

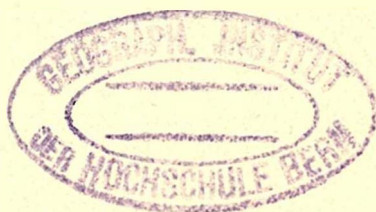
GS
15

Einführung zur geologischen Wandkarte der Schweiz

im Masstab 1:200000

zusammengestellt von

Dr. WALTER STAUB, P. D. in Bern



Herausgegeben vom
Geographischen Karten-Verlag Bern, Kümmerly & Frey
1930

GIUB AB 879 Ex. 2

Inhalt

	Seite
Das schweizerische Mittelland	5
Das Juragebirge	10
Die Alpen	11
Die westlichen Schweizer-Alpen	11
Die alten Massive	11
Die helvetischen Kalkalpen	13
Die « zone des cols » (Sattelzone) oder Préalpes internes und die Préalpes externes	17
Die Flyschzonen	18
Das romanische Deckengebirge: die Préalpes médianes (Vor- alpen) und die Klippen	20
Die penninischen Decken oder Penniden (die Westalpen)	25
A. Die obern penninischen Decken des Wallis und von Grau- bünden	25
B. Die unteren penninischen oder lepontinischen Decken; die Tessiner-Decken	29
Die Ostalpen	31
Die unter-ostalpinen Decken	31
Die mittel-ostalpine oder Campo-Decke	32
Die ober-ostalpine Decke	33
Die Südalpen	36
Der herzynische Dinaridensockel und seine sedimentäre Be- deckung	36

Die topographische Zeichnung der Wandkarte der Schweiz in 1 : 200,000 der Firma Kümmerly & Frey in Bern diente bereits als Grundlage mehrerer Karten zu Unterrichtszwecken. * Die Anregung, sie auch als Grundlage für eine geologische Wandkarte zu benützen, geht auf mehrere Jahre zurück. Doch die Erforschung unseres Landes war noch zu stark im Fluss, als dass die Tat dem Gedanken hätte unmittelbar folgen können. Die jüngsten zusammenfassenden geologischen Darstellungen der Alpen stellten sich vorerst die Aufgabe, den tektonischen Bau des Gebirges klarzulegen. Beim Zeichnen einer geologischen Wandkarte der Schweiz für Unterrichtszwecke galt es jedoch allgemein, den geologischen Bau des Landes wiederzugeben. Jede Uebersicht muss vereinfachen. Eine solche vereinfachte Darstellung aber steht, was unumgänglich ist, unter dem Einfluss bestimmter Ideen. Zusammenfassungen nun geschahen nach tektonischen Gesichtspunkten und insofern ist unsere geologische Wandkarte in den Forschungsergebnissen der letzten Jahrzehnte verankert. Der Deckenbau der Alpen wird in unserer Karte dadurch übersichtlicher zum Ausdruck gebracht, als die kristallinen Gesteine der penninischen Decken in der Farbtönung von denjenigen der autochthonen Massive und der ostalpinen Decken unterschieden wurden; ferner sind die Gesteine des Lias und Dogger der verschiedenen grossen Deckeneinheiten mit verschiedenen Nuancen von Blau bis Violett angegeben.

Bei der grossen Bedeutung mesozoischer Gesteinsfolgen als trennende Muldenkerne für kristalline Decken wurden diese besonders in Graubünden vereinfacht dargestellt. Eine besondere Signatur bezeichnet die jurassischen und cretacischen Gesteine in brecciöser Facies der Aroser Schuppenzone und der Bernina- und Err-Decke. Ebenso wurden die vorwiegend aus Malm bestehende Sulzfluh-Decke allgemein mit der Malmfarbe bezeichnet, die Falknis-Decke allgemein mit der Farbe der obern Kreide. Das vorwiegend aus Dogger und Malm bestehende Mesozoicum der obern

* Dr. J. Maurer, Direktor der eidgenössischen meteorologischen Zentralanstalt: Regenkarte der Schweiz, 1 : 200,000.

Prof. Dr. Brockmann-Jerosch: Regenkarte der Schweiz, 1 : 200,000.

Prof. Dr. H. Walser: Karte der Höhenregionen der Siedlung der Schweiz. 1 : 200,000.

Prof. Dr. Brockmann-Jerosch: Vegetations- und Wirtschaftskarte der Schweiz, 1 : 200,000.

Karte der Verbindungsleitungen der Schweiz. Wasserkraft-Elektrizitätswerke, 1 : 200,000.

Dr. G. Michel: Verkehrskarte der Schweiz.

Dr. G. Michel: Industriekarte der Schweiz.

Schamser-Decken (Gelbhorn-Decke) wurde mit der Bündnerschieferfarbe und braunen Punkten angegeben. Die mesozoischen und die postalpinen Intrusivgesteine wurden auch in der Farbgebung von den paläozoischen abgetrennt.

Wasserkräfte, ferner gute, natürliche Bausteine aller Art, etwas Asphalt, Steinsalz und einige Mineralquellen bilden wohl den grössten Wert unserer natürlichen Bodenschätze. An Erzen¹⁾ und Kohlen besitzt die Schweiz nur gerade soviel, dass an den Vorkommnissen dieser Mineralien wissenschaftliche Erkenntnisse erörtert und befestigt werden können. Ein gewinnbringender Abbau hing stets von besondern Umständen ab.

Jura, Mittelland und *Alpen* aber bieten in ihrem stratigraphischen und tektonischen Bau eine solche Fülle von Problemen, dass gerade von der Schweiz aus die Altersbestimmung gewisser Schichten, die Kenntnis faciemer Eigentümlichkeiten bestimmter Sedimente, die Kenntnis von der Umformung der Gesteine bei der Gebirgsbildung und das Wissen von der Entstehung der Kettengebirge überhaupt und ihrer Beziehung zu einer ältern Umrahmung ausgegangen sind. Gross ist die Zahl der Geologen, welche von unserm Lande aus fremde Erdteile erforschen und ihren tektonischen Bau klären halfen. Aber der Wert, welcher im Verstehen grossräumiger, raum-zeitlicher Bewegungsvorgänge und ihrer Abtragungszyklen liegt, ist noch wenig erkannt. Es gibt wohl kaum eine schwierigere Aufgabe als die Beschreibung eines tektonischen Vorganges.

In dieser Einführung sollen Abweichungen von den bisherigen Darstellungen einzelner Landesteile und neuere Forschungsergebnisse erläutert werden. Als Grundlage dieser Uebersicht dient die *Geologie der Schweiz* von *Alb. Heim*. In entgegenkommender Weise haben eine Anzahl Geologen und Institute des In- und Auslandes das Zustandekommen der Karte durch ihre Mitarbeit ermöglicht.

Die Erstellung der geologischen Wandkarte wurde auch durch die Geologische Kommission der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft erleichtert. Auf Ersuchen der herausgebenden Firma Kümmerly & Frey gestattete die Geologische Kommission ihren Mitarbeitern nötigenfalls Auskünfte zu erteilen über Gebiete, von denen einstweilen bloss unveröffentlichte Feldaufnahmen vorliegen. Manche der Mitarbeiter haben ferner bei der Korrektur des von mir erstellten ersten Entwurfes wertvolle Hilfe geleistet, wodurch erst das heutige Kartenbild zustande kommen konnte. Besondern Dank schulde ich Herrn Dr. Cadisch, Adjunkt der Geologischen Kommission.

¹⁾ C. Schmidt: Texte explicatif de la carte des gisements des matières premières minérales de la Suisse. Matériaux pour la géologie de la Suisse. 1920. A. Francke, Bern.

Das schweizerische Mittelland.

Auf Anraten von Herrn Dr. E. Baumberger in Basel wurden in der **Molasse** von oben nach unten drei Stufen unterschieden: *Obere Süsswassermolasse*, limnisches Tortonien (oberes Vindobonien);

Marine Molasse, Helvetien und Burdigalien (unteres Vindobonien), Luzerner-Schichten und Belpberg-, Rotsee-, St. Galler-Schichten;

Untere Süsswasser- und untere marine Molasse (Oberoligocän [Aquitanien] und Mitteloligocän [Stampien = Rüpelian]).

Während der Ablagerung des Tortonien war das Meer bereits aus dem sich hebenden schweizerischen Mittelland gewichen und nur noch grosse Seen bedeckten das Gebiet zwischen den Alpen und dem heutigen Jura. Das schweizerische Mittelland finden wir somit in der Hauptsache aufgebaut aus den Sedimentanhäufungen, welche *nach* der grossen alpinen Faltungsphase im Unteroligocän und *vor* der Faltung in der pontischen Zeit zur Bildung kamen. Die sarmatische Zeit war jedoch schon eine Zeit des Abtrages.

