chiese viel mehr den Charakter einer Faltenüberkipfung zu haben, so z. B. bei Ladaro. Nirgends sieht man Anzeichen für einen echten Bruch, überall dagegen Anzeichen für intensiven O—W-Schub, ein Andrängen der Falten an den Adamellostock.

Südrande der böhmischen Masse senkrecht auf die Alpen geht gegen den Bakony. Es ist jene Linie, auf der die Alpen aus der NW—SO-Richtung in die karpathische Richtung umschwenken. Interessant ist nun, wie gerade auf dieser Linie das Semmeringfenster liegt, wie hier die Decken des Semmering als die Fortsetzung der hochtatriscen Decken der Karpathen, gegen Westen hinuntersinken, die Grenze bildend zwischen den Karpathen und den Alpen. Hier tauchen die hochtatriscen Decken der Karpathen unter die ostalpinen unter. Diese Linie hat eine ähnliche tektonische Bedeutung wie die Schwarzwald-Veronalinie (**Semmering-Wechselinie**).

Weit hinein in die Dinariden ist die (istrianische) adriatische Richtung zu verspüren. Der Innenrand der Dinariden ist adriatisch orientiert.

Den gleichen großen Parallelismus zeigen die wichtigen geologischen Linien des Rhone-piemontesischen Bogens.

Der östliche und der westliche Bogen zusammen bilden Ost- und Westalpen. Dann schließt sich der karpathische Bogen an. Haben diese Bogen nicht gewisse Selbständigkeit? Sind Karpathen, Ostalpen, Westalpen nicht Gebirge von gewisser Selbständigkeit der Bogenform? Dem Abbruch der Ostalpen in die ungarische Ebene läuft parallel der östliche und westliche Begrenzungsrand der Gosau von Kainach, des Paläozoikum von Graz, die Grenze der ostalpinen Decke gegen die karpathischen Semmeringdecken. Deformations-Einheiten lassen sich so erkennen.

Selbständigkeit des ostalpinen Bogens. Die Ostalpen formen einen Bogen von gewisser Selbständigkeit gegen den Bogen der Karpathen, gegen den Bogen der Westalpen. Das geologische Bild lehrt, daß an der Rheinlinie die helvetischen, die penninischen Massive untertauchen. Genau so taucht an der Semmeringlinie das karpathische Deckenland des Semmering unter. Zwischen diesen großen transversalen Aufwölbungen liegt die mächtige ostalpine Mulde, in die sich der ostalpine Bogen ergossen hat, dessen Scheitel die Linie Regensburg—Venedig ist. Im Donaubogen treten die variszischen Massive des Vorlandes weit zurück. Hier liegt offenbar seit dem Mesozoikum tieferes Gebiet als im Osten und Westen. In diese Mulde legt sich auch noch Molasse weit hinein.

Der ostalpine Bogen wird durch das Tauernfenster längs der Tauernlinie geteilt. Ostwärts kommt die große Mulde der Muralpen, westwärts die große Mulde der Silvretta-Öztaler Masse. Weit westlich der Schwarzwald-Scheitellinie liegt die große Mulde der Dent Blanchedecke.

Drei große Mulden sehen wir vorhanden. Dazwischen Erhebungsachsen, die des Semmering, der Tauern, der Tessiner Massive. Die großen morphologischen und tektonischen Linien von den Alpen bis weithin in die Adria, in den Böhmerwald, in den Schwarzwald, in das französi-

sche Zentralplateau zeigen einen weitgehenden Parallelismus. Diese Linien sind in ihrer jetzigen Anordnung zur gleichen Zeit entstanden. In diese Linien ist das Miozän mit einbezogen. Wir sehen, daß der nördliche Grenzrand des Miozän ganz in den Donaubogen fällt. Es ist ein Erosionsrand tektonischer Anlage. Demnach ist die ganze Tektonik jung, nachmiozän. **Der Parallelismus der großen Linien ist pliozänen Alters**, der morphologische Aufbau der Alpen jung.

Diese Erkenntnis ist für die Westalpen nichts Neues. Sind doch die helvetischen Decken pliozän überfaltet. Aber in den Ostalpen betrachten viele Geologen mit dem Miozän alle Bewegungen für abgeschlossen. Das ist jedenfalls nicht richtig.

Noch ein zweites möchte ich betonen. Der geologische Befund lehrt, daß die Ostalpen ein Bogen sind, eingebettet zwischen die helvetische (Aar- und Gotthardtmassiv, Tessiner Massiv) Kulmination und die karpathische (Semmering). Am Rande der ostalpinen Mulde treten an der Sohle der ostalpinen Decke im Westen komplizierter gebaute tiefere Deckenteile heraus. Das macht ganz besonders an der Rheinlinie den Eindruck, wie wenn die ostalpine Decke sich besonders gestaut hätte und deswegen auch so reich digitiert worden wäre.

Ist es nicht denkbar, daß die ostalpine Decke die Kulminationen nicht in ihrer Gänze übersteigen konnte, daher quer auf das allgemeine Streichen in den Deckendepressionen rechts und links abgefaltet ist? Wenn das der Fall ist, dann müssen **Querfalten** entstehen. Solche sehen wir in der Tat an der Grenze von Ost- und Westalpen, ja selbst die reiche Digitation der ostalpinen Decke von der Margna- bis zur Languarddecke kann mit Rücksicht auf diese Tektonik als eine lokale Stauungserscheinung aufgefaßt werden, als eine Deckenspaltung, der keine besondere regionale Bedeutung zukommt. Tatsächlich fehlen diese Decken im Fenster des Engadin und der Tauern. Kleinere Schuppungszonen liegen bestenfalls darunter. Auf keinen Fall aber möchten wir jenen Forschern zustimmen, die mit Ampferer und Spitz hier eine Bewegung gegen Westen annehmen, die Ostalpen von Osten her auf die Westalpen aufschieben wollen, wie das Rothpletz seinerzeit versucht hat. Eine solche Aufschiebung müßte auch in den Dinariden (um den Adamello herum) zu verspüren sein. Das ist nicht der Fall.

Alle geologischen Erscheinungen des Baues der Alpen zeigen die **Hauptrichtung der Bewegung auf das Vorland**. Das ist in jedem Orogen der Fall. Nach diesem Orogengesetz sind die Alpen nach Norden, die Dinariden allgemein südbewegt. Dazu kommen sekundäre Bewegungen, die auf ältere Geosynklinal- und Vorlandtektonik zurückzuführen ist. Sekundäre Bögen entstehen, indem die Decken in den Depressionszonen größere Entwicklungsmöglichkeit haben als in den Kulminationszonen.

So erlangte der westalpine Bogen eine gewisse Selbständigkeit, der ostalpine, der karpathische. Interessant sind dann immer die Scharungsstellen, insofern als hier Querfalten entstehen.

Im großen ist die helvetische Kulmination nichts anderes als die Fortsetzung der Schwarzwaldkulmination tief in die Alpen hinein, die Semmeringkulmination die verlängerte Kulmination der böhmischen Masse. Diese Vorlandkulminationen sind aber große Antiklinorien, zwischen denen das Synklinorium der Schwäbischen Alb liegt. Westwärts des Schwarzwald-Vogesen-Antiklinoriums liegt das Synklinorium des Pariser Beckens. Alle diese Einheiten sind N—S gestreckt, sind in der herzynischen Richtung des Rheingrabens zusammengedrückt. Dieser selbst ist nichts anderes als ein riesiger Scheitelbruch der großen Schwarzwald-Vogesen-Antiklinale.

Aber alle diese Linien zeigen eine **Zusammenpressung in der Richtung W—O**, d. i. in der **atlantischen Richtung**, die alle großen geologisch-morphologischen Linien des Atlantik bis weit hinein in die Kontinente beherrscht.

Diese Richtung erzeugt epirogenetische Bewegungen, die auch im Vorlande deutlich erkennbar sind und auf der alpinen oder mediterranen Richtung fast senkrecht stehen. Die Richtung zeigt die großen orogenetischen Bewegungen der Alpen. Beide durchkreuzen sich, wirken seit langer Zeit in verschiedener Intensität und in Phasen.

Das ist die **mediterrane Orogenese** und die **atlantische Epirogenese** (Querfaltung).

Zusammenfassung. Wir sehen in den **Alpen zwei Bogen**: Einen westalpinen und einen ostalpinen. Die **Scharung liegt am Rhein**. Hier treten die Ostalpen etwas über die Westalpen hinweg. Die Bogen verschneiden sich. Die westalpine Bogenrichtung ist W—O. Die ostalpine dagegen (gegen den Rhein zu) SW—NO. Die **Grenze von Ost- und Westalpen markiert scharf eine Flyschzone**, die sich vom **Prätigau tief nach Bünden hineinzieht**. Auch die Aufbruchzone verbindet die nördlichen Kalkalpen im Westen der Silvretta mit den Arosen Dolomiten, mit den Engadiner Dolomiten. Der Kalkreichtum dieser Zone stempelt diese Region fast zu einer **Kalkzone**, die sich hier über der Flyschzone (des Prätigau) einstellt: Die Engadiner und Arosen Dolomiten erscheinen wie ein Stück Kalkalpen, das aber von der Silvretta überschoben ist. Es macht sehr den Eindruck, wie wenn hier die Ostalpen sich allgemein zurückzögen, den Westalpen den Raum überlassend. Darum die Flysch-, die Kalkzone des Prätigau, von Bünden. Das ist ein **Stirnrand**. Auch so wird die Zone verständlich. Hier gehen die Bewegungen sekundär bis zu einem gewissen Grade gegen Westen, gegen NW. Die Ostalpen pressen sich

zugleich über die Westalpen. Wahrscheinlich ist, daß diese sich noch sehr jung unter die Ostalpen unterschoben. Die Reiß-, Verschiebungsstelle erzeugt die **Sigmoide am Rhein**. Der Grünten ist nicht gegen den Bregenzerwald vorgeschoben worden, sondern dieser in den Alpenkörper südwärts, vom Schwarzwald her, hineingepreßt. Die Unterschiebung, Unterfahrung ist das erzeugende Element.

Vorland und der alpine Körper scheiden sich scharf. Der starren Masse des nördlichen Vorlandes steht als starre Masse das Vorland der Dinariden gegenüber. Zwischen beiden liegt der alpine Trog. In ihm fließen die Gesteine gleich zähen Flüssigkeiten. Großartig ist der Parallelismus der großen Bogen. Den **großen Rhone-Donaubogen ahmt die tektonische Firstlinie der Alpen** vollständig nach, jene Linie, in der die Decken das Maximum der Aufwölbung zeigen. Der **Südrand der Alpen**, die adriatische Küste vom Po bis Triest zeigen noch deutlich den Rhone- und den Donaubogen.

Vom Po bis an die Rhone, an die Donau der große Parallelismus der Linien.

Das dinarische Vordringen. Kein Wirrwarr von Ost und Westbewegungen, einheitlich, aufs strengste gefügt, in einen Rahmen gepreßt, fließen die alpin-dinarischen Decken gegen das Vorland ab, hauptsächlich gegen Norden. Die große Nordbewegung ist unzweifelhaft. **Die Dinariden gehen über die Ostalpen** auf viele Kilometer hinweg. Die Stirn der Dinariden liegt bei Brixen. Hier sind die Dinariden am weitesten über die Alpen hinweggegangen. Die Aufbrüche der Cima d'Asta, das Quarzporphyrplateau von Bozen zeigen die höchste Emporwölbung. Von hier gehts hinunter in die Synklinale des Etschbuchtgebirges, in die sich häufenden Deckenmassen des Ostens (Querfalten).

An der Stirn dringen die äußersten Decken der Dinariden am weitesten gegen Norden, in den alpinen Leib vor. Von hier aus bleiben die höheren Decken zurück. Die kommen erst allmählich wieder im Apennin, in den eigentlichen Dinariden,!

Dinarische Probleme. Wie ein Schiff mit scharfem Bug die Wasser zur Seite schiebt, im Kielwasser die Wasserwellen auseinanderstreben, so ähnlich ist auch das Bild der Dinariden. Vorn an der Stirn der Dinariden werden die inneren Decken beiseite geschoben, vielleicht sogar in die Tiefe gedrückt, vielleicht sogar überschoben. Die äußeren Zonen der Dinariden gehen über die inneren hinweg. An den Seiten, im Kielwasser des dinarischen Vordringens stellt sich allmählich Zone um Zone ein, so die hochdinarische Decke, die oberdinarische Decke. Im Apennin wäre, wie ich früher schon zu entwickeln suchte, die Flyschzone des Apennin das Analogon zur bosnischen Schiefer-Hornsteinzone. Von Genua bis Karlstadt fehlt diese. Ist sie nicht vielleicht im Zwischenstück in der Tiefe von den Dinariden überschoben? Wo ist das Zwischengebirge der

ungarischen Tiefebene, der tyrrhenischen Masse? Ist der Bogen der Karpathen die gleiche Ausbiegung, wie der Bogen des Apennin? Ist hier das Orogen des Westens mit dem des Ostens ineinander gedreht? Entsprechen sich die gegenüberliegenden Teile der Alpen und der Dinariden?

Vulkanismus. Lange Zeit war der Vulkanismus der Alpen unbeachtet, man kannte nur die Effusionen der Euganeen, des Savegebietes, des steirischen Eruptivgebietes (Gleichenberg), die Intrusionen des Adamello, von Predazzo u. a. Die neuere Durchforschung der Alpen hat uns gelehrt, daß in den Alpen, besonders in der Grenzregion der Alpen und Dinariden ein bedeutender Tiefenvulkanismus zu verspüren ist. Das sind die Intrusionen der periadriatischen Intrusionszone von Salomon. Hierher gehören die Intrusionen der Zone von Ivrea, von Baveno, der Bergellerstock, der Adamello, die Intrusion des Iffinger(?) der Tonalit von Eisenkappel, des Bacher und andere¹⁾. Alle diese Gesteine sind jung, wahrscheinlich altoligozän, nach der Hauptgebirgsbildung eingedrungen. Sie durchschneiden den Deckenbau. Das zeigt deutlich das Bergellermassiv. Es sind tonalitische Massen, der pazifischen Sippe angehörig. Basische Effusiva dazu sind die Taveyanazsandsteine mit ihren Tuffen (Oligozän), dann die jungen sarmatischen Effusiva des Savegebietes (Andesite). Die Vulkankegel sind allgemein abgetragen. Von diesem posttektonischen Vulkanismus ist ein Vulkanismus zu scheiden, der die großen alpinen Bewegungen mitgemacht hat. Dieser Vulkanismus zeigt sich besonders in den grünen Gesteinen der penninischen Decken und deren Grenzregion gegen die ostalpinen. Solche basische Eruptiva finden sich auch im ostalpinen Gebiet, so im Bereiche der Kalkalpen. So sind tonalitische Massen z. B. im Hallstätter Gebiet bekannt. Sueß hat solche Eruptiva als Überschiebungsapophysen gedeutet (Seidlitz). Sie sollen an der Basis tiefgehender Überschiebungen mitgeschleifte magmatische (simatische) Massen sein. Das könnte für die grünen Gesteine der „rhätischen Decke“ und ihrer Äquivalente gelten. Auch dieser Vulkanismus, der metamorphe Gesteine zeigt, ist pazifisch. Dabei ist er älter (mesozoisch, wahrscheinlich kretazisch). Anders ist der junge atlantische Vulkanismus der Euganeen, also gewissermaßen des Vorlandes, anders der Vulkanismus von Gleichenberg in Steiermark. Dieser Vulkanismus liegt im Zwischengebirge, ist posttektonisch, ist pontisch. Der Vulkanismus der Euganeen, der lessinischen Alpen (der von Reyer, Sueß, Stark u. a. beschrieben worden ist) ist dagegen alttertiär. In den Euganeen sind es Basalte. In der Oststeiermark finden sich auch andesitische Gesteine. Dieser Vulkanismus ist entsprechend seiner tektonischen Position nach F. Becke ein zwischen atlantisch und pazifisch vermittelnder Typus.

¹⁾ Der Brixener Granit wird meist für alt angesehen.

Metamorphose. Eine zusammenfassende Darstellung der „alpinen Metamorphosen“ hat A. Heim in der Geologie der Schweiz gegeben. Wir sehen allgemein, wie große Zonen der Alpen infolge der alpinen Bewegungen eine „**alpine Metamorphose**“ erleiden. Diese ist eine regionale Metamorphose, hauptsächlich eine Tiefenmetamorphose, die durch die Versenkung großer Gebiete in den orogenen Trog, durch Belastung und darüber gehende und liegende Deckenmassen, bei hohem Druck, hoher Temperatur, bei Geschlossenheit der Zone zum Ausdruck kommt. So die Metamorphose der penninischen Decken. Es ist die Metamorphose, die Becke, Grubenmann „Kristallisations-schieferung“ genannt haben, Weinschenk „Piezokristallisation“¹⁾. Hier soll weiter nicht darauf eingegangen werden. Gesteine der mittleren Tiefenstufe, **Meso-Gesteine**, entstehen. Neben dieser Tiefenmetamorphose gibt es eine Dynamometamorphose, die sich besonders an Dislokationslinien und höheren Niveaus einstellt. Sie ist nicht so allgemein wie die Tiefenmetamorphose. Allgemein kann man eine Meso- und eine Epi-Metamorphose der oberen Zone unterscheiden (Grubenmann). Die **Kata-Gesteine** der Alpen, die Kata-Metamorphose der Gesteine der Alpen ist **nicht alpin**, d. h. nicht durch die junge alpine Bewegung erzeugt. Sie ist älter, paläozoisch, wahrscheinlich noch älter. Dieser Metamorphosestufe, der tiefsten, gehören die Gesteine an, die mehr den echten alten (archaischen) Grundgebirgscharakter, die Grundgebirgsfazies, zeigen. Solche Gesteine wären die kristallinen Schiefer der alten Massen, der Silvretta, der Ötztaler Alpen, der Muralpen usw. Noch wäre eine Injektionsmetamorphose jungen Datums, alpinen Charakters festzuhalten, die von den Injektionen der Intrusiva, besonders der Zone von Ivrea, Bellinzona ausgehen. Hier entstehen Gneise vom Typus alter Gneise. So hat F. E. Sueß die Vermutung ausgesprochen, daß Gneise der Zone von Bellinzona moldanubischen Charakter zeigen, Kata-Gesteine seien, Gesteine, von denen R. Staub zeigen konnte, daß sie jüngere injektionsmetamorphe Gesteine seien.