Napf und Tösstock allein bilden autochthone Nagelfluhmassive in der marinen und der obern Süsswassermolasse, während die früher für autochthon gehaltenen mächtigen Nagelfluhbildungen am Nordrand der Alpen, bei Thun, des Rigi-, Rossberg- und Speergebietes heute als aufgeschobene und geborstene Schichtpakete des Chattien und Rüpelian gelten. H. G. Stehlin (1909) und E. Baumberger (1920) haben zuerst nachgewiesen, dass die Ablagerungen von Ralligen am Thunersee, von Horw bei Luzern und von Vaulruz nordwestlich von Bulle nicht aquitanes, sondern mitteloligocänes Alter besitzen. Neuerdings hat A. Ludwig (1926) in St. Gallen, der auch in freundlicher Weise durch mündliche Ratschläge an unserer Darstellung mithalf, diese brackischen Ablagerungen dem Alpenrand entlang, in der Ostschweiz zwischen Linth und Rhein, südlich von Weissbach im Appenzellerland, festgestellt. Arnold Heim ¹⁾ (1928) gibt eine geologische Kartenskizze mit diesen Ablagerungen zwischen Dornbirn und der Bregenzerach im Vorarlberg. Diese subalpinen Mergel-, Sandstein- und Nagelfluhbildungen am Rande der Alpen erfüllten einen Meerarm, der sich in oligocäner Zeit den Alpen entlang hinzog. Sie liegen heute auf grosse Strecken, so bei Thun und Luzern, infolge der jüngsten, alpinen Krustenbewegungen, auf jüngere Molassebildungen aufgeschoben. Es besteht jedoch keine primäre Diskordanz zwischen Stampien und Aquitanien, wie sie früher vielfach angenommen worden ist.

Die Nagelfluh-Delta liegen vor Querdepressionen im Alpengebirge, welche von ersten, grossen Strömen, die aus dem Gebirge flossen, benutzt wurden. Bei der letzten Alpenfaltung wirkten

¹⁾ Die subalpine Molasse des westlichen Vorarlberg. Vierteljahresschrift der Naturf. Ges. Zürich. 1928.

diese Delta als stauende Pfeiler und führten zu äussern Kulminationen in der Längsaxe des Gebirges. Innere Kulminationen im Alpengebirge bilden die alten Massive.

Von den subalpinen Nagelfluhablagerungen räumlich getrennt, aber aus derselben Zeit stammend, findet sich im *Juragebirge* als Erosionsrest zwischen Basel, Pruntrut, Neuenburg und Olten eine mächtige Folge von Glimmersanden und Sandsteinen erhalten, die unter dem Namen Elsässermolasse bekannt ist, und welche einem untern Süsswasserkalk aufliegt und durch einen mittlern Süsswasserkalk getrennt ist. Diese Sande sind den Cyrenenmergeln des Mainzerbeckens im Alter gleichzustellen und werden nach oben ebenfalls durch eine Süsswasserkalkbildung, die Delsbergerkalke, abgeschlossen.

Nach E. Baumberger liegen diese Schichten im Delsberger- und Laufenerbecken und bei Basel auf unterem marinem Stampien (Septarienton und Meeressand) und erfüllen gegen das schweizerische Mittelland hin eine südliche Fortsetzung der Rheintalsenke, für die E. Baumberger den Namen raurachische Senke gegeben hat. Während in der Umgebung von Basel die oligocänen Ablagerungen noch eine cyklische Sedimentationsfolge von marinen Sandsteinen und Tonen, brackischen Cyrenenmergeln und Süsswasserbildungen zeigen, so ist die Sedimentation in der raurachischen Senke orogen bedingt. Die Süsswasserkalke stellen sich jeweilen dann ein, wenn die Senke mit alpinen Sandmassen ausgefüllt ist. Diese Senke stand mit dem, den nördlichen Teil des schweizerischen Mittellandes schon in alt-stampischer Zeit erfüllenden Süsswassersee in Verbindung, war aber durch eine Schwelle, die südlich vom heutigen Delsbergerbecken lag, vom stampischen Meer im Nord-Jura getrennt. Erst mit einer weitem Senkung des Rheintalgrabens und dieser Schwelle am Ende des Unterstampien gelangte zum ersten Male alpines Geröllmaterial in den Rheintalgraben. Diese oligocänen Ablagerungen sind zugleich die jüngsten Molassebildungen der südlichen Rheintalsenke.

Das schweizerische *Mittelland* hingegen wird von den Ablagerungen der miocänen Molasse, der Bordeaux- und Wienerstufe aufgebaut, welche auf den oligocänen Süss- und Brackwasserbildungen aufruhend. Mit Beginn der Neogenzeit schob sich hier das Meer durch das Rhonetal zwischen die Alpen und den Jura vor, erreichte in der Zeit des Helvetien seine grösste Ausdehnung und zog sich vor Ende der Wienerstufe endgültig aus dem schweizerischen Mittelland zurück. Sarmatische Ablagerungen sind in der Schweiz unbekannt.

Die jüngern Ablagerungen des Napf (Tortonien) finden sich aber als Erosionsreste nur bis ans Westufer der Emme, wo die Schichten gegen Südwesten zu in die Luft streichen. Der Synklinalregion des Napf entspricht die Synklinale des Belpberges. Die Nagelfluhmassen sind Ablagerungen von Flüssen aus dem

Alpenland, deren Geschiebegrösse von Südosten nach Nordwesten abnehmen. Südlich von Bern und Freiburg im Uechtland ist das mittelschweizerische Hügelland nur noch aus den tiefern Molassefolgen aufgebaut, deren Alter als Helvetien (Belpbergschichten), Burdigalien (Luzernerschichten) und als aquitane Molasse in neuester Zeit von E. Gerber und R. Rutsch neu belegt worden ist. Diese Gesteinszone verschmälert sich ebenfalls nach Südwesten hin und über dem Genfersee, am Jorat, endet auch diese Ablagerung. Ihre westliche Fortsetzung liegt erst jenseits des Genfersees in Savoyen. Burdigalien und Helvetien erscheinen wieder bei Bellegarde im Südwesten von Genf. Bei Lausanne bildet die braunkohlenführende Molasse von Lausanne (oberes Stampien) die Seeufer. Hier liegt das Oligocän auf Burdigalien und Helvetien überschoben. Die Wasserscheide zwischen Neuenburger- und Genfersee, d. h. die Scheide zwischen den heutigen Nebenflüssen des Rheins und der Rhone, ist also bedingt durch eine schwache, axiale Wölbung des schweizerischen Mittellandes.

Die Schüsselform des westschweizerischen Mittellandes bedingt die Richtung der heutigen Flüsse. Nur ein kleiner Teil gehört dem Einzugsgebiet der Rhone an. Die meisten Flüsse sind der Aare tributär. E. Bärtschi¹⁾ schildert wie im Westen in Hügelländern und Flüssen die Südwest-Nordostrichtung vorherrscht: « je weiter man nach Osten fortschreitet, desto mehr schwenkt die Talachse herum, Saane und Sense sind schon annähernd Südnord gerichtet, und das Aaretal nimmt definitiv die Südost-Nordwestorientierung an, die weiterhin allen Haupttälern des Mittellandes bis zum Bodensee eigen ist. »

Die *Aargauer-Jura-Nagelfluh* (oberstes Helvetien), eine echte Kalknagelfluh, bildet um den Süd- und Südostfuss der Vogesen und des Schwarzwaldes einen höchstens 10 km breiten und über 250 km langen Streifen, der allerdings heute nur noch in Erosionsrelikten erhalten ist. Die Gerölle stammen vom Norden und liegen einer prävindobonen Erosionsfläche auf. Das Rheintal war also damals kein Abzugskanal für die Gewässer des schweizerischen Mittellandes.

Mit der pontischen Faltungsphase wurden nicht nur die Flyschbildungen am Nordrande der Alpen und die Nagelfluhmassen auf die Molasse überschoben, die Molasse selbst wurde in Falten gelegt, und das Juragebirge trat in den Landskron-, Blauen- und Bürgenwaldketten in weiten Bogen gegen den Rheintalgraben vor. Die raurachische Senke wurde von den Falten des Juragebirges schräg durchzogen und ausgefüllt.

A. Buxtorf und R. Koch²⁾ haben neuerdings den Pliocänbildungen, welche diskordant die Tertiärbecken von Laufen und Delsberg überdecken, erhöhte Aufmerksamkeit geschenkt. Diese fluviatilen Ablagerungen (Pontien) bestehen stellenweise aus

¹⁾ Neue Denkschriften der Schweiz. Naturf. Ges. XLVII, Abh. 2, 1913.

²⁾ Verhandlg. der Naturf. Ges. Basel 1919/20.

grossen Wanderblöcken, jedoch meist aus Vogesenschottern, in denen man alle Gesteine der Vogesen als Gerölle erkennen kann. Sie liegen teils auf jurassischen, teils auf jüngern Bildungen. Die Anlage des Tertiärbeckens von Laufen war schon vor dieser Wanderblockformation vorhanden. « Die Gegend von Laufen », sagt A. Buxtorf, « trat aber nicht als Becken heraus, sondern gehörte zu einer Peneplain, welche das Becken und seine Ränder unabhängig vom Gesteinsuntergrund überspannte. » Das pontische Alter der Vogesenschotter ist durch mehrere Funde von Hipparion-Zähnen bei Charmoille (Elsgau) festgestellt. Auch damals war das Gefälle von den Vogesen nach Süden über den Jura gerichtet. Nun trat abermals Störung der Schichten ein. Der Rhein floss in der nun folgenden, jüngern pliocänen Zeit als Nebenfluss des Doubs dem Nordrand des Juragebirges entlang durch die burgundische Pforte; er lagerte hier westlich Basel die Sundgauschotter ab.

Erst nach erneuten tektonischen Bewegungen brach sich der Rhein zu Beginn der Diluvialzeit von Basel an nordwärts durch. Nun erst wird der heutige Zustand herausgebildet, indem die Verbnungsflächen (Piedmontflächen) am Südfuss des Schwarzwaldes durch den Rhein und seine Nebenflüsse zur Schichtstufenlandschaft umgewandelt werden. Die neueren Untersuchungen über die Geschichte des schweizerischen Mittellandes zur Tertiärzeit bestätigen somit die Auffassung, dass die Gletscherzeit ein durch die fluviale Erosion neu belebtes Relief antraf.

* * *

Der wertvolle und fruchtbare Ackerboden (zirka 12,4 %) der Schweiz besteht (die Ton- und Mergelschichten älterer Formationen ausgenommen) vorwiegend aus dem Schutt der **Gletscherzeit** und aus postglacialen Alluvionen. Der Wald (zirka 23,6 %) ist heute auf den Fels, auf weniger ergiebige Böden zurückgedämmt (41,4 % der Schweiz sind Wiese und Weide, 22,6 % sind Oedland [hiervon Seen 3,2 %]). Die glacialen Ablagerungen kommen auf unserer geologischen Wandkarte nur im Mittelland und im Jura zur Darstellung. Die moränen- und fluvio-glacialen Terrassenbildungen wurden nicht getrennt. In den Alpen wurden Moränen nur da eingetragen, wo der Untergrund durch glaciäre Schuttanhäufungen für eine richtige Zusammenfassung auf eine zu grosse Erstreckung hin verdeckt ist. In Uebereinstimmung mit den Auffassungen von J. Hug (Zürich), nach dessen freundlichen Mitteilungen auch die älter-diluvialen Ablagerungen zwischen Jura und Genfersee und in der Ostschweiz eingetragen wurden, unterscheiden wir vom jüngern zum ältern schreitend:

Würmmoränen und Würmschotter

Ablagerungen der Riss-Mühlbergeiszeit und Lössablagerungen ¹⁾

Die beiden Deckenschotter.

¹⁾ Postglacialer Löss findet sich im Rhone- und Rheintal. Geologie der Schweiz, S. 319.

Die Endmoränenwälle und die Drumlins sind nach der Art gegeben, welche Albert Heim in der « Geologie der Schweiz » gewählt hat. Die Wallmoränen der Würmeiszeit, d. h. die Randmoränen des Schaffhausen-Killwangen-Stadiums (äussere Jungmoränen), des Singen-Zürich-Stadiums (innere Jungmoränen) und des Bühl-Stadiums sind besonders hervorgehoben. Die Darstellung des Gebietes östlich des Bodensees verdanke ich dem Entgegenkommen der *Württembergischen Geologischen Landesanstalt* in Stuttgart. In den grossen Becken des Juragebietes (z. B. des Val de Ruz) soll die Moränenbedeckung speziell auf die zweifache Entwässerung, die oberflächliche (Seyon) und die unterirdische (Serrière) hinweisen. Die Terrassen der höhern Seestände (Bodensee, Genfersee) wurden zum jüngern Diluvium gerechnet. Endlich sind grosse Alluvialflächen weiss ausgespart worden. Sie mögen zusammen mit den grossen Mooren die Ausdehnung der postglacialen Seen (z. B. am Jurarand) erläutern helfen. Die nur oberflächlich durch jüngere Alluvionen bedeckten Schottermassen des Thurtales sind nach J. Hug das reichste Grundwassergebiet der Schweiz.¹⁾

Am Rheinfluss ist der Verlauf des alten Flusstales umrandet worden. Ferner wurde nach freundlichen Mitteilungen von Herrn O. Büchi in Freiburg der tiefste alte Saanenlauf angegeben, der in der grossen Interglacialzeit sein Tal ausgewaschen hatte. Das Aaretal war, wie die breiten, fruchtbaren Täler der Ostschweiz, sowohl in den Alpen wie im Mittelland, bereits am Ende der grossen Interglacialzeit bis unter die heutige Talsohle vertieft. Der Gegensatz zum Saanegebiet mit seinen heutigen cañonartigen Flussläufen und der breiten Wasserscheidegegend zwischen Aare und Rhone besteht jedoch darin, dass hier die schmalen Flussrinnen der Diluvialzeit bei jedem Vorstoss des Rhonegletschers zugeschüttet und verlegt worden sind. So konnte hier nie ein über längere Zeit anhaltendes, breites Tal entstehen, weshalb die menschlichen Siedlungen auf den Hochflächen mit den zugeschütteten alten Wasserläufen liegen. Die Gegend östlich von Bern bietet zahlreiche Beispiele alter Abflussrinnen des letzten Aaregletschers, welche heute als Trockentäler der Landschaft einen eigenen Reiz verleihen. Die Darstellung der Gegend von Thun geschah nach den Angaben von Herrn Dr. P. Beck.

Nach dem Rückzug der Gletscher der Würm-Eiszeit gingen in den Alpen grosse Bergstürze nieder. Nur die grössten wurden eingetragen, und nur in den untern Teilen der Bergsturzgebiete von Flims, bei Ems im Rheintal und bei Siders im Rhonetal konnte die Auflösung der Bergsturmassen in eine Toma-Landschaft, bei der nur noch die Spitzen der Bergsturmassen aus den Flussalluvionen herausragen, gegeben werden. Beide Bergstürze sind jünger als die Würmeiszeit, aber älter als das Gschnitzstadium.

¹⁾ J. Hug: Die Grundwasservorkommnisse der Schweiz. Annalen der schweizerischen Landeshydrographie, 3. Bd., 1918.

Das Juragebirge.

Mit seinen Quellen und Höhlen, seinen Facieszonen im Faltenjura, dem Plateaujura Frankreichs mit seinen breiten Gewölberrücken und dem arg zerbrochenen Tafeljura, der gegen den südwärts tauchenden Schwarzwald brandet, ist der Jura ältestes Forschungsgebiet der geologischen Wissenschaft. Hier im Faltenjura hat Thurmann (1830—1850) zuerst den Faltenbau eines Stückes der Erdkruste erkannt, gleichzeitig aber unabhängig von den Gebrüdern W. B. und H. D. Rogers, welche in den Appalachen in Pennsylvanien (1842) ihren Studien oblagen. Muschelkalk, Keuper und Rhät wurden in unserer Karte zusammengefasst. A. Buxtorf hat gezeigt, dass das Juragebirge auf einer Abscherungsfläche in der Anthydritgruppe über ungefaltetem unterm Muschelkalk und Buntsandstein aufrucht. Um im Faltenjura die Gewölbekerne möglichst klar zur Darstellung zu bringen, musste das Oxfordien zum Dogger gezogen werden. Die Trennung des Jura von den Alpen liegt in der Synklinale von Egaux, südwestlich von Chambéry. Diese Trennung ist eine facielle. In der westlichen Kette der Alpen ist das Purbeck marin als Tithon, in der östlichen Jurakette limnisch ausgebildet. Der Salève bei Genf ist ein Stück Jura. Ähnlich wie bei der östlichen Faltenkette des Jura, der Lägernkette im Aargau, so setzt sich auch die Falte des Salève unter ihrer oligocänen Bedeckung fort und ist nach dem Abtauchen der Falte in der Tertiärbedeckung nachzuweisen bis östlich Lausanne. Die östlichen Jurafalten, Lägern, Born, bilden gute Beispiele von Falten mit freidendem Ostflügel, aber in der Entwicklung gehemmten und gestauten Westflügel.