Allgemein kann man von der jungen alpinen Metamorphose mit ihren hier aufgezählten Abarten der Tiefenmetamorphose, der Dynamo-, der Injektionsmetamorphose der drei Tiefenstufen, also der Epi-, Meso-, Katastufe, eine **paläozoische** und eine noch ältere, **vorpaläozoische** scheiden. Dieser gehören hauptsächlich die alten Massen an. Auch bei diesen Metamorphosen können wir die verschiedenen Arten und Stufen der Metamorphose erkennen. Eine interessante Arbeit in dieser Hinsicht verdanken wir R. Staub. Die alten Gesteine haben (z. T.) durch die alpinen Bewegungen mehr oder

¹⁾ Und in Zusammenhang mit der Intrusion der (Zentral-)Gneise gebracht worden ist.

weniger ihren Charakter verloren. Die ältere Gesteinfazies ist neuerdings umgeprägt worden. Die junge alpine Metamorphose hat die Gesteine wieder verändert. Wir sehen häufig, wie Kata-Gesteine durch die alpine Metamorphose in Epi-Gesteine (epikristalline Schiefer) umgewandelt werden. Es ist gewissermaßen eine rückschreitende Metamorphose, die Diaphthorese F. Beckes. Mylonitisierung, Phyllitisierung ist die allgemeine Erscheinung. Gneise werden zu Glimmerschiefern, zu Phylliten verschiefert usw. Die junge Tiefenmetamorphose der Alpen ist in vielen Fällen nicht mehr durch jüngere Dynamometamorphose verändert worden. Das zeigen die Gesteine der tieferen penninischen Decken. Die Kristallisationsschieferung ist der Ausdruck der Tiefe und der Belastung¹⁾. Sie ist im großen durch keine besondere Dislokation mehr zerstört worden, d. h., die Metamorphose der Tiefe kann bei Belastung und Druck, Temperatur fort dauern, während der Bewegung, sie bildet diese ab, eben als Tiefenmetamorphose, während die obenliegenden Gesteine Epi-Metamorphose, also hauptsächlich Dynamo-Metamorphose zeigen.

Anhangsweise möge noch auf die klastische Deformation hingewiesen werden, die der Oberfläche angehört und die der plastischen Metamorphose gegenüber steht. Die klastische Deformation ist sozusagen das Vorstadium der Metamorphose, die der Oberfläche.

In den Alpen sehen wir von den penninischen zu den ostalpinen Decken verschiedene Arten und Stufen der Metamorphose nebeneinander liegen. Allgemein liegt über der Meso-Tiefenmetamorphose der penninischen Decken in den ostalpinen Massiven die alte Kata-Metamorphose, die aber vielfach in Meso- und Epi-Dynamometamorphose zurückgeführt wird. Mannigfaltig sind hier die Erscheinungen der Natur.

Erdbeben. Der Zusammenhang von Bau und Erdbeben liegt auf der Hand (tektonische Beben). Es wäre eine interessante Aufgabe, die Beben der Alpen auf der Basis der neueren Erfahrungen der Alpen zusammenfassend zu behandeln, sie in Beziehung zum Oberflächen-, zum Tiefenbau der Alpen zu bringen. Das Vorland hat einen eigenen Bau, der alpine orogene Trog, die Dinariden. Der Narbentypus der Alpen ist anders gebaut als der Zwischengebirgstypus. Allgemein hat man bisher die Erdbeben mit Erdbebenlinien in Verbindung gebracht, mit Schütterlinien. Diese wären also besonders auf den morphologischen und tektonischen Oberflächen- und auf den tektonischen Tiefenbau zu untersuchen. Der orogene Trog mit seinen plastischen Deckenmassen müßte allgemein elastischer sein, vielleicht auch ruhiger, als etwa der Trogrand und das Vorland.

¹⁾ statische Metamorphose.

Der orogene Trog. Schon im Vorhergehenden wurde die geologische Bedeutung des orogenen Troges kurz skizziert. Wenn man ein Orogen als Ganzes betrachtet, so erkennt man so recht die Rolle des orogenen Troges. In ihm werden in der orogenen Phase, in der Zeit der großen Gebirgsbildungen die pazifischen Gesteine. In ihm vollziehen sich die großen Deckenbildungen. In ihm zeigt sich die Schrumpfung der Erde. In ihm liegen die alpinen Sedimente. In ihm liegen zugleich die jungen metamorphen Gesteine. Es ist die Heimat der Gesteine mit alpiner Metamorphose. So werden eine ganze Reihe von Charakteren leitend für diese Zone. Der orogene Trog geht wahrscheinlich als Zone durch die kontinentalen Massen durch, bis auf die „magmatische Zone“. In ihm liegen große Gesteinsmassen aufeinandergehäuft. Zwei- bis dreimal so viel Gesteine, als früher auf gleichem Raume da waren. Im Orogen liegt nur der geringste Teil der zusammengestauten Gesteinsmassen an der Oberfläche. Der Großteil liegt infolge seines Gewichtes versunken im Orogen. Nur ein kleiner Teil, $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{5}$, liegen vom „Gebirge“, nach Heim, als wirkliches Gebirge an der Oberfläche. Wie der Eisberg im Wasser tief eintaucht, so das Gebirge im orogenen Trog. So wäre auch das Schweredefizit des alpinen Troges allgemein verständlich. Der alpine Trog ist eine Schweresyndakline (der Ausdruck ist von Alb. Heim), das kontinentale Feld im allgemeinen eine Schwereantikline.

Die **kontinentalen Massen** werden als die eigentlichen erzeugenden Schollen der Gebirgsbildung angesehen. Sie pressen die Geosynklinale zwischen sich aus. Diese ist die passive Zone. Zuerst sinkt das Gebirge unter der Überlast der Deckenmassen, kann so zur Geosynklinale werden. Die Senkung dauert fort. Große Sedimentmassen entstehen. Da wird die Versenkung vielleicht zu tief. Aufschmelzungen, Intrusionen setzen ein. Die Gebirgsbildung beginnt. Die Geosynklinale bildet Geoantiklinalen. Diese werden zu Deckenembryonen. Das Gebirge steigt nun ständig in die Höhe, überschiebt sich passiv über die Ränder des Vorlandes, es fließt auf diesem langsam hinauf. So entsteht naturgemäß der zweiseitige orogene Bau mit der Geschlossenheit seiner Linien, mit seinem scharfen Gegensatze zum kontinentalen Bau. Je länger die orogene Bewegung (Quellung) dauert, desto mehr kann diese Bewegung in die vorliegenden kontinentalen Felder ausstrahlen. Dann werden mehr oder weniger den alpinen Regionen parallele Dislokationen entstehen, die weit hinaus in das Vorland zu verfolgen sind. Dann entstehen vor den Alpen Ketten-, Falten-, Schollengebirge, wie der Jura, der Libanon, die deutschen Mittelgebirge u. a. Sie sind in ihrer jungen Deformation die letzten Wehen des alpinen Orogen.

X. Die alpine Geosynklinale

Wenn wir versuchen wollen, ein Bild der alpinen Geosynklinale zu zeichnen, so kommen wir zu folgenden großen Umrissen.

Gegen **Ende des Paläozoikum** sind in Mitteleuropa die paläozoischen Hochalpen entstanden, die variszischen, herzynischen und die armorikanischen Ketten. Im Norden läßt sich ein Stamm von England über Belgien nach Deutschland bis nach Polen verfolgen. Ihm gehören die großen Kohlenfelder Englands, Belgiens und Deutschlands an. Dieser Stamm ist stets nordbewegt. Sein Vorland ist die russische Tafel. Ich habe daher diesen als den russischen Stamm des paläoiden Orogen bezeichnet. Das übrige Mittel- und Westeuropa bilden das Zwischengebirge. Die heutige alpine Zone repräsentierte im Paläozoikum wahrscheinlich zum größten Teil den südlichen Stamm des Orogen, das ungefähr WO sich erstreckte¹⁾. Aus diesem paläozoischen Orogenteil ist der alpine geworden. Er kann daher mit Recht als ein posthumer Bau bezeichnet werden, der aber weitgehend verändert wurde.

Während der nördliche (russische) Stamm des paläozoischen Orogen erstarrt ist und der russischen Tafel angegliedert worden, war es im Süden anders. Auf den jungpaläozoischen Bau folgte alsbald wieder die geosynklinale Phase. Die Landzeit währte recht kurz. In der karnischen Kette ist Oberkarbon-Perm marin entwickelt. Darüber folgt das Mesozoikum. Zweifellos waren in dieser Zeit Gebirge vorhanden. Sie wurden weitgehend verebnet. Die roten Sandsteine, der Grödnersandstein, der Buntsandstein weisen auf arides Klima. Das Meer war im allgemeinen flach. Sicher waren größere Teile der Alpen landfest. Alles war anders gestaltet als heute. Denn der Raum zwischen der karnischen Hauptkette und dem heutigen Südrande der böhmischen Masse war um viele hunderte Kilometer breiter als heute.

Aus der paläozoischen Gebirgsbildungszeit stammen zum größten Teil die großen Granitgneismassen des helvetischen, penninischen, des unterostalpinen Gebietes. Aus dieser Zeit stammen ferner die ersten Metamorphosen der paläozoischen Schichten; manche der Metamorphosen der kristallinen Schiefer, vielleicht auch mancher Bauplan. So soll nach Geyer auf der Ahornalpe in der karnischen Kette das Oberkarbon transgressiv auf gefaltetem älterem Paläozoikum liegen. Wenn das der Fall ist, so liegt hier inmitten der Alpen ein unberührtes Stück Altaiden.

¹⁾ Dieser Südstamm war nach Süden bewegt.¹⁾ Vielleicht sind die Südüberschiebungen im Schwarzwald schon hierher zu rechnen.

Nach Argand und Staub soll die Geosynklinealbildung im Penninikum aus dem Paläozoikum in das Mesozoikum fort-dauern. Dort folgen also paläozoische und mesozoische Schichten konkordant. Dort wäre keine intrakarbene Gebirgsbildung vorhanden.

Meiner Meinung nach ist die Parallelkonkordanz des Penninikum eine tektonische und ich glaube, daß die intrakarbene Gebirgsbildung die ganzen alpinen Zonen beherrschte, das somit überall eine Diskordanz zwischen dem Mesozoikum und seiner Unterlage besteht. Wahrscheinlich ist, daß das Gebirge weitgehend verebnet wurde. Teile brachen neuerdings ein, wurden zu Geosynklinealen. Andere Teile, besonders solche, welche größere Granitintrusionen hatten, waren horst-artige Zonen, Gebirge, Inselketten.

Wahrscheinlich ist es, daß diese alte Differenzierung die mesozoische Anlage der Geosynklinealen-Struktur im engeren schon wesentlich bedingte.

Im **tieferen Mesozoikum**, in der Trias, im Jura, in der Unterkreide finden wir in der alpinen Region allgemein die geosynklinale Phase. In dieser Zeit entstehen die mächtigen alpinen Sedimente. Argand, dann Staub haben versucht, das Bild der Geosynklinale der Westalpen zu zeichnen. Sie kommen zu folgendem Bilde.

Die **Geosynklinale der Westalpen** geht z. T. aus der paläozoischen Geosynklinale hervor. Die durch variszische Gebirgsbildung bedingte Differenzierung der Geosynklinale geht im Mesozoikum weiter fort. Staub unterscheidet:

1. Ein **helvetisches Geoantiklinalgebiet**, das in sich differenziert¹⁾ ist (Glarnerdecken bis Wildflyschdecken).
2. Das **penninische Geosynklinealgebiet**. Es zerfällt in drei Teilgebiete, in ein nord-, mittel- und südpenninisches Gebiet. Teilantiklinealen stellen sich in der großen penninischen Geosynklinale ein, in der die penninischen Schiefer in bathyaler Lage entstehen (Tessinerdecken, Margna- bis Dent Blanchedecke).
3. Das **unterostalpine Geoantiklinalgebiet**. Eine Reihe von Teilgebieten scheiden sich entsprechend der heutigen Deckengliederung (Klippen-, Sella-Errdecke bis Languarddecke).
4. Das **oberostalpine Geosynklinealgebiet**. Es sind erst die höheren inneren Deckengebiete der Ostalpen, also hauptsächlich die Kalkalpen (Campodecke bis Silvrettadecke und Kalkalpendecken).

Nach Argand und Staub kann man aus der Faziesentwicklung der einzelnen Decken, der einzelnen Gebiete erkennen, daß die Antiklinalgebiete der alpinen Geosynklinale die **Deckenembryonen** sind. Diese Antiklinalgebiete lassen sich nach Staub durch die Trias, den Jura, die Kreide mit gleichen allgemeinen Charakteren verfolgen.

¹⁾ Mit scharfer Diskordanz der postvariszischen Sedimentserie.

Allgemein gilt, daß **der Rücken der Geoantiklinale** zur Stirne der Decke wird. Hier finden sich dann **neritische Sedimente**, besonders Brekzien, hauptsächlich vom Lias an bis zum Tertiär. Diese Brekzien kennzeichnen das Vorrücken der Decken. Nach den westalpinen Geologen setzt also die paläozoische Gebirgsbildung mit der schärferen Akzentuierung der Geoantiklinalen und der Geosynklinalen durch das ganze Mesozoikum fort. Die Gebirgsbildung ist also mehr ein Kontinuum. Im Tertiär erfährt sie aber eine Steigerung.

Die Faziesbezirke der östlichen Ostalpen

Wenn wir die im Deckenbau der östlichen Ostalpen aufeinandergetürmten Decken aufrollen, kommen wir zu folgenden Faziesbezirken des Mesozoikum.

An das kontinentale **böhmische Massiv** schließt das **helvetische Gebiet** sich mit gleichem Untergrunde, die **Waschbergzone**, an. Sie fehlt in den Ostalpen selbst, kommt aber nördlich von Wien zum Vorschein. Kreide-Eozän in außeralpiner karpathischer Fazies (Schelfzone). Dann folgt in der Flyschzone anschließend die äußerste Zone, die wir die **Greifensteinerzone** nennen wollen. Sie besteht aus klastischem Neokom mit Aptychen, dann Oberkreide in Seichtwasserfazies (Jäger und Friedl) und Eozän (Greifensteiner Sandstein). (Antiklinalzone?)

Weiter folgt die **Kahlenbergzone** (Wienerwalddecke bei Friedl) mit der Tiefenfazies der Kreide (Inoceramenmergel) und Eozän. (Synklinalgebiet?)

Vielleicht folgt die Zone von St. Veit, eine Oberkreidezone in Seichtwasserfazies, die Klippen tragend. (Antiklinalgebiet?) Wir möchten aber diese Zone für unterostalpin halten¹⁾.

Der weitere Untergrund ist nicht bekannt. Alle diese Zonen müssen jedenfalls erst nach dem Eozän überfaltet worden sein. Ihr Bau ist sicher nacheozän (vormiozän).

Die nächste Zone der Ostalpen, die wir nun kennen, ist das typische **penninische Gebiet des Tauernfensters**. Freilich schließt dieses nicht unmittelbar an das helvetische Gebiet an, dessen Fortsetzung im Tauernfenster nicht bekannt ist und unter oder vor die tiefste penninische Decke zu liegen käme. Das ist die **Ankogeldecke**. Über ihr liegt die **Hochalm-**, die **Sonnblickdecke**. Alle sind ungefähr gleich im Aufbau. Das Grundgebirge bilden die Zentralgneise mit wenig entwickeltem Paläozoikum (Karbon). Darauf liegt die mesozoische Schieferhülle mit Quarzit, Kalk, Dolomit und Schiefen. Die Serie ist offenbar ident mit dem Bündner Schiefer, mit den Schistes lustrés der penninischen Alpen.

¹⁾ Trauth hält diese Zone für ultrahelvetisch.

Übersichtstabelle der Deckenverhältnisse

		Schweiz					Rheinlinie					
Dinariden	Alpiden	Vorland	Außenzone	dinarische Decken		Intrusionen dinarisch-alpine Narbe	lombardische Tiefebene					
				unter	—			—	—	—	—	—
				ober	—			—	—	—	—	—
				hoch	—			—	—	—	—	—
				hoch	—			—	—	—	—	—
				ober	—			—	—	—	—	—
				mittel	—			—	—	—	—	—
				unter	—			—	—	—	—	—
				ostalpine Decken				Zone von Bellinzona		Simmendecke	Languarddecke Campodecke	
				penninische Decken				Dent Blanche Sesiazone Zone von Canavese		Niesenflysch Klippendecke Brekziendecke	Schamserdecken Flysch Margnadecke Sella-Erredecke Bernina	
helvetische Decken		Gotthard-Massiv		Schistes lustrés	Molare Simano							
Vorland		Aar-Massiv			Aar-Massiv							
Vorland		Aar-Massiv			Aar-Massiv							
		Aar-Massiv		Autochthon Glarnerdecke Mürtschendecke	Aar-Massiv							
		Gotthard-Massiv		Drusbergdecke Säntisdecke Wildflysch	Gotthard							
		Simplon		Schistes lustrés	Molare Simano							
		St. Bernhard			Adula							
		Mt. Rosa große Grünschiefermassen			Tambo- Surettadecke Serpentine							
		Luganer Kalkalpen, insubrische Zone			lombardische							

der Alpen und Karpathen.

und westliche	Zentrale und östliche Alpen	Karpathen	
Molasse			
Fläscherberg	—	Subbeskidisch- beskidische Decken Hochtatische Decken nach der Ansicht polnischer Geologen	
Säntisdecken Vorarlberger Flysch Wildflysch	(Semmering?)		
Schistes lustrés	Ahorn-Ankogel- decke	Zentralgneis und Schieferhülle	metamorphe Schiefer des ungarischen Mittel- gebirges?
	Tuxer-Hochalm- decke		
	Zillertaler- Sonnblickdecke Modereck-Teild. größte Grünschieferzone der Tauern		
von Malenco			
Prätigauflysch, Falknis-, Sulzfluh-, Brekziendecke, Aroscher Schuppen- zone, Klippenzone der Ostalpen	Schladminger- decke Semmering	Mischungszone Radstätterdecke Semmering Klippendecken (St. Veit usw.)	hochtatische Decke
Aroscher und Enga- diner Dolomiten Allgäudecke	Murauerdecke	Frankenfelse- decke Lunzerdecke	subtatische Decke Lunzerdecke
Lechtaldecke Inntaldecke	Rieserferner Tonalit Intrusion	Ötscherdecke Karawanken Bachergebirge	Ötscherdecke (Waagtal) Dobschauer Gebirge
—		Karnische Hauptkette (Silur-Devon)	Hallstätter hochalpine Decke
—	Narbe? (Silur-Devon) Steiner Alpen Narbe?		Zone von Agram, Tufferer Kalkberge, Granit-Tonalitintrusionen? Narbe?
—	Julische Vorzonen		bosnische Schiefer- hornsteinzone
—	Karbon	Decke von Pöl- land und Idria	kroatisch-bosnische (albanische) Tafel
Kalkalpen		Triestiner Karst istriatische Ketten	dalmatinische Kette
venetianische Tiefebene		Adriatisches Meer	

Zwischengebirge?

Es wäre, folgen wir der Anschauung von Argand und Staub, als **penninisches Geosynklinalgebiet** zu deuten. Ob hier Oberkreide vorhanden ist, ist unbestimmt. Ich habe bei meinen wiederholten Besuchen der Radstätter Tauern immer den Eindruck empfangen, daß die Radstätter Brekzien, im besonderen die Schwarzeckbrekzien tektonische Brekzien seien. Aber es wäre auch möglich, daß sie Brandungskonglomerate an steiler Küste vorstellen, die bald darauf überfaltet und zu tektonischen Brekzien geworden sind. Wäre diese Deutung möglich, dann käme für diese Bildungen meiner Meinung nach nur oberkretazisches Alter in Betracht. Sie wären die Vertreter des Zenoman (Gosau).

Das penninische Geosynklinalgebiet ist ein großes weites Faziesgebiet. Das Grundgebirge, das Mesozoikum ist ganz anders als im helvetischen oder im ostalpinen. Die Geschichte des penninischen Faziesbezirkes ist eine andere als die des helvetischen oder gar des ostalpinen.

Das unterostalpine Geoantiklinalgebiet. Vom Penninikum ist ein ziemlicher Sprung in das Faziesgebiet des Unterostalpin. Es sind aber gewisse Ähnlichkeiten da. Übergänge im Großen. Alles in allem aber sind die beiden Faziesgebiete doch recht weit verschieden. Anderes Kristallin ist da, dann reicheres Paläozoikum (Karbon). Auch das Mesozoikum ist alpiner. Ganz charakteristisch sind die Brekzien, deren zenomanes Alter angedeutet worden ist. Das unterostalpine Faziesgebiet der Ostalpen entspricht im großen und ganzen dem Unterostalpin der Westalpen, also der Bernina-Err-Decke (Wurzel der Brekzien-Klippendecke). Ich habe von jeher die Radstätter Zone mit diesen Gebieten verglichen und halte sie ebenfalls wie Staub für antiklinale Zonen der alpinen Geosynklinale.

In dieses unterostalpine Faziesgebiet rechne ich das Radstätter-, das Semmering-, das hochtatische Mesozoikum, wahrscheinlich ist auch die Klippenzone hierher zu stellen. Nahe diesem Gebiet muß auch die subtatische Zone der Karpathen mit ihrer Keuperentwicklung der Trias stammen.

Diese Keuperentwicklung der Trias ist ein charakteristisches Merkmal der unterostalpinen Geoantiklinale. Wir sehen daraus, daß im Süden des penninischen Geosynklinalgebietes durch die ganzen Alpen, von den Klippen der Schweiz bis zur Hohen Tatra in den Karpathen zuzeiten Festland war, daß hier die **germanische Trias innerhalb der Alpen** z. T. typisch entwickelt wurde. Vielleicht liegen ähnliche Fälle auch in anderen Gebieten vor. Das gibt Anlaß, die germanische Fazies der Trias in alpinen Regionen mit Vorsicht zu behandeln. Andererseits gibt sie ein richtigeres Bild der alpinen Geosynklinale.

Nach den Inselzügen des unterostalpinen Gebietes folgt das **mittel- und oberostalpine, endlich das hochalpine Geosynklinalgebiet**. Es

war sicherlich auch reich differenziert. Das zeigen die so lebhaft wechselnden Sedimente. In die innersten Teile der alpinen Geosynklinale südlich der Karawanken haben wir auch die Trias des Bakony zu stellen: Sie hat bereits südalpine Merkmale.

Die **hochalpinen und hochdinarischen Decken** stammen aus einem großen Faziesbereich. Sie führen die reichen Ammonitenfaunen der Trias. Als Paläozoikum kommt die Karnische Kette in Betracht.

Damit stehen wir bereits in der **Narbenregion von Ostalpen** und Dinariden in der Fortsetzung der Ausläufer des ungarischen Zwischengebirges. Sueß empfand die **Karnische Hauptkette** als fremdes Stück innerhalb der Alpen. Besteht die oberkarbone Transgression zu Recht, dann läge hier ein Stück Altaiden vor, oder wie wir auch sagen könnten, ein Rest des Zwischengebirges. Freilich gibt es wie immer noch eine andere Deutung. Die scheint auch die wahrscheinlichere zu sein. So sind die Karnischen Ketten Teile der Alpen mit jungem Deckenbau. Das ist nach Tilmann möglich¹⁾. Es würde nicht merkwürdig erscheinen, wenn die „ellissoidi“ der Italiener in den Karnischen Alpen eines Tages in respektable Decken aufgelöst würden.

Nach außen haben wir im dinarischen Gebiet dann im allgemeinen zwei große Faziesbezirke, die der **unterdinarischen Decke** und der **adriatischen Außenzone**. Damit haben wir aber wahrscheinlich noch immer nicht den Außenrand der dinarischen Geosynklinale erreicht.

Wir geben in der Tabelle (S. 248/249) eine übersichtliche **Zusammenfassung der Deckenverhältnisse der Alpen** in den verschiedenen Gebieten. Wir versuchen diese gleichzusetzen, verweisen natürlich dabei auf den hypothetischen Charakter solcher Gleichsetzungen auf so weitem Gebiete. Vor allem möchte ich hier betonen, daß es natürlich sehr schwer ist, die Decken der Tauern mit denen der Westalpen gleichzusetzen. Bezüglich des Semmeringgebietes möchte ich noch sagen, daß dieses als die Fortsetzung der hochtatischen Decke der Karpathen im Sinne der polnischen Geologen als autochthon aufgefaßt werden müßte, als helvetisch oder sagen wir nordpenninisch. Ich habe mich selbst lange auch mit diesem Gedanken getragen, finde aber die Verbindung des Semmeringkristallin mit dem der ostalpinen Decke zu eng, als daß man eine so große Kluft dazwischen legen könnte.

¹⁾ Die ursprüngliche Südbewegung müßte dann aber in Nordbewegung weitgehend umgepreßt worden sein.

XI. Die Deckenbildung

Allgemeines. Wie sollen wir uns die Deckenbildung denken? Gerade dieses Phänomen machte so vielen Geologen solche Schwierigkeiten, daß sie die Deckenlehre verwarfen. „Ich kann mir nicht denken, wie Decken entstehen können. Darum glaube ich auch nicht daran.“ Das hat man früher öfter als „Argument“ gegen die Deckenlehre hören können.

Wir sehen vor allem: Die Deckenbildung ist ein Akt, der nur die Geosynklinalen betrifft. In der geosynklinalen Phase werden große Sedimentmassen aufgehäuft. Die Geosynklinale wird immer tiefer und auch breiter. Die große Geosynklinale akzentuiert sich dabei immer stärker. Teilgeosynklinalen entstehen, die immer tiefer werden, während die Geoantiklinalen immer höher steigen. So werden Inselzüge mit Geosynklinalen vor sich. Diese sind Vortiefen. In diese fließen, schieben sich die Inseln als Ganzes, als Teile, langsam, vielleicht auch plötzlich. Die Inseln werden wandernd, schütten ihren Schutt in die Tiefen vor sich. So werden die Brekzien. Sie finden sich in abyssalen, in neritischen Zonen, im Lias, Dogger, Malm, in der Kreide, im Eozän, im Miozän. Das sind die Blockbildungen des immer mehr vorrückenden Gebirges. In den inneren Teilen der Geosynklinale setzt die große allgemeine Gebirgsbildung ein. Von dort geht sie allmählich weiter nach außen, auf das Vorland. Das Vorland wird immer mehr überschoben. Das ganze ist ein Zusammenpressen der Geosynklinale zwischen den starren Massen der Vorländer. Die Gesteinsmassen der Geosynklinale weichen im Kampfe um den Raum aus nach oben, nach außen. So fließen sie immer über das Vorland. Normal wird dabei das Orogen zweiseitig gebaut. In den Alpen ist das Orogen fast einseitig. Die Dinariden gehen weit über die Alpen hinweg.

Die kretazische Gebirgsbildung. Die westalpinen Geologen glauben, daß die Hauptdeckenbildung erst mit dem Tertiär einsetzt. So Argand, Heim, Staub, wengleich die Deckenanlage sich im Mesozoikum vollzieht (Embryonalfalten, Fig. 98).

Nach Roothaan beginnt die Deckenbildung ebenfalls schon in der Trias, setzt im Lias fort. Im Malm bestehen nach Roothaan im Süden des Gotthardmassiv bereits weitgehend entwickelt die penninischen Decken. In der Kreide werden bereits die helvetischen Decken nach Norden vorgetrieben, im besonderen die tieferen Decken, denen also die Kreide primär fehlen soll. Die Deckenbildung setzt im Tertiär weiter fort (Fig. 99).

Andererseits weisen die Verhältnisse der Ostalpen, der Karpathen auf große interkretazische Gebirgsbildungen.

Wir sehen die Gosau der Ostalpen mit groben Konglomeraten weithin transgressiv in den Zentral-, in den Kalkalpen. In der Kainach

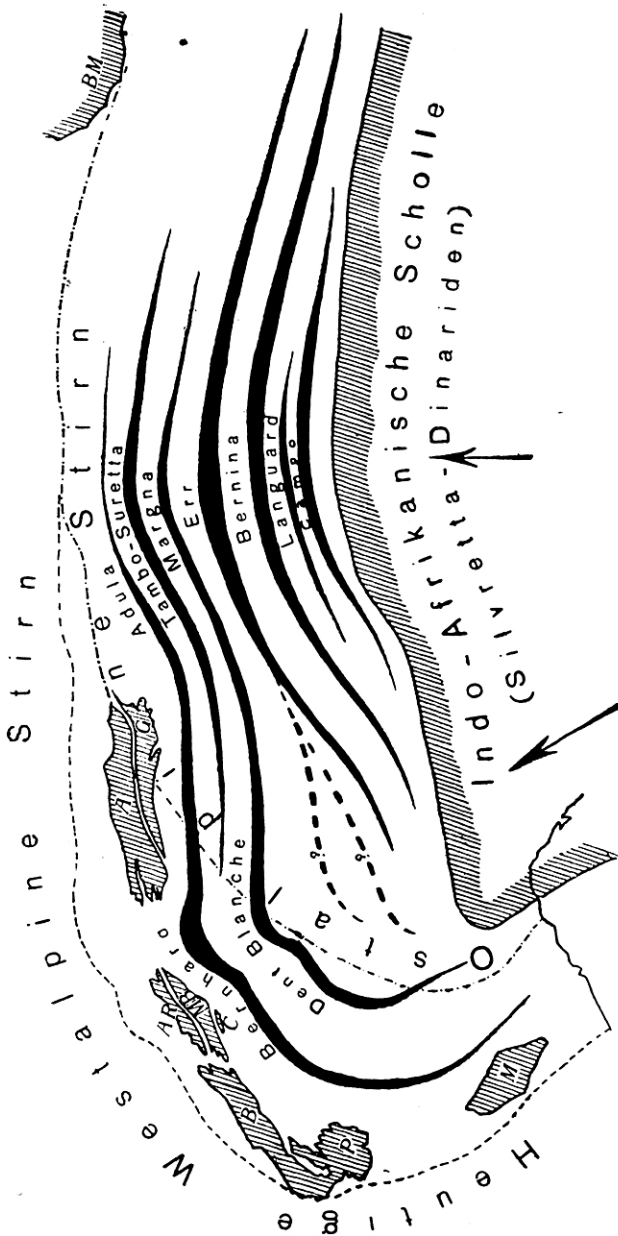


Fig. 98. Schema der alpinen Embryonalfalten im mittleren Mesozoikum nach R. Staub. M = Mercantour. P = Pelvoux. B = Belledonne. AR = Aiguilles Rouges. MB = Mont Blanc. C = Mont Chétif. A = Aarmassiv. G = Gotthard. BM = Böhmisches Massiv.

bei Graz liegt die Gosau transgressiv, flach, wenig gestört auf Altkristallin der höheren ostalpinen Decken. Soll diese Gosau weithin überfaltet worden sein? In den mesozoischen Inseln von Kärnten (St. Veit,

Eberstein) liegt die Gosau, das Eozän ebenfalls nur leicht gewellt, transgressiv über Mesozoikum und Grundgebirge. Während aber die Trias stark disloziert ist, mylonitisiert, soweit das in den obersten ostalpinen Decken der Fall ist, findet sich das gleiche tektonische Verhalten nicht in der Gosau. Die Quarzporphyre der Gosau sind nicht metamorph. Die Quarzporphyre der ostalpinen Decke im Anstehenden zeigen dagegen die tektonische Beeinflussung. Die Gosau der Nordalpen zeigt unzweifelhaft Beziehungen zum Flysch. In der Oberkreide der Zone von St. Veit bei Wien liegt gleichsam ein Bindeglied von der Flyschfazies der Oberkreide zur Gosaufazies.

Diese und ferner liegende Beweggründe veranlassen, zu glauben, daß die Überfaltung der ostalpinen Decke über das Penninikum vorgosauisch ist.

Demgegenüber pflegt man einzuwenden, daß im Engadiner Fenster noch der Prätigauflysch liege, daß dort unter dem Kristallin noch Oberkreide liege. So kann der Bau nicht vorgosauisch sein.

Die Verhältnisse könnten vielleicht so verstanden werden.

Erstens kann man die Bündner Region, das Engadiner Fenster nicht unmittelbar dem Tauernfenster gleichstellen, was die Position im alpinen System anbelangt. Meiner Vorstellung nach sagt die Flyschzone des Prätigau, die Kalkzone von Arosa, des Engadin, daß wir hier an dem Stirnrand der ostalpinen Decken stehen. Die Tauern haben eine andere Position. Die sind weiter weg vom Stirnbogen der Alpen. Sie sind innere Teile der Alpen. Nur, wo die allgemeinen Stirnen sind, da haben wir den Flysch und die Kalkzone. Darum fände sich im Engadin noch Kreide, in den Tauern nicht.

Die Verhältnisse sind so zu verstehen, daß die ostalpinen Decken die penninischen erzeugt haben. In der Oberkreide ist nach meiner Vorstellung die penninische Geosynklinale von ostalpinen Decken überfahren. Auf dem zugedeckten Penninikum entsteht der Margna-, der Prätigauflysch. Der ist dann nicht mehr penninisch im eigentlichen Sinne. Er geht meiner Meinung nach in Gesteine des südhelvetischen Gebietes; in Wildflysch, Niesenflysch über.

Im ostalpinen Gebiet wären die Hohen Tauern tief zugedeckt. Vielleicht haben hier die ostalpinen Decken ein Gebirge gebildet, das das Gosaumeer mit Quarzporphyrgeschieben versorgte.

Jedenfalls denken wir uns, daß in der Oberkreide die Deckenbildung weit fortgeschritten ist. Im Ostalpinen erkennen wir die ersten Anfänge im obersten Jura. Da zeigen die hochalpinen Decken mit neritischen Bildungen, wie Plassenkalk, während in der Vortiefe der oberostalpinen Decken Radiolarite zum Absatz gelangen.

Die nächste große Gebirgsbildung erfolgt im **Oligozän**. Das lehrt vor allem die Molasse. Die Klippen der Schweiz müssen in dieser

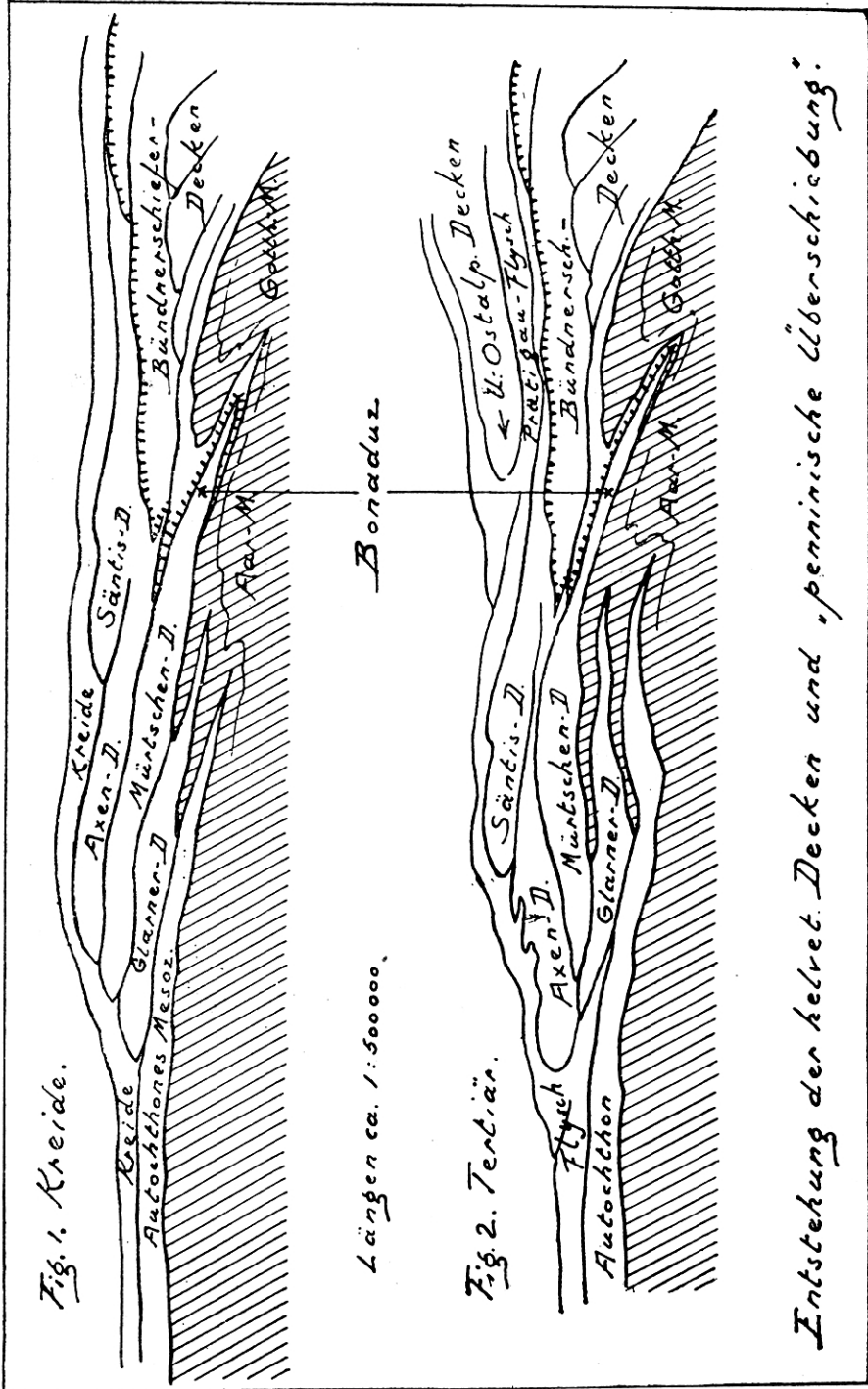


Fig. 99. Der Deckenbau der Alpen in der Kreide und im Tertiär, nach H. Ph. Roothaan.