Die Transversalverschiebungen im Juragebirge wurden zum Teil nach freundlichen Angaben von Herrn Prof. Dr. Alb. Heim in Zürich eingetragen. Für diejenigen im Süden des Rheintalgrabens ist ein Zusammenhang mit oligocänen, rhenanischen Brüchen erkennbar, während die Brüche des westlichen Juragebirges erst bei der Jurafaltung entstanden sind. Für das Gebiet des Dinkelberges und des nordschweizerischen Juragebietes war Herr Prof. Dr. A. Buxtorf so freundlich, eine Anzahl von Arbeiten seiner Schüler zur Verfügung zu stellen. Herr Prof. Dr. P. Niggli und Herr Prof. Dr. M. Reinhard halfen in der Darstellung von Schwarzwald und Vogesen mit. Beim Zeichnen des Hegaus wurde darauf geachtet, dass der Charakter der Vulkanruinen als « necks » zum Ausdruck kommt.

An der *Versammlung der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft* in Lausanne (1928) wies Herr Prof. Dr. E. de Margerie Probedrucke einer *geologischen Uebersichtskarte von Elsass-Lothringen* im Masstab 1:200 000 vor, die wir benutzen durften. Für den zu Frankreich gehörenden Teil des Jura folgten wir in unserer Karte der Darstellung der *geologischen Uebersichtskarte von Elsass-Lothringen*.

Das Juragebirge liefert uns wichtigere, nutzbare Mineralstoffe: Portland-Zement (Argovien), Asphalt (im Urgonien des Val de Travers), Eisen-Oolithe (im Callovien des Fricktals) und Bohnerz (vor allem im Becken von Delsberg), Glassand und Huppererde (bei Moutier), Steinsalz (in den Muschelkalkschollen von Rheinfelden, Kaiseraugst und Schweizershall). Die bereits von den Römern benutzten Thermen von Baden ¹⁾ (48° C) und die Schwefelthermen von Schinznach (33—34,3° C) treten aus dem durch die Erosion aufgedeckten Scheitelbruch der Lägernkette zutage.

Die Alpen.

Die Alpen ²⁾ sollen hier gegliedert werden in die *autochthonen alten Massive*, das *helvetische*, das *peninische Deckengebirge*, die *Austriden* oder *ostalpinen Decken* und die *Südalpen* oder das *dinarische Rückland*. Unsere Darstellung stützt sich vorwiegend auf die Veröffentlichungen der *Schweizerischen Geologischen Kommission* und auf die Karten, welche in den *Eclogae geol. Helvetiae* seit 1918 erschienen sind. Diese Karten werden hier im Text nicht speziell erwähnt. ³⁾ Von den meisten dieser geologischen Karten wurden Pausen angelegt: dieselben wurden photographisch auf den Masstab 1 : 200.000 verkleinert.

Die westlichen Schweizer-Alpen.

Auch in den schweizerischen Kalkalpen mussten grösstenteils Lias und Dogger zusammengefasst werden. Nur in der Zone des Arvetales konnten sie getrennt werden, wodurch die zahlreichen keilförmig wurzelnden Teilfaltungen so der parautochthonen Dents de Morcles-Decke klarer zur Darstellung gelangen. Ein weiteres Auseinanderhalten war in der Breccien-Decke möglich. Die Kreide wurde in untere und obere Kreide geteilt, wobei als Grenze die Transgression des Albien (Gault) diente. ⁴⁾

Die alten Massive.

Für den französischen Teil des Aiguilles-Rouges- und des Montblanc-Massivs wurden die neuen geologischen Karten in 1 : 20.000 benutzt, welche P. Corbin und N. Oulianoff aufgenommen haben. Diesen Autoren verdanke ich auch die Erlaubnis, ihre unveröffent-

¹⁾ F. Mühlberg: Quellenkarte des Kantons Aargau. Aargauische Naturforschende Gesellschaft, 1901.

²⁾ Vergl. auch J. Cadisch: Der Bau der Schweizeralpen, räumlich dargestellt. Orell Füssli Verlag, Zürich, 1926.

³⁾ Liste der Veröffentlichungen der geologischen Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, 1928. A. Francke, Bern.

⁴⁾ Siehe Alb. Heim, Geologie der Schweiz, Bd. II, 306 ff. Für die Darstellung der nördlichen Kreideketten wäre eine Trennung in Neocom und höhere Kreide insofern vorteilhafter gewesen, als hiedurch die grabbildenden Schrättkalkwände besser herausgehoben worden wären.

lichten Felduntersuchungen benutzen zu dürfen. Mit Hilfe dieser Aufnahmen konnte der Gegensatz im Streichen zwischen den herzynisch gefalteten alt-kristallinen Massen und demjenigen der tertiären Störungen gezeigt werden. Aiguilles-Rouges- und Montblanc-Massiv bildeten von der Permzeit an ein einziges Massiv, welches erst während der Tertiärzeit gesondert wurde. Das alte herzynische Streichen ist angezeigt durch die Marmor- und Amphibolitzüge im Aiguilles-Rouges-Massiv, ferner durch die Zonen der starken granitischen, mikrogranitischen und pegmatitischen Injektion (mit ihren Kontakterscheinungen) und durch die Zonen der Einschlüsse im Granit (Protogin) des Montblanc-Massivs. Sie streichen N—S im Aiguilles-Rouges-Massiv und zirka N 10°—20° E im Montblanc-Massiv, während die zur Tertiärzeit eingefaltete mesozoische Mulde von Chamonix NE—SW gerichtet ist, somit das herzynische Streichen in einem Winkel von 25°—45° schneidet. Beachte hier auch den Ueberschiebungsrand des Montblanc-Granits, ferner den Gegensatz im Bau der Mulde von Chamonix, welche im Norden steil und tief eingefaltet ist, im Süden, bei Les Houches, aber verflacht und breit wird; hier in der breiten Quersynklinale zwischen Aiguilles-Rouges- und Belledonne-Massiv bedecken die Sedimente der Trias (zum Teil überlagert von Lias) grössere Flächen. Das Aiguilles-Rouges-Massiv ist, wie das Belledonne-Massiv, durch steil eingefaltete Carbonzonen aufgespalten. Die tiefste Mulde quert bei Vernayaz das Rhonetal und erreicht bei Argentière das Tal von Chamonix. Das Carbon umfasst oberes Westphalien und Stephanien; es liegt discordant den Gneisen auf und besteht aus Conglomeraten aus Vallorcine-Granit, sandigen Tonschiefern mit Pflanzenresten und wird discordant von der Trias überdeckt. Wie M. Lugeon neu bestätigte, liegt also hier eine vor-obercarbone, älter carbonische Gebirgsfaltung vor, welche dem Montblanc-Massiv und dem Aar-Massiv fehlt, da z. B. am Bristenstock das Obercarbon concordant den kristallinen Schiefern eingefaltet ist, während am Wendenjoch und Tödi discordante Auflagerung beobachtet werden kann.

Das Aar-Massiv wurde nach den Angaben von Herrn Prof. Dr. Hugli, seinen Schülern, Herrn Dr. R. Wyss und Herrn Privatdozent Dr. Huttenlocher, gezeichnet. Neben den obercarbonen Montblanc- und Aare-Graniten wurden der Vallorcine-, der Gastern- und der Innertkirchner-Granit ausgeschieden. Der Erstfelder-Gneis ist ein Ortho- und hochgradiger Mischgneis. Für das Gotthard-Massiv stellte Herr Prof. Dr. Niggli in Zürich in freundlichster Weise eine unveröffentlichte Uebersichtskarte des ganzen Gotthard-Massivs zur Verfügung. Es wurden speziell der Medelser-Cristallina-, der Rotondo-Granitgneis und der Gamsboden- und Fibbia-Gneis ausgeschieden. Die altkristallinen, sedimentären Muldenzonen zwischen den Granitmassen sind hier zum grossen Teil in Amphibolitzonen umgewandelt.

Tektonisch sind Aar- und Gotthard-Massiv die kristallinen Kerne der helvetischen Decken, welche von der Alpenfaltung mit-ergriffen in « nappes cassantes » gelegt wurden, wobei der tertiäre Schub ebenfalls schräg auf das Aar-Massiv stösst und seine Südzone in Schuppen legt. Die alten Massive bedingen als stauende Pfeiler die innern axialen Hebungen des alpinen Deckengebäudes.

Die intensiven Farben für die eigentlichen Granite des Gastern-, Aar-, Montblanc- und Gotthard-Massivs wurden noch einmal für den Verampio-Granit (Tessin) und für die herzynischen Granite der unterostalpinen (Bernina-Err-Gebiet) und die oberostalpinen Decken (Silvrettagebiet) angewandt.

Die helvetischen Kalkalpen.

Wohl die mühsamste Arbeit der Karte bot die Darstellung des *helvetischen Deckengebirges*, der in Decken gelegten Sedimenthülle der eben besprochenen Massive. Hier standen Herr Professor Dr. A. Buxtorf in Basel, Herr Professor Dr. P. Arbenz und Herr Dr. H. Günzler-Seiffert in Bern mit ihrem Rat zur Seite. Herr Professor Dr. Arbenz übernahm selbst das Zeichnen eines Teils der Innerschweiz, Herr Dr. H. Günzler-Seiffert von Teilen des Berner Oberlandes. Herr Professor Dr. Albert Heim überprüfte die Darstellung des Säntis- und Tödigebietes, Herr Professor Dr. Arnold Heim der Churfirstengruppe und der Allgäueralpen. Auch in den helvetischen Kalkalpen wurde im allgemeinen das Oxfordien mit dem Dogger und dem Lias zusammengefasst, doch mussten einzelne Ausnahmen gemacht werden, speziell im Gebiet zwischen Aare- und Kiental, um hier eine tektonische Trennung der Doggermassen zustande zu bringen. Die Zementsteinschichten, der obere Troskalk und der Oehrlkalk kommen mit der Kreide zusammen zur Darstellung. Leider liessen sich die Wangschichten (Maestrichtien), welche transgressiv der untern (Brienzergrat) und obern Kreide auflagern, nicht speziell ausscheiden. Sie sind nur verbreitet in den obern helvetischen und ultrahelvetischen Decken und wurden im allgemeinen zur obern Kreide, ausnahmsweise zum Flysch gezogen.

Folgende tektonische Einheiten des helvetischen Gebirges kommen, wenn immer möglich mit starker Linie besonders umrissen, zur Darstellung:

Westende des Aar-Massivs:

4. Mont Bonvin-Decke = Plaine Morte-Decke (mit den ultrahelvetischen Préalpes internes und externes).

Ostende des Aar-Massivs:

- 3 b. Drusberg-Decke,
Räderten-Decke,
Säntis-Decke.

Westende des Aar-Massivs:

3. Wildhorn-Decke.
- 1 b oder 2. Diablerets-Decke.
1. Dents de Morcles-Balmhorn-Decke.

Ostende des Aar-Massivs:

- 3a. Axen-Decke (mit Urirotstock, Bächistock, Silbern, Toralp).
- 2b. Mürtchen-Kammlistock-Decke.
- 2a. Glarner-Decke.
- 1 b. Griesstock, (Wageten)-Decke
Hohen Faulen-Decke } Parautochthone Decken.
- 1 a. Windgällen-Falte.

0. Autochthone Bedeckung der alten kristallinen Massive (z. B. im Aaretal-, Reusstal- und Tödigegebiet). Ueber dem Aiguilles-Rouges-Massiv ist sie zum grössten Teil vor der Transgression des Eocäns abgetragen, über dem Westende des Gastern-Massivs tektonisch abgeschert worden.

1, 2, 3 a = im Vorarlberg untergetaucht.

Für 0, 1 und 1 a sind das Auftreten von Bohnerz, für 0, die Windgällen-Falte und die Hohen Faulen-Decke das Fehlen der Kreide, für 1 b und 2 die besondere Häufung von Taveyannazsandstein, für die Glarner- und Mürtchen-Decke die riesigen Massen von Verrucano (Perm) mit ihrer basischen Eruptiva charakteristisch. Die unter-eocäne Lutetien-Transgression überschneidet von Südwesten nach Nordosten immer tiefere tektonische Einheiten. Ihr ging eine alpine Bewegungsphase voraus.

Nur die Decken 3 und 4 gehen von Westen nach Osten durch, während die tieferen Deckeneinheiten im Längsschnitt einzig zwischen den Massiven zur Ausbildung kamen. Decke 4 zeigt Vermergelung der Kalkhorizonte und Uebergang zu bathyvaler Facies.

Um die helvetischen Decken etwas klarer abzutrennen, wurden der Dogger und Lias dieser Decken und der «zone des cols» mit blauer Farbe, der Dogger und Lias der Préalpes und der Klippen dagegen mit violetter Farbe angegeben. Das Mesozoicum der Ostalpen folgt wieder in blauer Farbe. Unvermeidlich war eine etwas übertriebene Darstellung besonders charakteristischer Gesteinsbänder, wie die der autochthonen Trias und die einiger Eozänzüge, wie des trennenden Bandes über der autochthonen Bedeckung des Aar-Massivs und des Bandes zwischen der Axen-Decke und den obern helvetischen Decken.

Aehnlich wie im Gasterntal, am Balmhorn und Doldenhorn, so liegt auch am Westrand des Aiguilles-Rouges-Massivs die Dents de Morcles-Dents du Midi-Decke auf einer Abscherungsfläche und direkt auf der autochthonen Trias. Während diese Decke an der Rhone auf 10 km Breite dem Aiguilles-Rouges-Massiv auflagert, endet sie als Decke in der Synklinale von Tanié; hier geht östlich Taverge (Lac d'Annecy) die Ueberschiebung in eine einfache, liegende Falte der autochthonen helvetischen Schichtfolge über. Die Wurzelregion dieser Decke bildet nach E. Paréjas die Zone von Chamonix. Ihr entspricht der obere Kalkkeil der Jungfrau.

Die Windgällen-Falte wurzelt im Meientaler-Kalkzug und im Maderanental. Der Gewölbekern wird von Porphyr gebildet:

dieser harte Kern bildete das starre Innenskelett der prachtvollen Falte. Hier hatte Alb. Heim zeigen können, dass sich in den Doggerschichten der Windgälle Porphyrgerölle finden und somit der Porphyrit älter sein müsse als die Falte. Die Gebirgsbildung hat also mit der Intrusion des Aar-Massivs nichts zu tun. Die Windgällen-Falte ist erst in einer letzten gebirgsbildenden Phase (Pontien) aufgestülpt worden. Ihre Auffaltung bewirkte Steilstellung und Einwicklung des südlichen Teiles der Hohen-Faulen-Schuppe und der Giesstock-Decke. Es kann also hier eine Zweiphasigkeit der Faltung erwiesen werden, wobei die Ueberschiebung der Hohen-Faulen-Schuppe und der Giesstock-Decke einer ersten Phase angehören. Die Windgällen-Falte löst sich nach Osten in eine Anzahl kleinere Falten auf.

« Die Glarner-Decke », sagt Alb. Heim,¹⁾ « taucht infolge ihres östlichen Achsenfallens am Walensee unter den Talboden. Sie erreicht ihre maximale Mächtigkeit am Schild mit etwa 2 km und hat eine sichtbare Länge von 30 km. » Ihre Stirn steigt mit zirka 14° gegen Südwesten an und streicht im Gemsfeyrenstock endgültig in die Luft. Die Mürtchen-Decke ist etwa gleich dick und keilt ebenso nahe Linthal streichend aus. Die Stirn dieser untern helvetischen Decke fand Alb. Heim kürzlich gerade südlich Mels bei Untersuchungen über die Therme von Pfäfers.

Diese tiefste helvetische Zone zeigt einige schöne Beispiele von « Knopflöchern », Erosionsfenstern in der autochthonen oder parautochthonen Serie, durch welche die Unterlage hervorblickt: bei Vättis, im Limmernboden am Selbsanft, am Tödi, im Val d'Illicz bei Champéry, im Tal der Giffre im Fer à Cheval und den Forêts de Tanié und bei Meyère südlich der Arve (Mont Joly).

Vergleichbar dem Widerstand eines Brückenpfeilers im Flusse, so setzten die alten kristallinen Massive den heranrückenden Decken den grössten Widerstand entgegen. Hinter den Pfeilern trat Stauung ein, zwischen den Pfeilern eine stärkere Strömung. E. Paréjas konnte zeigen, dass in der Depression zwischen den Massiven des Montblanc und der Belledonne eine grössere Stosskraft, einer stärkeren Strömung entsprechend, sich geltend machte als vor den Massiven, derart, dass der Querdepression im Rückland die Faltenkulminationen in den Plis de Genevois, im Salève und in der Reculet-Kette des Jura entsprechen. Beachte die Transversalverschiebungen im Mont Salève.