Nach Heim finden die letzten Überfaltungen im **Pliozän** statt. Die Bewegungen aber dauern fort. Im Diluvium führen die Bewegungen im alpinen Körper zu Talverbiegungen, zu Einsenkungen des Alpenkörpers, so daß rückläufige Terrassen im Vorlande entstehen (Heim, Ampferer, Penck). Die Deckenbildung ist ein Prozeß, der ganz verschiedene geologische Phänomene erzeugt, daß man ihren Zusammenhang lange nicht erkannte.

Ganz charakteristisch für ein **Geosynklinalgebiet im Zustande der Deckenbildung** ist die reiche Differenzierung des Meeresbodens in Inselzüge und tiefe Tröge. Dann eine bestimmte Gesteinsbildung. Es entstehen orogene Gesteinstypen. Also Flysch, Molassegesteine, dann die Brekzien. Die Bewegungsflächen sind Zonen des Vulkanismus. Pazifische Gesteine erscheinen, werden in die Bewegung einbezogen und werden daher metamorph. Auffallend ist der Reichtum an basischen Gesteinen, Intrusiven, Extrusiven, an grünen Gesteinen (Diabase, Serpentinaen usw.). Auffallend ist ferner ihre häufige Vergesellschaftung mit Radiolariten. An den großen Überschiebungsflächen liegen eruptive Überschiebungsapophysen¹⁾, mitgeschleifte oder aufgeschürfte Eruptiva an der Sohle großer Decken. Mylonite bezeichnen die oberen Lagen des alpinen Deckenbaues. Sie sind die Trümmergesteine der Bewegungsflächen der Decken. Kristalline Schiefer geringer Umformung entstehen in der obersten Zone der Bewegungen. In der Tiefe des alpinen Troges werden die Gesteine in allgemeiner Tiefenmetamorphose umkristallisiert. Diese Tiefenmetamorphose kann erhalten bleiben, kann aber unter Umständen von einer Mylonitstruktur, die jünger ist, gefolgt sein. Alle diese Strukturen sind alpin und sind von älteren orogenen Strukturen wohl zu unterscheiden. Die Deckenbildung vollzieht sich nach Lage und Gestein verschieden. Liegende Falten mit erhaltenem Liegendschenkel, oft von Riesendimensionen sind die Charakterfiguren der Tiefendecken der Alpen, also des penninischen Gebietes, z. T. auch des unterostalpinen. Aber auch an der Oberfläche des Deckenbaues finden sich Haufwerke liegender Falten, wenn das Material schieferig ist. So in den helvetischen Decken. Sogar in den Kalkalpen kann man noch Liegendschenkel der Falten finden. Meist aber ist Schuppenstruktur vorhanden. Nicht Abspaltungen, sondern mehr liegende Falten sind ein Charakterzug des orogenen Baues.

Phasen der Ruhe und Phasen der Bewegung folgen einander. Dabei wird sogar die Bewegungsrichtung modifiziert. **Longitudinale** und **transversale Bewegungen** folgen sich, durchkreuzen sich. Überschobene Gebiete wandern weiter. So entstehen überaus komplizierte

¹⁾ Inwieweit ist der Plutonismus der „Narben“ überhaupt autochthon?

Strukturen von Verfaltungen, Einwicklungen der Decken. Horizontale und vertikale Bewegungen mischen sich. Mit der Erstarrung des Alpenkörpers erlahmen die **orogenen Bewegungen**. Die **epirogenetischen Bewegungen** treten dann schärfer hervor, zerlegen das Kettengebirge in Schollen, heben **Kulminations-** und **Depressionsgebiete** heraus.

XII. Die jüngeren Deformationen der Alpen

Die ältere Auffassung. Man glaubte lange Zeit, daß mit dem Miozän die alpinen Bewegungen abgeschlossen seien. Als Hauptbeweis führte man an, daß das Miozän in Becken in den Ostalpen eingesenkt wäre. Und diese Becken, wie insbesondere das inneralpine Wienerbecken, seien nicht mehr gestört. Man wies darauf hin, wie die miozänen Terrassen in der gleichen Höhe vom Wienerbecken bis in die böhmische Masse zu verfolgen seien.

Diese Vorstellungen gehörten mit zur Grundlage der Stratigraphie des Tertiär und wurden im Bau und Bild Österreichs allgemein dargestellt. Schaffer glaubte z. B. einen norischen miozänen Fluß zu erkennen, der längs der Mur und Mürz aus dem Innern der Alpen im Osten des Semmering mündete. Die Terrassen hat insbesondere Hassinger weithin verfolgt.

Die neue Auffassung. Demgegenüber betonten andere Forscher seit langem junge Deformationen. Penck und Brückner erkannten pliozäne Hebungen an der Außenseite der Alpen. In der Schweiz erkannte man die rückläufigen Terrassen. Vor allem aber die große Überfaltung der sarmatischen (?) Molasse des Rhonetales. Im bayrischen Vorlande kann man heute noch junge Deformationen nachweisen (Schmidt), die Ortsveränderungen herbeiführen. In den Ostalpen erkannte man die Deformationen des Miozän¹⁾. Hassinger zeigte, daß die Terrassen

¹⁾ „Das Miozän des Obdacher Sattels ist eine schmale, aber tiefe Grabeneinsenkung. Am Südrande des Judenburger Beckens beträgt die Sprunghöhe zwischen Judenburg und Weißkirchen schätzungsweise 1500 m. Noch in der Mitte des Beckens, an der Mur oberhalb Zeltweg zeigt das Miozän ein Einfallen von 10°. Im Leobener Becken ist die Sprunghöhe mindestens 280 m. In Bruck mindestens 300 m. Im Mürztal ist das Miozän um mindestens 700 m, im Aflenzner Becken um etwa 300 m abgesunken“ (W. Petraschek). Im Becken von Trofaiach findet sich eine Verwerfung von etwa 400 m. Diese Tektonik stammt aus der Wende von I. und II. Mediterranstufe. Es sind nicht Überreste eines Flusses, wie Schaffer glaubte (norischer Fluß), sondern die Reste einer ehemals weit verbreiteten Sedimentdecke. „Das alpine Süßwasser miozän entspricht nach Petraschek den Melker Schichten, die an der Basis des

pliozän seien und nicht miozän, daß junge Aufwölbungen vorhanden seien. In neuester Zeit glaubt man weitgehende Talverbiegungen zu erkennen (Penck, Ampferer). Staff führte die Morphologie der Westalpen auf eine allgemeine bedeutende Hebung der präglazialen Oberfläche der Westalpen zurück. Wer die beigegefügte Alpenkarte betrachtet, wird die allgemeine junge Deformation des Alpenkörpers und seines Vorlandes allgemein erkennen. Argand führt die ganze Steilstellung der Wurzeln auf die miozäne Zusammenpressung (spätinsubrische Phase) des Alpenkörpers zurück.

So ist gar kein Zweifel, daß die Alpen noch nach dem Miozän eine bedeutende Zusammenpressung, eine bedeutende Aufrichtung erfahren haben. Diese war aber nicht an allen Stellen gleich. Diese Verschiedenheit der Dislokation ist die Ursache der heutigen **morphologischen Verschiedenheit der Alpen**.

Wir unterscheiden in den Alpen deutlich echte hochalpine Landschaften, die sich meist an die Zentralalpen knüpfen. Das sind die am höchsten emporgetragenen Zonen. Sie zeigen typisch den jungen glazialen Zyklus. Dann haben wir z. B. in den Muralpen mehr Mittelgebirgscharakter. Hier fehlt der glaziale Zyklus fast vollständig. Er ist meist gerade noch angedeutet. Hier finden sich weithin die alten Hochflächen, die in ihrer Anlage, wie das zuerst Götzinger erkannte, in das Altmiozän zurückgehen. Die Kalkhochalpen, wie der Dachstein, zeigen diese alten Flächen, auf denen sich in vielen Fällen die Augensteinschotter finden. Sie finden sich noch in der gleichen Weise in den Karawanken (im Petzenzug nach Mojsisovics).

Die **großen Längstäler der Alpen** haben zweifellos eine tektonische Anlage. Sie sind aus primären Tiefenlinien, Gräben, großen Synklinen hervorgegangen. Das verraten deutlich in den Ostalpen die miozänen Ablagerungen. Die Anlage dieser großen Täler ist sicherlich eine junge. Wir sehen, wie die Donau, der Rhein, die großen Flüsse des Vorlandes erst im Pliozän entstehen. Da ist es doch wahrscheinlich, daß auch in den Alpen das heutige Flußsystem aus pliozänen Anlagen hervorgegangen ist¹⁾. Die junge kräftige

Schlier liegen. Die Leobener Nagelfluh und die miozänen Schotter sind Konglomerate des Mur- und Mürzgebietes und mit dem Buchbergkonglomerat am Rande des Tullnerbeckens zu vergleichen.⁴⁾ Die Hollensteiner Nagelfluh am gegenüberliegenden Rande des Wiener Beckens gehört ebenfalls in dieses Niveau. Diese Konglomeratmassen verzahnen sich stellenweise mit dem Schlier.

Die Melker Schichten sind aquitanisch. Der Schlier gehört dem Burdigalien an. Zwischen beiden Schichten besteht eine leichte „Erosionsdiskordanz“ (Petraschek).

¹⁾ Da stellt sich die Frage ein, ob nicht „Augensteinschotter“ vielleicht pliozän sein könnten, analog den ältesten Flußschottern des Rheines, der Donau.

Die jüngere Herausbildung der Alpen und des Vorlandes in der Schweiz nach Alb. Heim
(mit einigen kleineren Veränderungen)

Zeitabschnitte	Gletscherland	Wirkung der Gletscher	Wirkungen der Gletscherflüsse	Erosion, Akkumulation, Dislokation.
Aluvium	Historisch (Myazett)	Kleiner Stand und kleine Schwankungen	Moränen in der Nähe der jetzigen Gletscher	Die Täler nicht so tief wie im großen Interglazial
	Prähistorisch (Litorinazett)	Damm-Gschnitzstadium	Zahlreiche Moränenwälle im Innern der Alpentäler	Wechsel von Erosion und Akkumulation. Meist 30—40 m Erosion
	Postglazialzeit (Ancylnszeit)	(Bühlstadium?) Rückzug allgemein	Löse im Rhein- und Rhonetal. Jüngerer Löß	Erosion extramorän in 20—80 m. Entstehen von Terrassen, epigenetischen Tälern
Diluvium	(Yoldiazett) letzte Eiszeit Wirmeiszeit	2. Rückzugetappe. 1. Rückzugetappe. Maximum des Vorstoßes	vom Vierwaldstätter See, Thun, am Ausgang der Alpenfäler. Drumlins, Moränen von Zürich. Äußerster Jungmoränenwall am Jura, des Tessin, des Adda-gletschers	Akkumulation der Niederterrasse 10—30 m lokal Moränen bis 100 m akkumuliert
	3. Interglazial Riß-Würm	Rückzug wenigstens zum Alpenrand	Schieferkohlen Wetzikon, Uznach	Erosion nicht stark
	Größte Ver-gletscherung? III. Rißeiszeit	Größte Ausdehnung der Gletscher, aber nur kurze Zeit. Vorstoß	Äußerste und höchste Moränen und erratische Blöcke. Jura bis Salin, Südfuß des Schwarzwaldes. Ältere Löss. Grundmoränen unterd. Schieferkohlen. Erosion der Hochterrasse.	Kalktuffe, Hauptlöß, interglaziales Kanderdelta, z. T. Bergsturz von Flims Lokale Schotter in verschiedenen Niveaus. Mittelterrasse

<p>2. große Inter- glazialzeit Mindel- Rißinterglazial</p>	<p>Rückzug der Gletscher bis in die Alpen. Vielleicht vollständiges Verschwinden der Gletscher</p>	<p>Bildung der alpinen Randseen durch Einsenkung des durchtaltalen Gebirges, Rückläufigkeit der Molasse</p>	<p>Alpensenkung ca. 300 m. Alpine Randflexur in der Molasse. Dislokation. Akkumulation der Hoch- terrasse 100—200 m. Gefällsabnahme. Größte Talerosion bis 600 m. Starke Einsenkung des Rheintalgrabens.</p>
<p>II. Eiszeit Mindelzeit</p>	<p>Vorstoß bei Überlingen, Stammheim, Glatt- felden, Heistersberg</p>	<p>Aufschüttung der tiefsten Rinnen (Rinnenschotter), der Hochterrasse extra- und intramoran bis an die Mo- lasse (der Höttingerbrezie bei Innsbruck nach Penck). Flußablenkungen. Erosionsterrassen im jüngeren Deckenschotter. Ausspülung der Molassetäler</p>	<p>Hebung des Mittellandes. Akkumulation 30 m</p>
<p>I. Interglazial</p>	<p>Rückzug in die Alpen</p>	<p>Erosion des älteren Decken- schotters und der Molasse</p>	<p>Erosion 80—160 m</p>
<p>I. Eiszeit Günzzeit</p>	<p>Vorstöße bis Baden, Ischel</p>	<p>Aufschüttung des älteren Deckenschotters als einheit- liche Decke</p>	<p>Akkumulation 30 m. Diskordanz des Diluvium</p>
<p>Präglazial</p>	<p>Das Mittelland ist zur Hochebene abgetragen; hoch über den heutigen Talböden liegend, von flachen Tälern durchzogen. Ablagerungen fehlen. Rheintal, Limmattal, Quertal der Aare vorhanden, Ablenkung des Rheines von der Donau weg in den Rheintalgraben.</p>	<p>Erosion.</p>	<p>Branden der alpinen Decken</p>
<p>Pliozän</p>	<p>Anschieben der helvetischen Alpendecken an und über das Molassegebirge.</p>	<p>Erosion</p>	<p>Erosion</p>
<p>Pontien</p>	<p>Auffaltung der subalpinen Molasse, Abwitterung und erste Talbildung</p>	<p>Hebung und Faltung der subalpinen Molasse</p>	<p>Hebung und Faltung der subalpinen Molasse</p>

Diluvium

Tertiär

Hebung der Alpen hat erst die Alpen morphologisch geschaffen, die Alpentäler eingesenkt, die das Eis dann ausgeschliffen hat. Freilich ist der ganze Vorgang nicht einfach. Wir sehen doch, wie andererseits in den Alpentälern mächtige Schotter- und Schuttmassen liegen, die nach Ampferer auf weitgehende Einsenkungen des Alpenkörpers schließen lassen. Nach Heim wäre die allgemeine Einsenkung des Gebirgskörpers nur die Schlußphase seines Aufbaues, die natürliche Folge des Nachsitzens des Gebirges durch das eigene Gewicht, ein isostatisches Ausklingen. Aber auch diese Anschauung, so richtig sie vielfach ist, wird nicht ganz den mannigfaltigen Verhältnissen gerecht, die sich in der Natur finden.

Genau so, wie der Deckenbau der Alpen uns noch viele Rätsel aufgibt, genau so ist es mit dem Problem der Herausbildung der Alpen zum Hochgebirge, das hier nur ganz kurz gestreift worden ist. Wie man sich das in der Schweiz denkt, ergibt sich aus der Tabelle von Alb. Heim, die ich der „Geologie der Schweiz“ entnehme und hier als Beispiel aufzähle.

XIII. Die Schwereverteilung in den Alpen

Die Schwereverhältnisse der Schweiz. Die Schwereverhältnisse der Erde stehen zweifellos in einem Verhältnisse zum geologischen Aufbaue. Genaueres weiß man nicht. Es ist notwendig, von geologischer Seite aus die Schwereverhältnisse der Erde zu studieren.

In den Alpen sind seit langer Zeit Schweremessungen im Gange. Es soll hier auf die älteren Untersuchungen besonders von Sterneck hingewiesen werden, die aber noch keine ganz befriedigenden Resultate zeigten.

In den Westalpen hat die Geodätische Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft die Schweremessungen organisiert und durch Messerschmidt, später durch Niethammer ausgeführt. 1914 wurde eine Karte mit den Kurven gleicher Schwereabweichungen als Resultat der Beobachtungen 1900 bis 1913 gegeben. Die Arbeit ist noch nicht abgeschlossen, bietet indessen schon heute Resultate, die Heim in ihrem Verhältnisse zum geologischen Baue bespricht.

Diese Ergebnisse sollen hier kurz referiert und in Verbindung gebracht werden mit den Ergebnissen der Untersuchungen, die in den Ostalpen in den letzten Jahren durchgeführt worden sind. Hier liegt eine kurze Notiz von L. Andres vor, dem Leiter dieser Schwereuntersuchungen.

Es soll hier gleich gesagt werden, daß die Ergebnisse der Schwereuntersuchungen in der Schweiz sowohl, wie in Österreich prinzipiell das

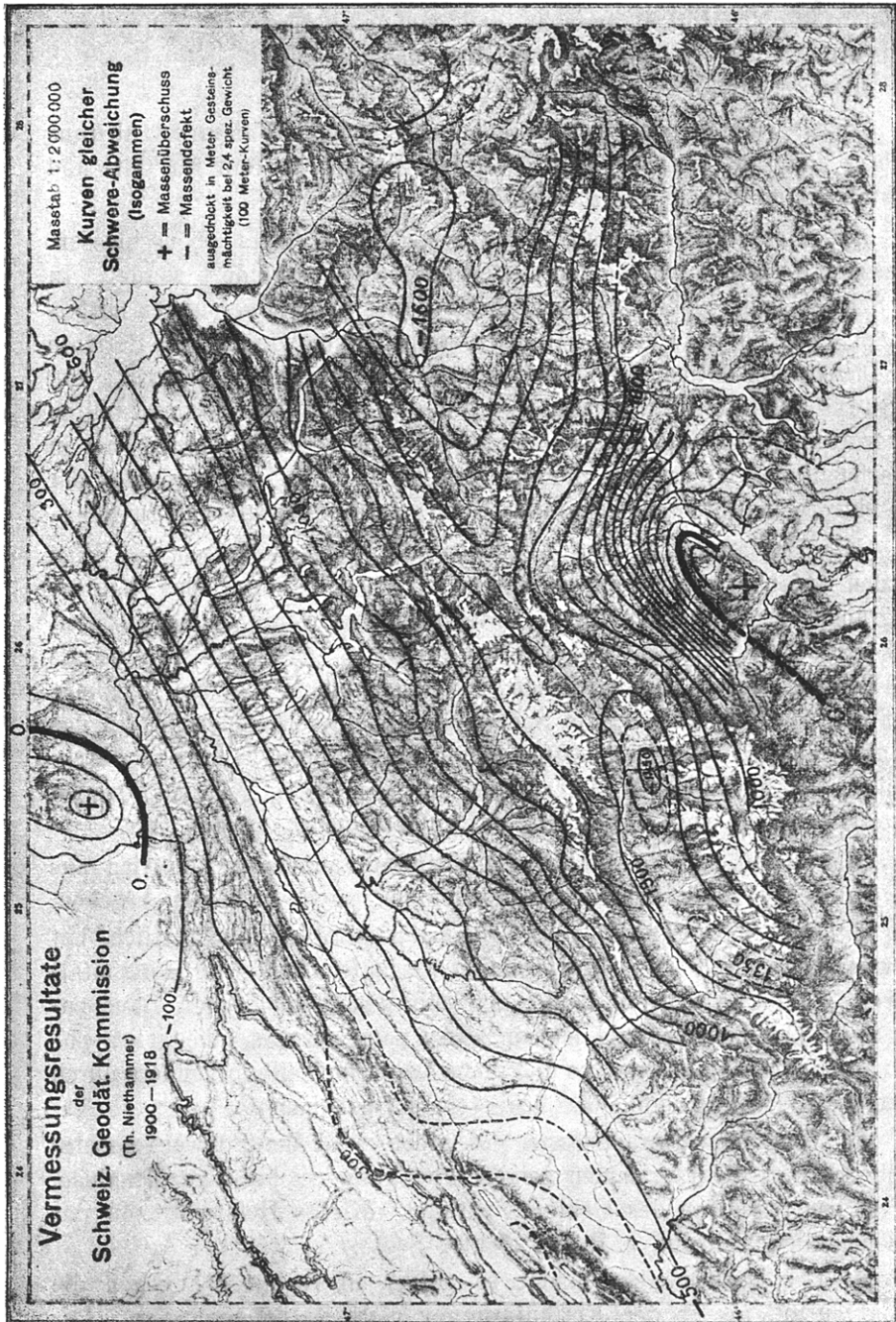


Fig. 101. Aus A. Heim, Das Gewicht der Berge

gleiche Resultat ergeben, nämlich einen **großen Massendefekt** der von außen gegen innen immer mehr zunimmt, etwa in der Achse der Gebirge seine größte Mächtigkeit erreicht, und von da an gegen die Wurzelzone abnimmt. In der Schweiz, soweit dies bisher bekannt ist, stellen sich hier sogar positive Werte ein.

Diese weitgehende Übereinstimmung in beiden Fällen ist überaus wichtig und sagt zugleich auch, daß der geologische Bau für Ost- und Westalpen im Prinzip der gleiche ist.

Die Untersuchungen sind, wie gesagt, noch nicht abgeschlossen. Aber die Resultate werden im wesentlichen nicht geändert werden. In der Schweiz sind bisher an etwa 180 Stationen Schwermessungen mittels Pendel durchgeführt worden. In den Ostalpen sind, wie ich dem Berichte von L. Andres entnehme, die Schwereuntersuchungen auf Anregung von E. Suess erfolgt. Die Erdschwere sollte in dem 1909 fertiggestellten Tauerntunnel und auch außerhalb desselben untersucht werden, um in experimenteller Weise über die theoretische Annahme des Verlaufes der Erdschwere in Gebieten mit großen Gebirgsmassen Aufklärung zu geben.

Mit Unterstützung der Akademie der Wissenschaften in Wien wurden anfangs unter Leitung von v. Sterneek durch das Militärgeographische Institut in Wien Untersuchungen vorgenommen, später, nach dem 1910 erfolgten Ableben v. Sternecks übernahm L. Andres die Leitung dieser umfangreichen Untersuchungen, die von Salzburg über den Hochkönig, über die Sonnblickgruppe nach Süden bis in das Drautal reichen. Gewichtsbestimmungen wurden von F. Becke durchgeführt, die geologischen Aufnahmen bildeten einen Teil der großen Tauernarbeit, die von Uhlig und Becke inaugurirt worden war.

Wir wollen nun in kurzem die Resultate aufzählen, die sich aus den Schweizerischen Schwereuntersuchungen nach A. Heim ergeben.

1. Der Schwarzwald vom Rhein an nördlich und östlich hat Schwereüberschuß. Die Schwerelinien verlaufen fast wie Horizontalkurven. Die Überschwere hängt klar mit dem geologischen Baue zusammen. Der Schwarzwald ist ein altes, paläozoisches, aber tief abgetragenes Faltengebirge, so daß die schwereren Teile, besonders durch die tertiäre Hebung, der Oberfläche sehr nahe kommen.

2. Vom Schwarzwald gegen die Alpen wird die Schwere gesetzmäßig kleiner, die Isogammen zeigen eine ganz regelmäßige Zunahme, laufen dem Streichen des Gebirges parallel. Kleine Deformationen der Linien stellen sich ein, z. B. am Genfer See.

3. Der Massendefekt nimmt so auffallend regelmäßig gegen die Alpen hin zu, als ob der Kettenjura gar nicht vorhanden wäre. Der Kettenjura hat anscheinend gar keinen Einfluß auf die Schwereverteilung. Seine Faltung greift eben nicht in die kristalline Tiefe hinab.

4. Das Ausbiegen der Linien am Genfer See (bei Iverdon--Vallorbe) hängt wahrscheinlich mit einer Querverschiebung zusammen.

5. Das wichtigste Ergebnis ist aber, daß das ganze Land vom Schwarzwald bis nach Locarno Massendefekt hat, also eine gewaltige Schweresynklinale bildet. Dabei ist die Unsymmetrie im Alpenbau ausgesprochen. Die Linie des größten Massendefektes verläuft vom Großen St. Bernhard über Châble, Stalden (Nicolai), Furka, Urserental, Vorder- rheintal, Chur und Davos. Die Abnahme des Massendefektes von dieser Linie gegen Süden geht viel rascher.

6. Das orographische und das Schwereprofil der Alpen decken sich sozusagen nicht. Der Massendefekt ist nach Norden vorgeschoben. Molasse und Jura haben sogar noch Massendefekt, obwohl sie doch nur alpine Teile im weiteren Sinne sind. Dagegen haben die südlichen Teile, als echt alpine Teile, Massenüberschuß.

7. Dieser Überschuß im Süden wäre, wie Heim sagt, vor 20 Jahren ein unverständliches Rätsel gewesen. Heute verstehen wir ihn sehr gut, als die notwendige Folge der Teilung der Alpen in Deckenland und Wurzelland. Unter dem Wurzelland steigen die tieferen Massen der Erdrinde auf, im Deckenland werden sie hinabgedrückt. Die Einseitigkeit des alpinen Baues wird dadurch besonders verständlich.

8. Der Schweredefekt ist in den Deckenmassiven des Großen St. Bernhard und der Dent Blanche am stärksten. Dort ist auch die Häufung der Decken am größten und greift nach Argand bis gegen 22 km Tiefe hinab.

9. Die Schweresynklinale läuft durch die Urserenmulde, deshalb wird wohl die Mulde sehr tief gehen müssen.

10. Bei Davos stellt sich der größte Massendefekt ein — 1600. Dies ist im schönsten Einklang mit dem longitudinalen Sinken der Decken gegen Osten. Dort setzen eben die ostalpinen (noch höher liegenden) Deckenmassen ein.

11. Sehr auffallend ist die nordwärts gerichtete Einbuchtung der Schwerekurven im Tessin, im schönsten Einklang wieder mit dem Baue. Dort liegt nämlich die Kulmination in der longitudinalen Höhe der alpinen Deckfalten.

12. Die Schwereabweichungen geben nicht so sehr den Bau der Gebirge der Querprofile, sondern viel stärker die Schwankungen in den tektonischen Höhen die der Längsrichtung.

13. Hier und da scheinen auch kleinere einzelne Erscheinungen in der Ausdehnung einer Decke in dem Verlaufe der Schwerekurve Ausdruck zu finden.

14. Die Isogammen geben im allgemeinen eine sehr generalisierte, summarische und verschwommene Abbildung der Massenungleichheiten in der ganzen Erdrinde, projiziert auf das Meeresniveau. Je größer

die Tiefe ist, in welcher ein Massenüberschuß oder Massendefekt sich befindet, umso weiter wird der Umkreis, auf welchem er sich als Schwereanomalie fühlbar macht. So kommt die unbegreiflich gleichmäßige Zunahme des Massendefektes vom Schwarzwald bis tief in die Alpen hinein offenbar zustande. Einzelne Mulden oder Gewölbe beeinflussen die Schwere gar nicht. So prägt sich die Grenze des Alpenvorlandes gar nicht in den Schwerelinien ab. Auch die autochthonen Massive prägen sich nicht ab.

Stellen sich so einige Erscheinungen ein, die wir uns anders gedacht hatten, so bestätigen doch die Schweremessungen im großen und ganzen unsere neueren Auffassungen über den geologischen Bau der Alpen.

Was nun die Ostalpen anbelangt, so kann ich hier nicht den Berichten der Schwerekommission vorgreifen, nur soviel kann ich sagen, was auch schon aus dem Berichte von L. Andres und aus der Karte, die in der Ausstellung des Militärgeographischen Institutes ausgestellt war, hervorgeht, daß im Profil etwa von Salzburg über den Hochkönig, den Sonnblick gegen Süden an die Drau, eine stete Zunahme des Massendefektes zu verfolgen ist, derart, daß er etwa westlich von Salzburg — 900 beträgt, im Sonnblickgebiet ca. 1500, im Drautal gegen — 600.

Das sagt folgendes:

Der Massendefekt im Sonnblick — 1500 ist größer als der Defekt in den größten Deckenanhäufungen der Dent Blanche (— 1350 — 1450). Im Sonnblick reicht also der Massendefekt noch tiefer als in den Westalpen, und der Deckenhaufen müßte demnach über 22 km Tiefe erreichen. Das sind ganz gewaltige Zahlen für die Mächtigkeit der Schweresynklinalen. Diese Tiefe ist ein neuer besonders gewichtiger Beweis für die Deckennatur der Ostalpen. Wie sollte man bei Autochthonie des Gebirges den enormen Massendefekt erklären können? Der Sonnblick ist zweifellos nur die Stirn einer nach Norden getriebenen Deckfalte und die Schiefermulde, die den Sonnblickkern vom tieferen Hochalm-Ankoglkern trennt, geht zweifellos in große Tiefen hinab.

Das Gebirge ist nicht autochthon. Dagegen sprechen alle Erfahrungen der Schweremessungen.

Dort, wo wir die Wurzelzonen annehmen, verringert sich wieder der Massendefekt. Die Dinariden zeigen anderen Schwerebau als die Ostalpen, wieder in Übereinstimmung mit den modernen Vorstellungen über den Bau der Alpen.

In letzter Zeit hat sich Kossmat mit der Frage der Schwereverteilung und ihrer Beziehung zum Bau der Erde befaßt und ist dabei bezüglich der Alpen zur Anschauung gekommen, daß gerade die Schwereverhältnisse der Ostalpen zeigen, daß hier kein Deckenbau vorhanden ist.

Gewiß ist richtig, daß gegen die ungarische Ebene zu positive Werte kommen. Das sagt gar nichts gegen den Deckenbau der Ostalpen.

Es sagt nur soviel, daß die große ungarische Ebene, wie jede Ebene der Erde normale oder Überschwere zeigt, daß diese Überschwere gegen die Alpen, in die Alpen hinein allmählich ausklingt, endlich in den Tauern in die negative Zone übergeht.

Man muß erst allgemein die Schwereverhältnisse des Orogen untersuchen, die Schwere des Vorlandes, der Stämme, des Zwischengebirges, die Schwere im normalen Orogen, im deformierten Orogen. Man muß die allgemeinen Beziehungen der Schweremessungen zu den Oberflächenformen der Erde klären. Vielfach sieht es aus, wie wenn die Schweremessungen eine Photographie der Grenze von Vorland und Alpen im allgemeinen, von unbewegter und durchbewegter Masse wären. Die Schwerelinien der Alpen, soweit sie bekannt, fallen in gewissen Gebieten fast mit der Troggrenze des alpinen Orogen zusammen. Es sind relative Verhältnisse, die zum Ausdruck kommen. Wir können uns vorstellen, daß ein normales Orogen, wenn es tief versenkt wird, den Schweredefekt überhaupt nicht mehr zum Ausdruck bringt, der aber wohl zum Ausdruck kommen würde, wenn das Orogen ein landfestes Gebirge wäre. Da kommen also Verhältnisse dazu, die noch zu bedenken sind.

Noch manche Rätsel bergen die Alpen

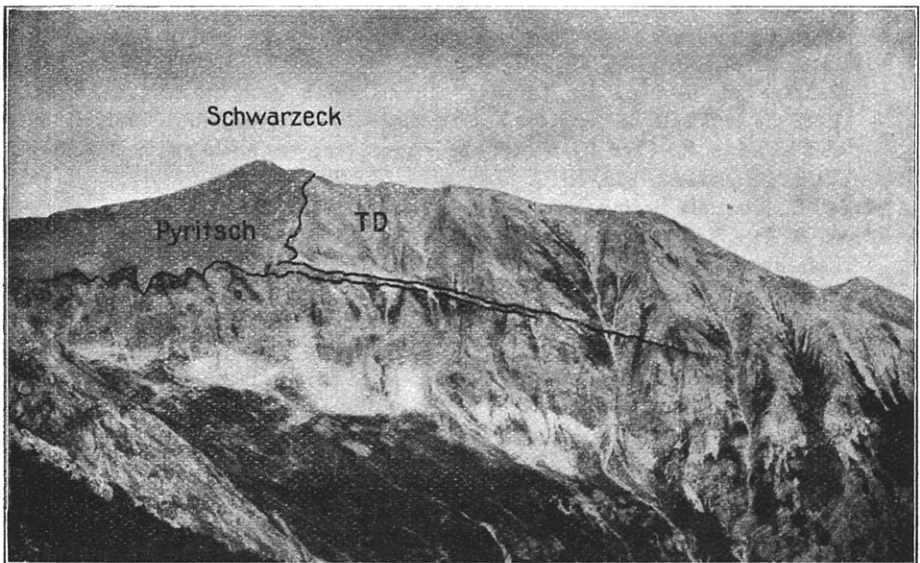


Fig. 102. Die große liegende Falte von Triasdolomit und Pyritschiefen am Schwarzeck in den Radstätter Tauern. In den Pyritschiefen finden sich bereits Reste des Twengerkristallin eingeknetet. Vergleiche damit Fig. 56, 2. Profil.

Literaturverzeichnis

Auswahl aus der wichtigeren neueren Literatur

- Abendanon, C. A., Die Großfalten der Erdrinde. Leiden 1914.
- Adrian, H., Geologische Untersuchungen zu beiden Seiten des Kandertales im Berner Oberland. Eclog. Geol. Helv. Diss. Bern. Mitt. d. Schweiz. Geol. Ges. 1915, Bd. XIII, H. 3, S. 238—351.
- Ampferer, O. und Hammer, W., Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. Jahrb. geol. R.-A., Bd. 61, 1911.
- Ampferer, O., Gedanken über die Tektonik des Wettersteingebirges. Verh. geol. R.-A. 1912, Nr. 7, S. 197.
- Über den Bau der westlichen Lechtaler Alpen. Jahrb. geol. R.-A. Wien 1914. Bd. LXIV, S. 307.
 - Über die Trennung von Engadiner- und Tauernfenster nach Zeit und Art der Entstehung. Verh. geol. R.-A. 1906, S. 191.
 - Über die geologische Deutung von Schwereabweichungen. Verh. geol. R.-A. 1918, Nr. 2, S. 1.
 - Beiträge zur Geologie der Ennstaler Alpen. Jahrb. geol. St.-A., 1921, S. 117.
 - Über die regionale Stellung des Kaisergebirges. Jahrb. geol. St.-A. 1921, S. 159
 - und Sander, B., Über die tektonische Verknüpfung von Kalk- und Zentralalpen. Verh. geol. St.-A. 1920, Nr. 7.
- Andrée, L., Über die Bedingungen der Gebirgsbildung 1914.
- Andres, S., Die Schwerkraft am Sonnblick, nebst allgemeinen Betrachtungen über die Erdschwere. XXII. Jahresbericht des Sonnblick-Vereines für das Jahr 1913. Wien 1914. Selbstverlag.
- Arbenz, P., Der Gebirgsbau der Zentralschweiz. Verh. der Schweiz. Naturforsch.-Ges. 95. Jahresvers. Altdorf 1912. II. Teil, 2.
- Die Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz. Vierteljahrschr. Naturforsch. Ges. Zürich 1913, Jahrg. LVIII.
 - Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. Heim-Festschrift. Vierteljahrschr. Naturforsch. Ges. Zürich. LXIV, 1919, S. 246.
 - Der Deckenbau der Alpen. Mitt. Naturforsch. Ges. Bern 1916.
 - und Staub, W., Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal usw. Vierteljahrschr. Naturforsch. Ges. Zürich, 55, 1910.
- Argand, E., L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales. Bull. lab. géol. de l'Université de Lausanne, Bull. Nr. 14, Bull. Soc. Vaudoise des Scienc. Natur., Vol. XLV.
- Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines. Mat. pour la géol. de la Suisse, nouv. ser., XXXI^e hiv. 1911.