Tritt hinter den alten Massiven axiale Hebung in den Decken auf, so senken sich die Axen in dem Raum zwischen den Massiven, so dass hier das Deckengebäude am vollständigsten erhalten ist. Die Darstellung der vier helvetischen Decken der Westschweiz zwischen Aar- und Montblanc-Massiv durch M. Lugeon wurde

¹⁾ Alb. Heim, Geologie der Schweiz. Bd. II, pag. 264 ff.

wegbahnend für die Schweiz. Im Westen sind hier Moreles- und Diablerets-Decke scharf geschieden, während Diablerets- und Wildhorn-Decke in der Wurzel vereinigt sind; am Westabfall des Aar-Massivs ist es umgekehrt. Das Laubhorn bildet eine eigene Deckscholle, die über der Plaine Morte-Decke liegt.

Der Baustil der helvetischen Doggermassen vor dem Aar-Massiv ist speziell von H. Günzler-Seiffert geklärt worden. In diesen Doggermassen des Berner Oberlandes liegen die Wildhorn- und Mont Bonvin-Decken nicht mehr als Decken übereinandergeschichtet, sondern sie reihen sich als liegende Falten mehr hintereinander. Dem bathyalen Dogger der Mont Bonvin-Decke jedoch entsprechen nach P. Arbenz und H. Günzler die Massen der Schwarzhorn-Scheidegg-Zone und, jenseits der Aare, des Glockhaus-Hochstollen an der Frutt. In der Kreidestirn dieser Falten treffen wir die Wangschichten. Fünf Falten mit Doggerkernen streichen nach H. Günzler gegen das südliche Ufer des Brienersees und Aaretals hinaus. Diese Falten vereinigen in sich die Sedimentmassen der ganzen Folge von der Axen- bis zur Drusberg-Decke.

Am Westufer des Thunersees streichen *Préalpes médianes* und Niesenflysch axial ansteigend in die Luft. Auf der Südseite des Sees wird der helvetische Alpenrand durch die Standfluhgruppe gebildet, auf der Nordseite durch den Sigriswilergrat (Niederhorn-Teildecke). Nächst südlich entsprechen sich nach P. Liechti (Bern) Buchholzkopf und Waldegg (Bürgenstock-Teildecke). Dreispitz-Morgenberghorn-Därligengrat setzen im Harder (Interlaken) fort. Bachfluh-Höchstfluh-Hutmaad sind eine untere Digitation davon. Als Reste einer höheren Decke liegt vor der Harderkette die ultrahelvetische Wildflyschzone von Habkern, die sich westwärts in das Flyschgebiet von Därligen-Leissigen und der Rengg fortsetzt.

Die Axen-Decke hat eine sichtbare Längenerstreckung von 80 km. Ihr Nordrand wird durch ein prächtiges Stirngewölbe (am Deyenstock) bezeichnet, das am Urnersee gedoppelt ist und nach der Tiefe taucht. Im Westen endet sie z. T. als gequetschte Schuppe am Jochpass in der Schichtfolge des Jura; nach Osten keilt sie rasch tektonisch aus. Beachte ihre Ueberschiebungsfläche.

Räderten- und Drusberg-Decke glätten sich in der Alviergruppe zu einfachen Gewölben aus, und die tiefste, die Säntis-Decke übernimmt die Hauptrolle. « Sie hat von allen helvetischen Decken den grössten Weg (45 km) zurückgelegt, indem sie vom Vorderrheintal bis auf die Molasse geglitten ist und an dieser brandend sich aufbäumte. » Zum Teil wird sie hier in einzelne Stücke auseinandergerissen. Im Vierwaldstätterseegebiet konnte A. Buxtorf zeigen, dass sich nach Westen hin von den drei Teil-lappen, den Bürgenstock-, Pilatus-, Niederhorn-Teildecken der höhere zugunsten der tiefern vom Alpenrand zurückzieht.

Ein letztes, bis dahin nur schlecht bekanntes Stück des Alpennordrandes zwischen Muotatal und Einsiedeln mit dem Schienberg und Roggenstock zeichnete für unsere Karte Herr Professor Dr. A. Jeannet in Neuenburg nach seinen Originalaufnahmen.

In der Längserstreckung verändert sich somit die Form und Grösse einer Decke oft rasch.

Angesichts der beiden gewaltigen Gebirgsbogen, den Westalpen und den Ostalpen, bilden jedoch die helvetischen Kalkalpen nur einen schmalen Aussenrand mit intensivster aber passiver Verfaltung und Ueberfaltung mit Einwicklung der mesozoischen und tertiären Schichten, welche sich einst am Südabfall der heutigen alten Massive ausbreiteten. Sie lagern unter ultrahelvetischen und penninischen Schuttmassen. Oestlich der Iller wird (nach einer grossen Transversalverschiebung?) dieser Saum helvetischer Kalkalpen am Nordrand der oberostalpinen Decke ganz schmal.

Auffallend ist der Gegensatz zwischen den spitz endenden Synklinalzonen in den Wurzelgebieten der Falten und Decken, z. B. am Mont Joly südlich der Arve, an der Jungfrau, der Windgälle, im Tödgebiet und den runden Stirnübergängen oder abgebrochenen Fronten der Decken (Drusberg-, Räderten-, Säntis-Decke).

In den Plis du Genevois, im Salève, im Faltenjura entsprechen die Bergrücken den Falten, die Täler den Synklinalen. Südlich der Arve aber, wo der Abtrag tiefer in das autochthone Gebirge eingedrungen ist, tritt Umkehr des Reliefs ein: die Synklinalen sind in den Berggipfeln erhalten, die Falten sind abgetragen.

Nur zwei reichere Eisenvorkommnisse finden sich in den eben genannten Teilen der Alpen: Am Mont Chemin über Martigny im Unterwallis treten am äussersten Ausläufer des Montblanc-Granits pneumatolytische Kontaktmagnetitlinsen auf, welche alte Marmorlagen verdrängen; am Gonzen über dem Rheintal bei Sargans liegt ein sedimentäres Eisenlager im Malm. Bei Salanfe (Unterwallis) treten pneumatolytische Arsenkieslager auf.

Disentis (St. Placidusquelle) und Leukerbad besitzen die radiumhaltigsten Quellen der Schweiz. Der Grund hierfür liegt in der Erscheinung, dass die vadosen Wässer an der Oberfläche der Granite ihren Radiumgehalt aufnehmen, um dann, durch die Sedimenthüllen aufsteigend, als Quellen an den Tag zu treten.

*Die « zone des cols » (Sattelzone) oder Préalpes internes
und die Préalpes externes.*

« Zwischen der felsigen Front der helvetischen Decken, » schreibt Alb. Heim,¹⁾ « mit ihren Schrattenkalk- und Kieselkalk-

¹⁾ Alb. Heim, Geologie der Schweiz, Bd. II, pag. 461.

wänden einerseits und den scharfdurchfurchten Flyschgräten der Niesenkette (Niesen-Albristhorn-Tornettaz) andererseits zieht sich eine zurückgewitterte, aus leichtzerstörbaren Schichten bestehende, sanfthügelige Zone von einigen Kilometern Breite.» Diese «zone des cols» oder Sattelzone (Préalpes internes) besteht zwischen Wildhorn und Niesenkette aus wenigstens vier Schubdecken, die stark in sich verschuppt und verfault sind, so dass sie in unserer Karte nur ganz schematisch zur Darstellung kommen können. Alle vier Teildecken liegen ineinander verknüpft 10 km rückwärts unter der Stirn der Diablerets-Decke eingewickelt, wie M. Lugeon zeigte. In dieser Zone liegen mächtige Gipsmassen, z. B. die des Montet bei Bex: im Gips von Bex das Steinsalz, das zur Anlage der ältesten Salinen in der Schweiz geführt hat.

Wie die Sattelzone so sind auch die Préalpes externes mit den eingefalteten Kreide- und Malm-Kalk-Fetzen der Voirons, Pléiades, des Mont Salvens, der Ebene von Bulle und des Gurnigelgebietes in ihrer Facies ultrahelvetisch (Bonvin-Plaine Morte-Decke). Sie sind in ihrer stratigraphischen Schichtfolge wie im tektonischen Bau verschieden von den südöstlich aufliegenden Voralpen oder Préalpes médianes. Waren die helvetischen Kalkalpen mit ihrem verwickelten Bau, das Glarnerland mit der vermuteten Doppelfalte am Ende des vergangenen Jahrhunderts während zweier Jahrzehnte das eigentliche Lehr- und Lerngebiet der Alpengeologen gewesen, so hatte in der «zone externe» am Genfersee H. Schardt 1892 erstmals für eine bestimmte Zone der Alpen den Deckenbau erkannt.

Die Flyschzonen.

Der Flysch ist in vier Zonen eingeteilt, welche möglicherweise einer Anzahl von tiefen, langgestreckten Meerbecken entsprachen, die von Nord nach Süd hintereinander angeordnet sich in südwest-nordöstlicher Richtung hinzogen.