- Argand, E., Sur l'arc des Alpes occidentales. *Ecol. Geol. Helv.*, Vol. XIV, 1916, S. 145, Lausanne.
- Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales et des territoires environnantes. *Beitr. Geol. Schweiz. N. Folge*, 28, 1911, Karte.
- Arlt, H., Die geologischen Verhältnisse der östlichen Ruhpoldinger Berge mit dem Rauschberg und Sonntagshorn. *Landeskundliche Forschungen geograph. Ges. München*, Heft 12, 1911, S. 1.
- Becke, F., Bericht über den Fortgang der Arbeiten zur petrographischen Durchforschung der Zentralkette der Ostalpen. *Akad. Anzeiger* 1899, S. 5—10.
- Bericht über die geologischen Untersuchungen beim Baue des Tauerntunnels. *Ak. Anz. kais. Ak. Wiss. Wien* 1902, S. 117. Bericht über den Fortgang usw. S. 281, *Anz.* 1902.
- Bericht über die Aufnahme am Nord- und Ostrand des Hochalmmassivs. *S. B. Ak. Wiss. Wien, math. nat. Kl. Bd. CXVII, Abt. I*, S. 371, 1908.
- Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalpkernes. *S. B. Ak. Wiss. Wien, math. nat. Kl., Bd. CXVIII, Abt. I*, S. 1045, 1909.
- und Löwl, F., Exkursionen in den mittleren und westlichen Abschnitt der Hohen Tauern. *Führer zu den geol. Exkursionen in Österreich. IX. Int. Geol. Kongreß, Wien* 1903.
- und Uhlig, V., Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalmmassiv und in den Radstätter Tauern. *S. B. Ak. Wiss. Wien, math. nat. Kl., Bd. CXV, Abt. I*, S. 1693, 1906.
- Berwerth, F., Querprofil Obervellach—Badgastein. *Anz. k. Ak. Wiss. Wien*, 1896, 1897, dann 1898.
- Bertrand, M., Rapports de structure des Alpes de Glaris et du Bassin houllier du Nord. *Bull. III. Sér.*, 12, 1884.
- Etudes dans les Alpes françaises. *Bull. Soc. géol. France*, 1894.
- und Kilian, Alpes du Dauphiné et Mt. Blanc. *Livret guide Congr. int.* 1900.
- Bittner, A., Über die geologischen Aufnahmen in Judikarien usw. *Jahrb. geol. R.A.*, 1881.
- Boden, K., Geologische Aufnahme der Tegernseer Berge usw. *Geognost. Jahresh.* 1914, XXVII. Jahrg., S. 173.
- Geologische Untersuchungen am Geigerstein usw. *Geognost. Jahresh.* 1915, XXVIII. Jahrg., S. 195.
- Born, A., Allgemeine Geologie und Stratigraphie. *Wiss. Forschungsberichte, Nat. Reihe*, Bd. II, 1921, Literaturverzeichnis.
- Broili, F., Kampenwand und Hochplatte, ein Beitrag zur Geologie der Chiemgauer Berge. *N. Jahrb. f. Min., Geol. usw. Beil.-Bd. XXXVII*, 1913, S. 391—455.
- Bubnoff, Dr. Serge v., Die Grundlagen der Deckentheorie in den Alpen. *Stuttgart* 1921.
- Buxtorf, A., Zur Tektonik der Zentralschweizer Kalkalpen. *Z. d. geol. Ges.* 1908.
- Über die Geologie der Doldenhorn-Gruppe usw. *Verh. Nat. Ges. Basel*, 1909.
- Cadisch, J., Geologie der Weißfluhgruppe. *Beitr. geol. Karte Schweiz. N. F.*, II, 1921.
- Cornelius, P., Geologische Beobachtungen in den italienischen Teilen des Albignadisgraziamassivs. *Geol. Rundschau*, Bd. VI, 1915, Heft 3, S. 166.
- Über die Stratigraphie und Tektonik der sedimentären Zone von Samaden. *Beiträge z. geolog. Karte der Schweiz N. F.*, XLV. Lief., S. 11, 1914.
- Über einige Probleme der penninischen Zone der Westalpen. *Geol. Rundschau*, Bd. XI, Heft 7/8, S. 289, 1921.
- Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpaß. *N. Jahrb. f. Min., Beil.*, Bd. 55, 1912.

- Dacqué, E., Grundlagen und Methoden der Paläogeographie. Jena 1915.
- Dainelli, G., La struttura della Prealpi friulane. Firenze 1921.
- Dal Piaz, Studii geotectonici sulle Alpi orientali. Mem. Inst. geol. Università di Padova, Bd. I, 1912.
- Le Alpi feltrine. Mem. R. Inst. Ven., Bd. XXVII, 1902.
- Deecke, W., Die alpine Geosynklinale. Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. 33, 1912.
- Zur Struktur der Mittelschweiz. Zeitschr. d. geol. Ges., 1917.
- Diener, C., Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebietes. Wien 1903.
- Nomadisierende Schubmassen in den Ostalpen. Jahrb. f. Min., Geol., Pal., 1904.
- Der Gebirgsbau der Westalpen. Wien 1896.
- Doelter, C., Das kristalline Schiefergebirge der Niederen Tauern und Seetaler Alpen. Mitt. Naturw. Verein f. Steiermark, 1896.
- Frauenfelder, A., Beiträge zur Geologie der Tessiner Kalkalpen. Dissertation Zürich. Eclog. Geol. Helv., Mitt. Schweiz. geol. Ges., 1916, Bd. XIV, H. 2, S. 247—367.
- Frech, F., Geologie der Radstätter Tauern. Geol. u. pal. Abh. herg. v. Koken. N. Folge, Bd. V (der ganzen Reihe Bd. IX), Heft 1, 1901.
- Furlani, M., Der Drauzug im Hochpustertal. Mitt. geol. Ges., V, 1912, S. 252.
- Studien über die Triaszonen im Hochpustertal, Eisack und Pensertal in Tirol. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math. nat. Kl., Bd. 97, Wien 1919.
- und Henny, G., Du prolongement vers l'Est du synclinal du Canavese et de l'anticlinal insubrien. Eclog. geol. Helv., Vol. XVI, Nr. 1, 1920, S. 93.
- Geyer, G., Reisebericht über die geologischen Aufnahmen im Lungau. Verh. geol. R.-A., 1892, S. 319, dann Verh. 1891, S. 112.
- Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee usw. Jahrb. geol. R.-A., Bd. 65, 1915; ferner Jahrb. geol. R.-A., 1889.
- Gümbel, C. W., Über einen Nummulitenfund bei Radstatt, 1. Aug. 1889. Verh. geol. R.-A., Wien 1889, 231.
- Hahn, F., Geologie des oberen Saalachgebietes zwischen Lofer und Diesbachtal. Jahrb. geol. R.-A. 1913, Bd. 63, 1. Heft, S. 1.
- Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitt. geol. Ges., Wien 1913.
- Hammer, W., Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirol. Oberinntal. Jahrb. geol. R.-A., Wien 1914, Bd. LXIV, S. 443.
- Die Phyllitzone von Landeck (Tirol). Jahrb. geol. R.-A., 1918, Bd. 68, 1. bis 2. Heft, S. 205.
- Hauer, F. v., Ein geologischer Querschnitt der Alpen von Passau bis Duino; darin: E. Suess, Das Dachsteingebirge vom Hallstätter Salzberg bis Schladming im Ennstale. S. 300, S. B. k. Ak. Wiss. Wien, math. nat. Kl. XXV.
- Haug, E., Les nappes de charriage des Alpes calcaires septentrionales. Bull. Soc. Fr., 4. Sér., t. VI, S. 359.
- Les grandes charriages de l'Embrunais dans les alpes occidentales. Compt. rend. Congr. int., Wien 1903.
- Sur les nappes des Alpes orientales et leurs racines. C. R. 148, 1909.
- Les nappes de charriage de l'Embrunais et de l'Ubaye et leurs faciés caractéristiques. Bull. Soc. France, 1912, IV. Sér.
- Heim, Albert, Das Gewicht der Berge. Jahrb. Schweizer Alpenklub, 53, 1918.
- Geologie der Schweiz. 1916—1922.
- Der Bau der Schweizer Alpen. Neujahrsblatt Naturf. Ges., Zürich 1908.

- Heim, Albert, Die Schwereabweichungen der Schweiz in ihrem Verhältnis zum geologischen Bau. Geolog. Nachlese Nr. 24. Vierteljahrshr. d. Naturforsch. Ges. in Zürich. Jahrg. 61, 1916, S. 93.
- Heim, Arnold, Zur Kenntnis der Glarner Überfaltungsdecken. Zeitschr. d. geol. Ges., 57, 1905.
- Über Abwicklung und Fazieszusammenhänge in den Decken usw. Viertelj. 1916.
 - Monographie der Churfürsten-Mattstock-Gruppe. Beitr. 1910, 22.
 - Die Brandung der Alpen am Nagelfluhgebirge. Viertelj., 51, 1906.
 - Zur Tektonik des Flysches der östlichen Schweizer Alpen. Beitr. 31, 1911.
- Henny, G., Sur quelques conséquences de la rectification de la limite alpino-dinarique dans les environs du massif de l'Adamello. Ecl. 14, 1916.
- Heritsch, F., Fortschritte in der Kenntnis des geologischen Baues der Zentralalpen östlich vom Brenner. Geolog. Rundschau, Bd. III, S. 237—258.
- Die österreichischen und deutschen Alpen bis zur alpino-dinarischen Grenze (Ostalpen). Handb. d. regional. Geologie, Bd. II, 5. Abt., 18. Heft, 1915.
 - Die Anwendung der Deckentheorie auf die Ostalpen. Geol. Rundschau, Bd. III, Bd. V.
 - Fossilien aus der Schieferhülle der Hohen Tauern. Verh. geol. R. A. 1919.
 - Die Anwendung der Deckentheorie auf die Ostalpen. Verh. geol. R. A. 1914.
 - Das Alter des Deckenschubes in den Ostalpen. Sitzungsber. Ak. Wiss. 1912, Bd. 121.
 - Geologie der Steiermark. 1921.
- Hobbs, W. H., Mechanics of Formation of arcuate mountains. Journ. of geol., 22, 1914.
- Horn, E., Die geologische Bedeutung der Tiefseeegräben. Verh. geol. R. A., 5, 1914.
- Hummel, K., Theoretisches zur Faziesverteilung in den Alpen. Zeitschr. d. geol. Ges., 71, 1919.
- Jaccard, F., La région de la brèche de la Hornfluh. Bull. Lab. géol. Lausanne 1904.
- La région Rubli-Gumfluh. Bull. Soc. Vaud. scienc. Nat., 43, 1907.
- Jeannet, A., Monographie géol. des Tours d'Aï et des régions avoisinantes. Beitr. N. F., 34, 1912.
- Ippen, J., Gesteine der Schladminger Tauern. Naturw. Ver. f. Steiermark, 1901.
- Joung, A. P., On a Serpentine-rock from the mass of the Tarntaler Köpfe. Min. Mag. Sept. 1907, vol. XIV, Nr. 67.
- Stratigraphy and structure of the Tarntalermasse. Quat. Journ. Geol. Soc. 1908.
- Kerner v. Marilaun, Die Quarzphyllite in den Rhätschichten des mittleren Gschnitztales. Jahrb. geol. R. A. 1911.
- Kilian, W., Les phénomènes de charriage dans les alpes delphino-provençales. Compt. rend. Congr. int. Wien 1903.
- Études géol. dans les alpes occidentales. Paris 1904.
- Kittl, E., Geol.-petrogr. Studien im Gebiete der Bösensteinmasse. Jahrb. geol. R. A., Bd. 64, 1914.
- Kober, L., Bericht über die geotektonischen Untersuchungen im östlichen Tauernfenster und seiner weiteren Umrahmung. Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math. nat. Kl., Bd. CXXI, Abt. 1, 1912.
- Bericht über geologische Untersuchungen in der Sonnblickgruppe und ihrer weiteren Umgebung. Sitzungsber. Ak. Wiss. Wien, math. nat. Kl., Bd. CXXI, Abt. I.
 - Führer zu den geol. Exkursionen in Graubünden und in den Tauern. Herausgegeben von der geol. Vereinigung. Leipzig 1913, S. 53.

- Kober, L., Der Deckenbau der östlichen Nordalpen. Denkschrift Akad. Wiss. Wien, math. nat. Kl., Bd. LXXXVIII, Wien 1912.
- Alpen und Dinariden. Geol. Rundschau, Bd. V, Heft 3, S. 175, Leipzig 1914.
 - Über Bau und Entstehung der Ostalpen. Mitt. geol. Ges., 1912.
 - Das Dachsteinkalkgebirge zwischen Boita, Gader und Rienz. Mitt. geol. Ges. Wien, 1908.
 - Die Bewegungsrichtung der alpinen Deckengebirge des Mittelmeeres. Peterm. geogr. Mitt., 60, 1914.
 - Genetik der Orogene. Ein Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der Gebirge. Mitt. geogr. Ges. Wien, Heft 4/9, 1921.
 - Der Bau der Erde. Berlin 1921.
 - Regionaltektonische Gliederung des mittleren Teiles der ostalpinen Zentralzone. Sitzungsber. Ak. Wiss. Wien, math. nat. Kl., Abt. 1, 130. Bd., 1921.
 - Das östliche Tauernfenster. Denkschr. Ak. Wiss. Wien, math. nat. Kl., Bd. 98, 1922.
- Kossmat, F., Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde. Abh. math.-phys. Kl. sächs. Ak. Wiss., Nr. II, Leipzig 1921.
- Die adriatische Umrahmung in der alpinen Faltenregion. Mitt. geol. Ges. Wien, Bd. VI, 1913.
 - Die morphologische Entwicklung der Gebirge im Isonzo- und oberen Savegebiet. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, 1916.
- Kraus, H., Geologische Aufnahme-des Gebietes zwischen Reichenhall und Melleck. Geognost. Jahreshefte 1913, XXVI. Jahrgang.
- Lachmann, R., Über den Bau alpiner Gebirge. Zeitschr. d. geol. Ges., 65, 1913.
- Lebling, Cl., Über die Herkunft der Berchtesgadener Schubmasse. Geol. Rundsch., 5, 1915.
- Ergebnisse neuerer Spezialforschungen usw. Geol. Rundsch., 1912.
- Lepsius, R., Über das Verhältnis der Decken zur Metamorphose der Gesteine in den Alpen. Verein f. Erdkunde usw. Darmstadt. IV. Folge, Heft 33, 1912.
- Leuchs, K., Geologischer Führer durch die Kalkalpen vom Bodensee bis Salzburg und ihr Vorland. München 1921.
- Tektonische Untersuchungen im Guffert-Pendlinggebiete. N. J. f. Min., 1921, Bd. I.
 - Grundfragen alpiner Geologie. Zeitschr. d. geol. Ges., Bd. 73, 1921, Mon.-Ber. 6/7.
- Limanowski, M., Les grandes charriages dans les Dinarides des Environs d'Adelsberg. Bull. Soc. Ac. Scienc. de Cracovie, math. nat. Kl., sér. A, 1910, S. 178.
- Lösch, C. v., Der Schollenbau im Wetterstein- und Mieminger Gebirge. Jahrb. geol. R. A., 1914, Bd. LXIV, S. 1.
- Lugeon, M. und Henny, G., La limite alpino-dinarique dans les environs du Massiv de l'Adamello. C. R., 160, 1915.
- Lugeon, M., Carte géol. des Hautes Alpes Calcaires entre la Lizerne et la Kander. Beitr. 30, 1910.
- Les grandes nappes de recouvrement des Alpes de Chablais et de la Suisse. Bull. Soc. géol. France, 1901.
 - Les grandes nappes etc., Compt. rend. Congr. int., Wien 1903.
- Machatschek, Fr., Verebnungsflächen und junge Krustenbewegungen im alpinen Gebirgssystem. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, 1916.
- Meyer H. und Welter, O., Zur Geologie des südlichen Graubünden. Zeitschr. d. geol. Ges., 1910.

- Meyer, H., Geologische Untersuchungen am Nordostrande des Silvrettamassives im südlichen Graubünden. Ber. Nat. Ges. Freiburg i. Br., 1909.
- Mohr, H., Zur Tektonik der Grauwackenzone. Mitt. geol. Ges., 1910, Bd. III.
 — Versuch einer tektonischen Auflösung des Nordostspornes der Zentralalpen. Denkschr. Ak. Wiss. Wien, math. nat. Kl., Bd. LXXXVI, 1912.
 — Geologie der Wechselbahn usw. Ebenda, LXXXII, 1913.
 — Ist das Wechselfenster ostalpin. Graz 1918.
- Mylius, H., Geologische Forschungen an der Grenze von Ost- und Westalpen. 1912 bis 1913, I, II.
- Niggli, P. und Staub, W., Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz. N. F., XLV. Lieferung, S. 43, 1914.
- Oberholzer, J., Der Deckenbau der Glarner Alpen östlich von der Linth. Eclog. geol. Helv. Mitt. der Schweiz. geol. Ges., 1915, H. 3, S. 369—372.
- Ogilvie-Gordon, M., The Thrust Masses in the Western District of the Dolomites. Trans. Edinb. Geol. Soc., 1910, Bd. IX.
- Paulcke, W., Beitrag zur Geologie des „Unterengadiner Fensters“. Verh. Nat. Ver. Karlsruhe, 23, 1910.
 — Geologische Beobachtungen im helvetischen und lepontinischen Gebiet. Geol. R., 1916.
- Penck, A., Die Entstehung der Alpen. Zeitschr. f. Erdkunde, 1908.
 — Die Gipfflur der Alpen. S. B. preuß. Ak. Wiss., 1919, Heft 39.
- Petraschek, W., Tektonische Untersuchungen am Alpen- und Karpathenrande. Jahrb. geol. Staatsanst., Jahrg. 1920, LXX. Bd., S. 255.
 — Zur Frage des Waschberges und der alpin-karpathischen Klippen. Verh. geol. R. A., 1914, Nr. 5, S. 1.
- Rasmus, H., Der Gebirgsbau der lombardischen Alpen. Zeitschr. deutsch. geol. Ges., Mon. Ber. 1913.
- Rollier, L., La g n se des Alpes. 1915.
- Roothaan, H. Ph., Tektonische Untersuchungen im Gebiete der nordöstlichen Adula usw. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges., Zürich 1918, Jahrg. 63, Seite 250.
- Rothpletz, A., Geologische Alpenforschungen I, II, 1900, 1905.
 — Das geotektonische Problem der Glarner Alpen. Jena 1898.
- Sacco, F., Les Alpes occidentales. Turin 1913.
- Salomon, W., Die alpin-dinarische Grenze. Verh. geol. R. A., 1905.
 — Die Adamellogruppe. Abh. geol. R. A., 1915.
- Sander, B., Zur Systematik zentralalpiner Decken. Verh. geol. R. A., 1910.
 — Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. I. Bericht, Denkschr. Ak. Wiss. Wien, math. nat. Kl., Bd. LXXXII, 1911.
 — Referate über Arbeiten von Kober. Verh. geol. R. A., 1913, Nr. 10 und 1913, Nr. 6.
 — Zur Geologie der Zentralalpen. Jahrb. geol. St. A., S. 173.
 — Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. II. Bericht, Jahrb. geol. Staatsanst., Jahrg. 1920, LXX. Bd., S. 273.
 — Tektonik des Schneeberger Gesteinszuges zwischen Sterzing und Meran. Jahrb. geol. Staatsanst., Jahrg. 1920, Bd. LXX, S. 225.
- Schardt, H., Sur l'origine des pr alpes romandes. Arch. Sc. ph. et. nat. Genève, 30, 1903.
 — Origine des pr alpes romandes. Ecl., IV, 1903.
 — Die modernen Anschauungen über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges. Verh. schweiz. Nat. Ges. 1906.

- Schmidt, C., Bau und Bild der Schweizer Alpen.
- Schmidt, W., Mechanische Probleme der Gebirgsbildung. Mitt. geol. Ges., 8, 1915.
— Grauwackenzone und Tauernfenster. Jahrb. geol. St. A., 1921, Bd. 71, S. 101.
- Schwinner, R., Zur Tektonik des nördlichen Etschbuchtgebirges. Verh. geol. R. A., 1915, Nr. 7, S. 135.
— Dinariden und Alpen. Geol. Rundschau 1915.
— Analogien im Baue der Ostalpen. Zentralbl. f. Min., 1915, 52.
— Der Südostrand der Brentagruppe. Mitt. geol. Ges. Wien, Bd. VI, 1913.
- Seidlitz, W. v., Geologische Untersuchungen im östlichen Rhätikon. Ber. Nat. Ges. Freiburg i. Br., 16, 1906.
— Die Grenze von Ost- und Westalpen. Jenaische Zeitschr. f. Naturwiss., 56, 1920.
- Spengler, E., Zur Stratigraphie und Tektonik der Hochschwabgruppe. Verh. geol. St. A., 1920, Nr. 2.
— Zur Tektonik des obersteirischen Karbonzuges bei Thörl und Turnau. Jahrb. geol. St. A., Jahrg. 1920, LXX. Bd., S. 235.
— Untersuchungen über die tektonische Stellung der Gosauschichten. S. B. Ak. Wiss. Wien, 123, 1914.
— Die Plassengruppe im Salzkammergut. Jahrg. R. A. 1916.
- Spitz, A., Leitfossilien aus dem Canavese. Verh. geol. R. A., 1919, Nr. 11.
— Die Nonsberger Störungsbündel. Jahrb. geol. R. A., 1919, Bd. 69, 3. u. 4. Heft, S. 205.
— Zur Altersbestimmung der Adamellointrusion. Mitt. geol. Ges. Wien, 1915, S. 227.
— und Dyrenfurth, G., Duncangruppe und die rhätischen Bögen. Ecl. Helv. 12, 1913.
— Monographie der Engadiner Dolomiten. Beitr. Geol. Schweiz, 44, 1915.
- Stark, M., Grünschiefer und Grünstein aus dem Groß-Arl- und Gasteinertal. Min. petr. Mitt. XXVI, 1907, Heft 5/6, S. 487—491.
- Staub, R., Geologische Beobachtungen im Avers und Oberhalbstein. Ecl. geol. Helv., Vol. XV, Nr. 4, S. 492.
— Über das Längsprofil Graubündens. Heim-Festschrift, Vierteljahrshr., 64, 1919.
— und Cadisch, J., Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters. Eclog. geol. Helv., Vol. XVI, Nr. 2, 1921, S. 223.
— Das Äquivalent der Dent Blanchecke in Bünden. Vierteljahrshr. 1917.
— Zur Geologie des Oberengadin und des Puschlav. Ecl. Helv., 14, 1916.
— Zur Tektonik des Berninagebirges. Vierteljahrshr., 58, 1913.
— Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. Vierteljahrshr., 60, 1915.
— Zur Tektonik der südöstlichen Schweizer Alpen. Beitr. Geol. Schweiz, 46, 1916.
— Über Faziesverteilung und Orogenese der südöstlichen Schweizer Alpen. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz. N. F., XLVI, III. Abt., 1917.
- Steinmann, G., Geologische Probleme des Alpengebirges. Zeitschr. Deutsch.-öst. Alpenver., 1906.
— Die Schardtsche Überfaltungstheorie usw. Ber. Nat. Ges. Freiburg i. Br., 16, 1905.
— Die Bedeutung der jüngeren Granite in den Alpen. Geol. Rundsch., Bd. IV, 1913.
— Über die Stellung und das Alter des Hochstegenkalkes. Mitt. geol. Ges. Wien, II. Bd., S. 285, 1909.
- Studer, B., Über eine Reise in den österreichischen Alpen im Herbste 1848. N. Z. f. Min., 1849, S. 166—176.
— Geologie der Schweiz, I. Bd., Bern u. Zürich 1851.

- Stur, D., Die geologische Beschaffenheit der Zentralalpen zwischen dem Hochgolling und dem Venediger. *Jahrb. geol. R. A.*, Bd. V, S. 818.
- Suess, E., Über den Kalkglimmerschiefer der Tauern. *S. B. Ak. Wiss. Wien, math. nat. Kl.*, 20. Nov., S. 245, Nr. XXIV, 1890.
- Antlitz der Erde. Bd. III, 2, Wien 1909.
- Termier, P., Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4 sér., t. 3, 1903.
- Les Alpes entre le Brenner et la Valteline. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4 sér., t. V, 1905.
- Sur quelques analogies de faciès géol. entre la zone centrale des Alpes occidentales et la zone interne des Alpes orientales. *C. R. CXXXVII*.
- Rapports tectoniques de l'Apennin, des Alpes et des Dinarides. *Bull.* 1907.
- Sur la nécessité d'une nouvelle interprétation de la tectonique des Alpes franco-italiennes. *Bull. Soc. Fr.*, 4 sér., VII, 1907, S. 174.
- Les Problèmes de la Géologie tectonique usw. *Rev. gén. scienc.*, Paris 1911.
- et Georges Friedel, Phénomènes de charriage d'âge alpin, dans la vallée du Rhône, près d'Avignon. *Compt. rend. Ac. Sc. t.* 168, p. 1291, 1919 und andere.
- et Jolleaud, L., Sur l'âge des phénomènes de charriage dans la région d'Avignon. *Compt. Rend. Ac. Sc.*, t. 172, p. 24, Paris 1921.
- Sur l'âge des phén. de charriage dans les montagnes de Gigondes (Vaucluse), *ibidem*, p. 191.
- Résumé de nos connaissances sur la nappe de Suzette (âge précis, constitution, extension); la question de son origine. *Compt. Rend. Ac. Sc.*, t. 173, p. 1033, Paris 1921.
- Tornquist, A., Die Deckentektonik der Murauer und der Metnitzer Alpen. *N. Jahrb. f. Min., Geol. usw. Beil.*, Bd. XLI, S. 93–148, 1916.
- Die Annahme der submarinen Erhebung des Alpenzuges usw. *S. B. Ak. Wiss.*, IV, S. 87.
- Trauth, F., Die geologischen Verhältnisse der Südseite der Salzburger Kalkalpen. *Mitt. geol. Ges. Wien*, 9, 1916.
- Das Eozänvorkommen bei Radstatt im Pongau usw. *Denkschrift. Ak. Wiss. Wien, math. nat. Kl.*, Bd. 95, 1918.
- Die „Neuhauser Schichten“ eine litorale Entwicklung des alpinen Bathonien. *Verh. geol. R. A.*, 1919, Nr. 12.
- Uhlig, V., Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstätter Tauern. *S. B. Ak. Wiss. Wien, math. nat. Kl.*, Bd. CXVII, Abt. I, S. 1379, 1908.
- Der Deckenbau in den Ostalpen. *Mitt. geol. Ges. Wien*, Bd. II, S. 462, 1909.
- Vacek, M., Über die Schladminger Gneismassen und ihre Umgebung. *Verh. geol. R. A.*, 1893, S. 382–396.
- Beitrag zur Geologie der Radstätter Tauern. *Jahrb. geol. R. A.*, Bd. XXXIV, S. 609.
- Zur Geologie der Radstätter Tauern. *Verh. geol. R. A.*, 1901, S. 191.
- Über den neuesten Stand der geologischen Kenntnisse der Radstätter Tauern. *Verh. geol. R. A.*, 1901, S. 361.
- Wähner, F., Einiges über Gebirgsbau und Gebirgsbewegungen. *Schrift. z. Verbr. nat. Kennt.*, Wien 1916, 56.
- Weinschenk, E., Beiträge zur Petrographie des Venedigerstockes. *III. Abh. d. bayr. Ak. Wiss. München*, II. Kl., XXII, Bd. 1903.
- Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen. *III. Abh. d. bayr. Ak. Wiss. München*, II. Kl., XXII.

- Wilckens, O., Allgemeine Gebirgskunde. Jena 1919.
- Vom Grenzgebiet von Alpen und Apennin. Geol. Rundschau 1913.
 - Der Deckenbau der Alpen. Fortschritte der natur. Forschung 1914.
 - Wo liegen in den Alpen die Wurzeln der Überschiebungsdecken. Geol. Rundschau 1911.
- Winkler, A., Das mittlere Isonzogebiet. Jahrb. geol. R. A., 1920, Bd. 70, S. 11.
- Die tertiären Eruptiva am Ostrande der Alpen usw. Zeitschr. f. Vulk., S. 167, 1915.
- Zyndel, F., Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz. N. F., XLI. Lieferung, 1912, S. 1.

Versehen:

Seite 32 soll es heißen: bei der letzten Faltung

Seite 46 soll es heißen: Tafel IV.

Seite 76 soll es heißen: Die **Selladecke** ist, der höhere ist die **Errdecke**.

Die Profile 76, 77, 80 sind z. T. aus den geol. Spezialkartenblättern von G. Geyer (Blatt Kirchberg, Weyer u. a.) gezeichnet.

Inhaltsangabe

I. Stellung der Alpen im alpinen Orogen Seite 1—7

Der alpine Bogen. — Die Fortsetzung der Alpen nach Osten (1). — Das östliche alpine Orogen — Die Fortsetzung der Alpen im Westen. — Das westliche alpine Orogen (2). — Der abweichende Bau der Alpen. — Die Symmetrie der Orogene (3). — Der Baustil der Alpen (4). — Die Stämme des alpinen Orogen (5). — Die Stammformel der Alpen. — Die atlantische und mediterrane Richtung (6). — Der Parallelismus der alpinen Leitlinien. — Bewegungstypen in den Alpen. — Orogenese und Epirogenese (7).

II. Die Trennung der Alpen in Alpiden und Dinariden Seite 8—14

Die Anschauungen von Suess (8). — Der tyrrhenische Bau nach Termier (9). — Das Orogengesetz (12).

III. Die Entwicklung und Bedeutung der Deckenlehre Seite 14—19

Die Anfänge der alpinen Geologie (14). — Die Alpen als autochthones Gebirge (15). — Die Entwicklung der Deckenlehre (16). — Die geologische Bedeutung der Deckenlehre (18).

IV. Allgemeine Gliederung des Alpenkörpers Seite 19—27

Die west-ostalpine Grenze (19). — Die Zonengliederung der Ostalpen (19). — Die Westalpen. — Vergleich der Ost- und Westalpen (20). — Die Rheinlinie (21). — Rothpletz's Erklärung. — Die exotischen Gesteine der Schweiz (22). — Auflösung durch die Deckenlehre. — Die Deckeneinheiten der Alpen. — Die westalpinen Decken (23). — Die dinarischen Decken (24). — Die karpathischen Decken (25). — Literaturangaben (26—27).

V. Die Westalpen Seite 28—68

Allgemeines (28). — Die Schweizeralpen-Gliederung. — Die Molasse. — Die helvetischen Decken (28). — Das romanische Gebirgssystem der Klippen (29). — Die penninische Zone. — Die ostalpine Decke. — Die Dinariden (30). — **Die Molassezone** (31). — Gliederung (31). — Herkunft und Tektonik der Molasse (32). — **Das helvetische Deckengebirge.** — Allgemeines (33). — Die autochthonen Massive. — Stratigraphie. — Metamorphose. — Tektonik (34). — Die helvetische Schichtfolge. — Das Paläozoikum (35). — Das Mesozoikum. — Das Tertiär. — Tektonik (36). — Die Einwicklung der helvetischen Decken. — Die Deckenfolge (37). — Verbreitung der helvetischen Decken. — Die Kulminationen (38). — Zur Entstehung der helvetischen Decken. — Zur Entstehung des Wildflysch (40). — Die Faltenbogen der Ostschweiz (41). — Die Glarner Alpen (42). — Profile (44—45). — Wildflysch (46). — **Die penninischen Decken** (46). —

Allgemeine Charakteristik. — Stratigraphie (47). — Das alte Grundgebirge. — Das Paläozoikum (48). — Das Mesozoikum (48). — Das Tertiär (49). — Tektonik. — Deckengliederung (49). — Phasen der Bewegung. — Die Wurzeln (50). — Stereogramm von Argand (51). — Kulminationen (52). — Die axialen Senkungszonen (53). — **Die ostalpine Wurzelzone im Süden** (54). — Profile des Simplon (55–57). — **Die Klippen der Schweiz** (57). Allgemeines. — Die Unterlage der romanischen Decken. — Die Sattelzone (58). — Die Niesendecke (58). — Stratigraphie der Klippen-
decke (59). — Stratigraphie der Brekzien- (Chablais-Hornfluhdecke) (59). — Die Simmendecke (60). — Tektonik. — Die Klippen (im engeren Sinne) (61). — **Die französisch-italienischen Alpen** (62). — Allgemeine Gliederung. — Die helvetischen Decken (62). — Die penninischen Decken (63). — Bernharddecke. — Decke des Monte Rosa (65). — Decke der Dent Blanche (65). — Profile (67). — Der orogene Trog (68).

VI. Das Grenzgebiet der Ost- und Westalpen . . . Seite 68—87

Allgemeines. — Gliederung (69). — Die allgemeine Bewegung von SO bis NW (69). — Stirnregion des ostalpinen Bogens (70). — **Die penninischen Decken des südöstlichen Graubündens** (70). — Margnadecke (72). — Die Schamserdecken (72). — Flysch des Oberhalbstein (74). — Die Ophiolithserie (74). — **Die ostalpinen Decken** (75). — Die Err-Sella-
decke (76). — Die Berninadecke (76). — Die Languard- und Campo-
decke (76). — Tektonik (78). — **Mittelbünden** (79). — Deckengliederung. — Die basalen Bündnerschieferdecken. — Die Falknis-Salzfluhdecke (80). — Die Aroser Schuppenzone. — Die Decke der Aroser Dolomiten (81). — Die Silvrettadecke. — Die Tektonik Mittelbündens — Die Wurzeln der Decken und ihre Beziehung zu den Klippen (82). — **Der Rhätikon** (82). — Deckengliederung. — Die helvetische Decke. — Der Prätigauer Schiefer. — Der Vorarlberger (Triesener) Flysch (84). — Die Falknisdecke (85). — Die Falknisbrekzie (85). — Die Sulzfluhdecke (86). — Die rhätische Decke. — Brekzien des Bettlerjoches. — Die ostalpine Decke (86). — Tektonik. — Faltungsphasen (87).

VII. Die Ostalpen Seite 87—194

Die westlichen Zentralalpen (87). — Das Silvrettamassiv (87). — Gesteine. — Tektonik (88). — Fenster von Gargellen (88). — **Das Engadiner Fenster** (89). — Der südliche Teil (90). — Gebiet von Ardez (90). — Nordteil des Fensters (92). — **Die Engadiner Dolomiten** (92). — Grundgebirge (94). — Mesozoikum (94). — Tektonik. — Die rhätischen Bögen (94). — Der Deckenbau der Engadiner Dolomiten (95). — **Das Gebiet der Wurzelzonen von der Adda zum Tonale** (95). — Der Veltliner Hauptzug (95). — Fortsetzung nach Osten (96). — Profile (97). — **Das Tauernfenster** (98). — Die Bedeutung der Tauern im Alpenbau (98). — Die Tauern als Fenster (99). — Gliederung der Decken des Tauernfensters. — **Das östliche Tauernfenster** (100). — Grundgebirge. — Paläozoikum (101). — Mesozoikum. — Metamorphose (102). — Tektonik. — Die Ankogeldecke (102). — Die Hochalmdecke. — Die Sonnblickdecke (103). — Die Modereckdecke (104). — Regionale Tektonik (105). — Die Tiefen-
tektonik (107). — **Die ostalpinen Decken des Fensterrahmens** (108). — Die Radstätterdecken (109). — Die basale Mischungszone. — Die tiefere Radstätterdecke (110). — Die obere Radstätterdecke (111). — Tektonik (112).