1. Der *autochthone Flysch* ist ausgebildet als glimmerreicher Flyschsandstein (z. B. bei Monthey), Taveyannaz-Sandstein mit Schieferlagen, Dachschiefer mit einer fossilen Fischfauna (Kanton Glarus), die von L. Agassiz und A. Wettstein beschrieben worden ist. Die mächtige Schichtfolge (1000—2000 m) liegt auf Globigerinenmergeln und Mergelschiefen (Stadschiefer) mit Num. Fabiani, Num. Chavannesi, welche ihrerseits wieder den Numulitenschichten des Lutétien und des Auversien aufrufen.

2. Der *Wildflysch* (mit exotischen Blöcken und Fucoïden) ist westlich vom Genfersee mehr conglomeratisch, östlich mehr sandig-tonig entwickelt. Es können zwei übereinanderliegende Schichtfolgen unterschieden werden:

Der Gurnigel- und Schlieren-Sandstein (oft eine Arkose aus Habkern-Granit), Der Wildflysch (z. B. der Berra) und Habkern-Flysch mit Numulitenbänken und exotischen Blöcken.	}	nach M. Lugeon und J. Tercier ausschliess- lich Lutétien, nach J. Boussac auch Au- versien u. Priabonien.
---	---	---

Diese Flyschbildung entspricht einer orogenetischen Phase. Die exotischen Blöcke zeigen Verwandtschaft mit den Graniten und Porphyren der unterostalpinen Decken. Der Wildflysch ist charakteristisch für die ultrahelvetischen Decken, die « zone des cols » und die « zone externe », welche sich aus den hangenden Partien der Säntis-Wildhorn-Decke entwickelten. Möglicherweise war diese Facies des Flysch auch noch weiter nach Süden, z. B. bis in die Zone der Aiguilles d'Arves, verbreitet; die Breccien des Wildflysches der Berra zeigen auch Verwandtschaft mit den Falknis- und Sulzfluh-Decken Graubündens. Die Synklinalzone Habkern-Wildhaus, welche der Säntis-Wildhorn-Decke aufrucht, bildet die östliche Fortsetzung der « zone des cols ». Hier ist das Verbreitungsgebiet des eocänen Schlierensandsteins mit Fucoiden. Sowohl die « zone des cols » wie die Wildflyschzone werden von der Wildhorn-Decke im weitem Sinne überholt, so dass eine Wildflyscheinwicklung die Wildhorn-Decke von den tiefern Decken abtrennt. Die östliche Fortsetzung der « zone externe » wird gebildet durch die subalpine Flyschzone vom Thunersee bis über den Rhein; auch sie wurde von der Wildhorn-Decke (im weitem Sinne) überholt und eingewickelt. Wildflysch liegt eingewickelt sowohl unter der Griesstock-Decke wie unter der Diablerets-Decke.

3. Die *Niesenflysch-* und die *Prätigauflysch-Zone*. Die Niesen-Zone kann ebenfalls in eine obere und eine untere Gruppe geteilt werden, entsprechend den vorhergenannten beiden stratigraphischen Schichtmassen. Hier fehlen die exotischen Blöcke. Der Niesenflysch vom Thunersee bis zur Rhone stellt die eocäne, abgeschürfte und nach Norden verfrachtete Bedeckung, die « Stirnwelle » einer penninischen Decke dar, vermutlich der St. Bernhard-Decke, welche die autochthone Zentralmassivschwelle überbrandet hat. An der Basis dieser Decke fand M. Lugeon bei Gsteig an der Landstrasse mitgerissene Linsen aus Glimmerschiefer (Casanna-schiefer), darüber Quarzit und Dolomit, welche transgressiv von der Niesenbreccie überdeckt sind. Die Basis des eocänen Niesenflyschkomplexes bilden fast stets etwas Lias und Trias-Dolomit. Südwestlich der Rhone findet sich Niesenflysch nur noch östlich Bonneville an der Arve und in der Klippe nördlich Faverges (östlich vom Lac d'Annecy). In der Zone der Aiguilles d'Arves (Savoyen), welche das Aretal quert, ruht dieser Flysch direkt dem Lias (als « Brèche du Télégraphe ») und der Trias der Nappe de l'Embrunais auf.

Im Domleschg liegen die Prätigau-Schiefer mit einer Grenzbreccie an der Basis und durch eine Ueberschiebungsfläche ge-

trennt auf liasischen Bündner-Schiefern.¹⁾ Nach J. Kopp²⁾ gehören hier die Bündner-Schiefer zu der Adula-Decke, der Prätigau-Flysch dagegen wird als Flysch der Margna-Decke aufgefasst.

4. Der *præalpine Flysch* (oder Flysch der Voralpen). Er ist mergelig-sandig ausgebildet, führt Fucoïden und ist als das normale Hangende der Préalpes médianes mit denselben nach Norden verfrachtet worden. Nummulitenbänke fehlen.

Diesen vier Zonen würde sich der südalpine z. T. cretacische Flysch anschliessen, welcher in der Region der oberitalienischen Seen, z. B. südlich des Luganersees, aufgeschlossen ist, und welcher über Scaglia-Mergel und -Kalken liegt und vom südalpinen Oligocän oder von der miocänen Nagelfluh überdeckt wird.

Im autochthonen und parautochthonen Flysch wurde in der Karte der Taveyannaz-Sandstein speziell ausgeschieden, der vom Rheintal bis zur Dauphinée als klastisches Sediment (andesitischer Tuff) von sehr einheitlicher Zusammensetzung auftritt. Der Taveyannaz-Sandstein³⁾ ist ein echtes Sediment der Strand- und Schelfzone des Meeres und geht in der Urschweiz in die conglomeratischen Altdorfer-Sandsteine, in der Dauphinée ebenfalls in conglomeratische Bildungen über. Diese Conglomeratbildungen deuten auf erste unteroligocäne, tektonische Bewegungen. Nach E. Argand sind als Eruptionszentren der Taveyannaz-Tuffe die Intrusionen bei Biella und Traversella anzusprechen.

Das romanische Deckengebirge: die Préalpes médianes (Voralpen) und die Klippen.

Gestützt auf die Aehnlichkeit in der Ausbildung der Sedimentfolgen und der tektonischen Lage über der Niesenflyschzone, wird das romanische Deckengebirge als das westalpine Aequivalent der *unteren* ostalpinen Decken⁴⁾ in der Ostschweiz aufgefasst. Ein ineinanderübergehen der beiden Zonen ist jedoch nicht feststellbar. Die Klippen vermitteln den Uebergang. Falknis- und Sulzfluh-Decke sind wahrscheinlich ihr Aequivalent. Die Ostalpen selbst enden mit einem Erosionsrand direkt am Rhein. Das romanische

¹⁾ G. Schumacher. Geologische Studien im Domleschg. Jahrbuch der philosophischen Fakultät II, Bern, Bd. VII, 1927.

²⁾ J. Kopp. Eclogæ geol. Helv. XX.

³⁾ F. de Quervain. Zur Petrographie und Geologie der Taveyannaz-Gesteine. Diss., 1928.

⁴⁾ E. Haug hat dieser Parallelisierung nie zugestimmt. In neuester Zeit finden denn auch westschweizerische Geologen, dass die Gesteinsfolgen der « *nappe de l'Embrunais et de l'Ubaye* » viele Analogien mit der Klippen-Decke (Préalpes médianes) besitzen. Der Niesenflysch wäre in diesem Falle die tertiäre Bedeckung einer noch tieferen Decke gewesen.

Deckengebirge ist passiv an seine heutige Stelle verfrachtet worden. Von oben nach unten können folgende tektonische Einheiten abgetrennt werden:

Die *Simmendecke* (Rhätische Decke). Sie liegt in der Chablais-Zone, südlich vom Genfersee, auf der Brecciendecke, im Simmental auf den Préalpes médianes. Radiolarite (Dogger), basische Eruptiva und seltener Granite sind charakteristische Gesteine. Ferner weisse Aptychenkalke (Malm, Neocom), Breccien und Sandsteine des Cenomans (obere Kreide).

Die *Brecciendecke* ist vorwiegend in der Chablais-Zone, südlich vom Genfersee, erhalten. Unsere Darstellung hat zur Grundlage die Blätter 149, 150, 160, 160^{bis} der Carte géologique de la France 1 : 80,000¹⁾. Die Ausdehnung dieser Decke reicht von der Arve bis auf die rechte Seite des Simmentals. Im Gegensatz zu den ausgeprägten Falten der Préalpes médianes, ist der tektonische Stil derjenige einer spröden, wenig plastischen Masse. Folgende Gesteine sind charakteristisch:

Obere Breccie, feinkörnig, Malm und untere Kreide,
Dachschiefer (Dogger), gegen Osten auskeilend,
Untere Breccie (mächtig, grobkörnig, Lias [vergleichbar der Brèche
Schiefer, auskeilend, du Télégraphe]),
Trias, mächtig, als Dolomit, Rauhwaacke, z. T. Quarzit.