— Die Quarzit-Gneisdecke (112). — Das Schladmingermassiv (114). — Die Radstätterdecke im Osten des Tauernfensters (115). — Im Süden (116). — Im Norden (117). — Die östlichen Tauern ein Fenster. — **Das westliche Tauernfenster** (119). — Allgemeine Gliederung. — Die Zentralgneise (119). — Die Ahornmasse. — Tuxer- und Zillertalerkern. — Die Schieferhülle. — Der Granatspitz. — Die Radstätterdecke (121). — Die Quarzphyllite (122). — Das Altkristallin der Stubai- und Ötztaler (122). — Das Brennermesozoikum. — Das Karbon des Steinacherjoches (123). — Regionale Tektonik. — Der Kellerjochgneis. — Der Stirnrand der ostalpinen Decken im Norden (123). — Allgemeiner Bauplan (124). — **Die östlichen Zentralalpen** (125). — Der scheinbar autochthone Charakter (125). — Versuche von Deckengliederungen. — Vorläufige Deckengliederung. — Die unterostalpine Decke (126). — Die mittelostalpine Decke (127). — Die oberostalpine Decke (128). — Ausdehnung der Decken nach Osten. — Das Grazer Paläozoikum (129). — Paläozoikum und Mesozoikum in Kärnten. — Einwürfe gegen die Deckennatur (130). — **Das Semmeringgebiet** (130). — Allgemeines. — Brücke der Ostalpen und Karpathen (131). — Stratigraphie. — Tektonik (132). — Die Semmeringdecken stirnen (134). — **Die Grauwackenzone** (135). — Allgemeines. — Die Phyllitzone von Landeck (136). — Die Grauwackenzone der Kitzbühler Alpen (136). — Die Grauwackenzone der Dientener Alpen. — Die Grauwackenzone des Liesing-Palntales (137). — Die Grauwackenzone des Mürztales (138). — Das Grazer Paläozoikum. — **Das ostalpine Gebirge im Süden des Tauernfensters und der Drauzug** (139). — Allgemeines. — Bachergebirge, Karawanken und Gailtaler Alpen. — Die Fortsetzung des Drauzuges nach Westen (140). — Das kristalline Gebirge im Süden des Tauernfensters (141). — Der Wurzelcharakter. — **Die westlichen Kalkalpen** (141). — Allgemeines. — Die Klippenzone (142). — Die Allgäudecke (143). — Die Lechtaldecke (144). — Die Inntaldecke (144). — Die Krabachjochdecke (149). — Die bayrische und tirolische Einheit. — Der Stirnrand der Lechtaldecke (150). — **Die mittleren Kalkalpen** (150). — Allgemeines. — Das Gebiet der Hallstätter Fazies (150). — Gliederung im Osten (151). — Gliederung von Hahn (152). Die tatsächlichen Verhältnisse (152). — Die Verhältnisse im Osten (154). — Zusammenfassung (155). — Das westliche basale Gebirge. — Die Berchtesgadner Schubmasse (156). — Das östliche Gebirge (160). — Tektonik. — Die Voralpenzone Traunstein-Sengengebirge (161). — Der Muschelkalkzug. — **Die östlichen Kalkalpen** (163). — Allgemeines. — Gliederung. — Die hochalpinen Decken (166). — Tektonik (167). — Verhältnis der hochalpinen Decken zu den voralpinen (168). — Die voralpinen Decken (169). — Die Frankenfelsdecke. — Die Lunzerdecke. — Die Ötscherdecke (173). — Die Klippendecken (178). — Klippenzone der östlichsten Kalkalpen (179). — Die Wurzeln der Kalkalpendecken (185). — **Die Flyschzone** (186). — Am Rhein. — Östlich des Lech (186). — Die östliche Flyschzone (186). — Tektonik. — **Die Molassezone** (188). — In Bayern — Geröllführung (189). In Niederösterreich (190). — **Die Fortsetzung der Alpen in die Karpathen** (191—194).

VIII. Die Dinariden Seite 195—225

Allgemeines. — Deckengliederung (196). — Die Südbewegung. — **Die Decken der Dinariden im Profil von Triest nach Eisenkappel in Kärnten** (198). — Die Decke der adriatischen Außenzonen — Die unter-

dinarische Deckenordnung (199). — Die ober- und hochdinarischen Decken (203). — Allgemeines. — Die Vorzone (205). — Die Wocheiner Hauptzone (206). — Bauplan des Ternovanergebietes. — Bauformel der Julischen Vorzone (209). — Hauptdecke der Steiner Alpen (= Julischen Alpen) (210). — Die Seebergdecke (210). — Zusammenfassung (212). — **Der Deckenbau der Dinariden längs der Adria (212).** — **Die venetianischen und friaulischen Alpen (213).** — Die venetianische Außenzone. — Die friaulischen Alpen (214). — Das Profil von Sillian bis nach Venetien (216). — **Der mittlere und westliche Teil der Dinariden (218).** — Vergleich der südlichen Kalkalpenzone mit der nördlichen. — **Schichtfolgen der Dinariden (221—225).**

IX. Der allgemeine Bauplan der Alpen Seite 225—244

Die Molassezone (227). — Die helvetischen Decken (227). — Die penninischen Decken (229). — Die ostalpinen Decken (231). — Die Dinariden (233). — Regionaltektonik (235). — Die Richtungen und Bögen. — Selbständigkeit des ostalpinen Bogens (237). — Parallelismus der großen Linien (238). — Mediterrane Orogenese und atlantische Epirogenese (239). — Der Stirnrand. — Das dinarische Vordringen (240). — Vulkanismus (241). — Metamorphose. — Erdbeben (242). — Der orogene Trog (242). — Die kontinentalen Massen (244).

X. Die alpine Geosynklinale Seite 244—251

Paläozoikum. — Mesozoikum in den Westalpen. — Die Faziesbezirke der Ostalpen (246). — Zusammenfassung der Deckenverhältnisse der Alpen (251).

XI. Die Deckenbildung Seite 251—257

Allgemeines. — Die interkretazische Gebirgsbildung (252). — Die oligozäne (254). — Die pliozäne. — Das Geosynklinalgebiet im Zustande der Deckenbildung (254). — Phasen (257).

XII. Die jüngeren Deformationen der Alpen . . . Seite 257—261

Die ältere Auffassung. — Die neue. — Die morphologischen Verschiedenheiten. — Die großen Längstäler (261).

XIII. Die Schwereverteilung in den Alpen . . . Seite 261—267

Die Schwereverhältnisse der Schweiz. — Der Ostalpen (265—267).

Tafelerklärungen

Erklärung zu Tafel IV.

Fig. 1. Gesamtprofil der östlichen helvetischen Schweizer Alpen nach J. Oberholzer, Albert Heim, Arnold Heim u. a. Aus Alb. Heim, Geol. d. Schweiz, mit Ergänzungen nachgezeichnet. Maßstab ca. 1 : 100 000. 1 = Kristallin, 2 = Trias, 3 = Jura, 4 = Kreide, 5 = Eozän, a = Verrucano, W = Wildflysch (eingefaltetes Ultrahelvetikum), L = Lias, D = Dogger, M = Malm, V = Valanginien, H = Hauterivien, B = Barrémien, G = Gault und darüber Oberkreide. Eozän in den Decken = weiß. U_1-U_7 = Überschiebungslinien. U_{12} = Überschiebung des Penninikum.

Fig. 2. Gesamtprofil der östlichen Alpen nach L. Kober 1922. S = Ungefähre Lage der Normalschwere. Die Schweresynklinale ist ein Abbild des untertauchenden Vorlandes, bez. der Dinaridenscholle. Geht im Norden langsam, im Süden rasch in die Tiefe, genau so wie der orogene Trog. Die penninischen Decken sind: A = die Ankogel-, H = die Hochalm-, S = die Sonnblick-, M = die Modereckdecke, Schi = Schieferhülle. Ostalpine Decken: R = Radstätterdecken, P = Paläozoikum (quer schraffiert ist das Kristallin der Ostalpen), M = Molasse, Fly = Flysch, Kl = Klippendecken, Fr = Frankenfelsen-, Lu = Lunzer-, Öt = Ötscher-, Ju = Juvavische Decke, Me = Mesozoikum, Mu, Kr = Muralpendecke mit Kristallin, darüber P = Paläozoikum, darüber Bu Gn = Buntschuhgneis der Stangalpe, darüber kommt Me St = Mesozoikum der Stangalpe, darüber liegt P = Karbon der Stangalpe, diese ist die Basis für Me Gei = Mesozoikum der Gailtaler Alpen (der nördlichen Kalkalpen). In den Dinariden ist schwarz = Paläozoikum, Me = Mesozoikum, Tr = Trias, Ju = Jura, K = Kreide, Fl = Flysch, T = Tonalitische Intrusionen.

Erklärung zu Tafel V.

Drei Profile durch die Alpen, die Tektonik des Deckenbaues zeigend nach L. Kober 1922. In allen drei Profilen bedeutet S die ungefähre Lage der Normalschwere.

Fig. 1 ist besonders interessant, da R. Staub im vorletzten Heft von Heim, Geologie der Schweiz ein gleiches Profil gegeben, das die prinzipielle Übereinstimmung sehr gut zeigt. 1 = die Klippenzone, 2 = die Zone des Zinken, 3 = die Allgäu-4 = die Lechtal-, 5 = die Inntaldecke, P = Paläozoikum (Quarzphyllit), Ak = Altkristallin, a b = die Teildecken des Penninikum, M = Mesozoikum. Im Adamello ist Kristallin (dinarisch?) eingeschaltet. In den Dinariden bedeutet: 1 = das Kristallin, 2 = Mesozoikum, 3 = Tertiär, P = Perm, M = Mesozoikum.

Fig. 2. 1—4 wie oben. W = Werfener, P = Paläozoikum (Quarzphyllit usw.), G = Grauwackenzone (Karbonschollen des Brenner über Mesozoikum). a, b, Ak wie oben. In den Dinariden ist: 1 = Altkristallin, 2 = Perm (Quarzporphyr), 3 = Mesozoikum, 4 = Kreide, 5 = Tertiär.

Fig. 3 wie oben. Der Brixener Granit ist hier als junge tonalitische Intrusion gezeichnet, analog dem Adamello, während er vielfach als alt gilt. Auffällig ist das Andrängen der Dinariden, das Nordfallen der Maulser-Zone. Man wolle diese Profile mit geologischen Karten vergleichen!

Erklärung zu Tafel VI.

Fig. 1 und Fig. 2 geben einen Durchschnitt der mittleren Dinariden im Anschlusse an die Wurzelzone der Ostalpen nach G. Dainelli und G. Geyer. Entworfen von L. Kober 1922. Siehe Text Seite 216. Profil 1: Gn = Gneis, P = Paläozoikum, W = Werfener, M = Muschelkalk, R = Raibler, H = Hauptdolomit, L = Lias—Jura, Ph = Phyllite, s = Silur, Gü = Grünschiefer, Diabase, dk = Devonkalk, Q = Quarzphyllit, P = Perm, W = Werfener, M = Muschelkalk, R = Raibler, H = Hauptdolomit—Dachsteinkalk, L = Lias—Jura. I = die nordalpine Zone des Drauzuges, nordbewegt, gleichsam die Wurzel der obersten ostalpinen Elemente. Die Ostalpen tauchen unter II = karnische Hauptkette. III = die unterste (untere) dinarische Decke. Sie liegt auf II aufgeschoben. Über III liegen im Osten die ober- und hochdinarischen Decken(?) (Steiner- und Julische Alpen). Das Profil 2 setzt weiter nach Süden fort: R = Raibler Schichten, H = Dachsteinkalk, L = Lias—Jura, S = Scaglia, K = Rudistenkalk, E = Eozän, M = Miozän. I ist die Molassezone. II die adriatische Außenzone. III ist die unterdinarische Decke. I—III sind im Vergleich zu dem Nordrand der Alpen weniger disloziert.

Fig. 2. Tektonische Übersichtskarte des alpinen Gebietes und seines Rahmens nach L. Kober 1922. Im Vorlande bedeutet: Te = Tertiär, K = Kreide, J = Jura, Tr = Trias, P = Paläozoikum (Saargebiet), ZPl = Zentralplateau, V = Vogesen, S = Schwarzwald, BM = Böhmisches Masse. Schwarz ist der tertiäre Vulkanismus, auch in der alpinen Region. Hier ist die Gliederung in den Stamm der Alpen und Dinariden durchgeführt. Zw = das Zwischengebirge. In den Alpen ist A = das autochthone Gebiet (chaines subalpines der Westalpen), B = die Flysch-Sandsteinzone der Alpen und Karpathen (helvetisch-beskidische Decken), C = Penninikum der West- und Ostalpen und ihr Äquivalent(?) in den Karpathen, so die tiefere metamorphe Serie der Ostkarpathen. D = Ostalpin. In den Dinariden ist I = die adriatische Außenzone, II = unterdinarische Decke (bosnisch-albanische Tafel), III = die oberdinarische Decke (bosnische Schieferhornteinzone), darauf liegt die oberdinarische Decke, vielleicht in das Zwischengebirge übergehend(?). Im Apennin ist I = der östliche Außensaum, II = die tiefere Decke (nach Termier und Lencewicz), III = die höhere Decke (Flyschzone des Apennin).

Erklärung zu Tafel VII.

Auf dieser Tafel sind vier Profile zusammengestellt, die einen Einblick in den Deckenbau der alpinen Ketten geben sollen.

Fig. 1. Profil der transsilvanischen Alpen nach Murgoci. Hier sind zwei Deckenserien vorhanden. Eine tiefere, die penninisch-helvetisch sein könnte, metamorph ist, grüne Gesteine führt, nach Murgoci und Uhlig hochtatisch wäre. Darüber liegt die subtatisch-siebenbürgische Einheit, die ostalpine Charaktere hat. Nach Murgoci ist der Deckenbau vor der Oberkreide entstanden. Die obere Kreide liegt transgressiv über den beiden Decken. Das ist zu betonen.

Fig. 2 ist ein Versuch, das Profil von Uhlig durch die Karpathen den neuen Erfahrungen anzupassen. Das Vorland taucht in die Tiefe hinunter (1). Darauf liegt die galizische Molasse (2), überschoben von der Sandsteinzone, Flysch (3). Sie ist in eine Reihe von Schuppendecken gegliedert, an deren Sohlen mesozoische

Klippen herauskommen. 3a, 3b sind solche äußeren Klippenschuppen in der „subbeskidischen Serie“. 3 ist die innere „beskidische“ Decke. 4 wäre das „leponinische System“ (also penninische Decke), das nach Uhlig in den Zentral-karpathen erscheinen soll? Alles andere wäre ostalpin. Also vor allem die hoch-tatrische Decke mit dem Kristallin (5a) und dem Mesozoikum (5b). Aufgeschoben, der „Granlinie“ entstammend liegt das subtatrische Mesozoikum (6). Hier fehlt Kristallin überall. 6d sind die inneren Klippen der Karpathen (Pieninen). In den Pieninen sind 2—3 Schuppen miteinander nach der Deckenbildung verfaltet worden. Ihre Wurzel sind hauptsächlich ostalpine Gebiete. 6a ist ostalpines Kristallin, 6b ostalpines Paläozoikum, 6c Mesozoikum. Davon also (6d) die Klippen. 7 ist das über den Deckenbau transgredierende Eozän, das in den einzelnen Becken flach wenig gestört liegt.

Fig. 3 ist ein Profil der östlichen Alpen nach L. Kober. Es geht von der böhmischen Masse gegen den Wechsel und nach Süden in das Bachergebirge. Die ostalpine Decke beherrscht den Bau, der schon ganz den Oberflächencharakter des Zwischengebirges hat (in großen Teilen). Das ostalpine Gebirge ist in der Ebene bereits tief versenkt. Der penninische Trog muß südlich des Wechsel durchgehen. Im Wechsel selbst scheint das „Helvetische“ stark emporgewölbt zu sein. Das Vorland geht flach in die Alpen hinein. Der orogene Trog ist in der Schwere fast nicht mehr zu spüren. S ist die ungefähre Linie der „Normalschwere“. Geringe Minuswerte sind in den nördlicheren Teilen der Alpen vorhanden. Die Ebene ist normal oder positiv. Der alpine Bau schlägt gar nicht mehr durch. Der Einfluß des autochthonen(?) Zwischengebirges in Ungarn übertönt das orogene Minus. M = Mesozoikum, P = Paläozoikum, Sch = Schieferhülle, T = Semmering-Mesozoikum, W = Werfener Schiefer, Fl = Flysch, K = Klippendecken, F = Frankenfeserdecke, L = Lunzerdecke, O = Ötscherdecke, H = die hochalpinen (Hallstätter-)decken des Schneeberges.

Fig. 4 ist ein Profil des nördlichen Apennin nach H. Lencewicz 1917. Die unterste Decke I besteht aus: 1 = Perm, 2 und 3 = Trias. Die mittlere Decke II aus: a = Trias, b = Jura, c = untere Kreide, d = obere Kreide, c = Eozän. Die oberste Decke III besteht aus: 1 = obere Kreide, 2 = ophiolitische Gesteine.

Von demselben Verfasser erschien:

Der Bau der Erde. Mit Textfiguren und Tafeln. Geheftet 9,9

Die Grundlagen der alpinen Tektonik von Professor Dr. F. Heritsch. Mit 33 Textfiguren. Unter der Presse

Sammlung geologischer Führer:

Band X. **Alpen.** I. Das Gebiet der zwei großen rhätischen Überschiebungen zwischen Bodensee und dem Engadin von Professor Dr. A. Rothpletz. Mit 81 Textfig. 3,15

Band XI. **Das Berner Oberland und Nachbargebiete** von Professor Dr. A. Baltzer. 9,9

Band XIII. **Das inneralpine Becken der nächsten Umgebung von Wien** von Dr. F. X. Schaffer. 2 Teile. Mit 11 Textfiguren und vielen Tafeln. 6,3

Band XXII. **Westtiroler Zentralalpen** von Oberberggrat Dr. Wilhelm Hammer. Mit 25 Textfiguren. Unter der Presse

Band IX. **Oberitalien.** I. Das Gebirge der oberitalienischen Seen von Professor Dr. A. Tornquist. Mit 30 Abb. 4,35

Die Schrumpfung der Erde. Festrede, gehalten zur Jahresfeier der Georg-August-Universität zu Göttingen am 5. Juli 1922 von Professor Dr. Hans Stille. Geheftet 0,9

Über die Bedingungen der Gebirgsbildung. Vorträge von Professor Dr. K. Andrée, Direktor des Geologisch-palaeontologischen Institutes an der Universität Königsberg i. Pr. Mit 16 Textabbildungen. Geheftet 3,3

Grundzüge der geologischen Formations- und Gebirgskunde von Professor Dr. A. Tornquist. Mit zahlreichen Textabbildungen. Gebunden 6,9

Die obigen Preisziffern sind die Grundzahlen, die mit der jeweils gültigen Schlüsselzahl — Anfang Februar 1923: 1400 — multipliziert den Verkaufspreis ergeben. Schlüsselzahl und Grundzahlen für gebundene Exemplare sind freibleibend. Für das Ausland erhöht sich der Preis um den vorgeschriebenen Valutazuschlag.