Bei Taninges (Haute Savoie) findet sich ein kleiner Fetzen von Mittelcarbon (mittleres Westphalien) in der Breccien-Decke mit wenig deformierten Pflanzen. Es ist das älteste Carbon in der alpinen Zone unseres Kartengebietes.

Die *Préalpes médianes*. Sie sind zusammenhängend anzutreffen von der Arve bis zum Thunersee; westlich und östlich dieser Zone sind sie nur als « Klippen » erhalten. Ihre grosse Masse hat die « zone des cols » von den Préalpes externes oder Zone bordière getrennt. Die helvetischen Decken liegen untergetaucht und verschürft unter ihnen; sie erscheinen am Nordrand hier und da wieder aufgeschürft. Am Südrand ruhen die Préalpes médianes entweder direkt auf der Niesenflyschzone, der « zone des cols » oder, wie im Val d'Illicz, im Tal der Arve und bei Le Bouveret am Genfersee, auf oligocäner Molasse. Die Préalpes médianes liegen auf einer Breite von mindestens 25 km auf die Molasse überschoben.

Der heutige schmale Raum zwischen dem Aar- und Montblanc-Massiv kann unmöglich den Durchgang der Klippen-Decke und Breccien-Decke erlaubt haben, welche in einem grossen, durch die

¹⁾ Vergl. Léon Moret, Carte géologique de la Savoie et des régions limitrophes. Librairie Dardel, Chambéry, 1928, die erste Uebersichtskarte eines Nachbargebietes der Schweiz im Masstab 1 : 200,000.

Nagelfluhmassen bei Montreux zweigeteilten Bogen zwischen Arve und Thunersee sich ausbreiten. E. Argand konnte hier die tektonischen Bewegungen in einzelne Phasen auflösen. Als das romanische Deckengebirge nach Norden bewegt wurde, lag das Montblanc-Massiv noch in der Tiefe verborgen. Erst ein letzter (pontischer) Schub hat Aar- und Montblanc-Massiv in ihre heutige Lage gebracht.

Die wichtigen oligocänen Aufschlüsse bei Monthey wie die Aufschlüsse im Val d'Illicz wurden von Herrn Dr. Gagnebin in Lausanne selbst in unsere Karte eingetragen. Nach E. Gagnebin tritt im Val d'Illicz unter den roten Mergeln des Stampien der autochthone Flysch in Knopflöchern hervor. Das Oligocän ist zu einer Synklinale gefaltet und wird von autochthonem und Wildflysch überdeckt.

In dem südlichsten Klippenstück bei Sulens, östlich des Lac d'Annecy, liegen Wildflysch, Niesenflysch und Klippen in drei « Stockwerken » durch Abscherungsflächen voneinander getrennt, übereinander und gemeinsam auf dem helvetischen Flysch mit Taveyannaz-Sandstein.

Als Klippen ist das romanische Deckengebirge zwischen Aaretal und Rheintal erhalten in den Giswilerstöcken, dem Stanser- und Buochserhorn, den Mythen, den Klippen bei Iberg und bei Grabs. Trias, Lias, Dogger, Malm, untere und obere Kreide sind oft in etwas abweichender Facies vertreten.

Die stratigraphische Schichtfolge der Préalpes médianes setzt sich zusammen aus:

Eocän: Flysch.

Obere Kreide: Couches rouges und weisse Mergelkalke.

Untere Kreide: Neocom, nur in den nördlichen Falten enthalten, in den südlichen erodiert vor Ueberlagerung der Couches rouges.

Malm: Mächtige helle Kalke, zum Teil oolitisch.

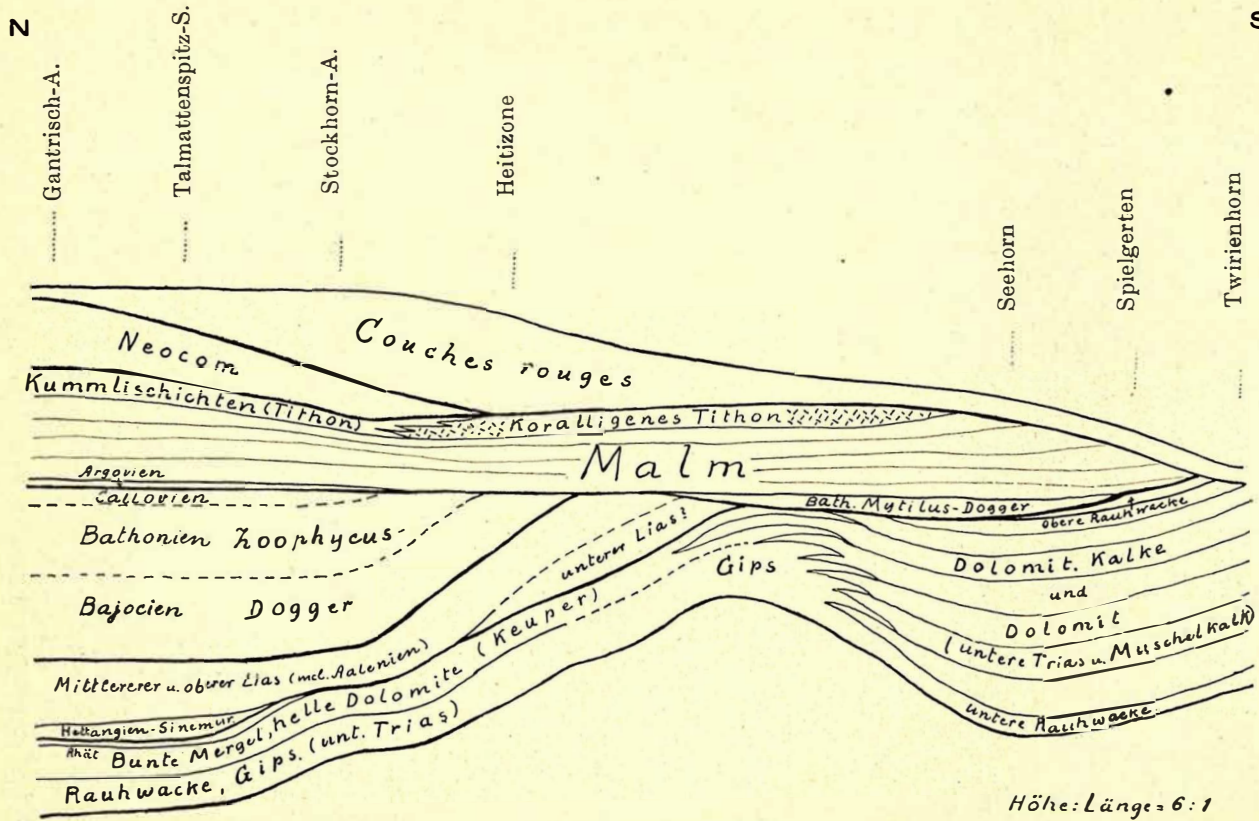
Argovien: Rote, knollige Mergel (nur in den nördlichen Falten).

Dogger: Zoophycus-Dogger, mergelige Kalke und Schiefer (nur in den nördlichen Ketten).

Mytilus-Dogger, stinkige, mergelige Kalke und Schiefer mit kohligen Einlagerungen: er kann direkt auf Trias aufliegen.

Lias: Schieferige, kieselige Kalke und Echinodermenbreccien.

Trias: Gips, Dolomit, Rauhwaacke.



Stratigraphischer Querschnitt durch die Klippen-Decke (Préalpes médianes), nach F. Rabowsky, P. Bieri, zusammengestellt von W. Leupold.

Im Bereiche des Rhonetals können fünf (bis acht) Antiklinalen ¹⁾ in den Préalpes médianes unterschieden werden:

	Linkes Ufer:		Rechtes Ufer:
	Antiklinale der Dent d'Oche		Antiklinale von Veytaux
	» des Grammont	»	der Tinière
Doppel-	» von Bise	»	der Sarse
	» von Vernaz	»	der Tours d'Aï
	» von Torgon	»	der Grande Eau

Die gegen den Genfersee ausstreichenden, stark gestauten Antiklinalen erscheinen wieder in der Zone von Montreux. Die Verbindung der beiden Talseiten des Rhonetals ist jedoch keine ungestörte, was für die Entstehung des Rhonetals an dieser Stelle von Bedeutung ist. ²⁾

Zwischen dem Genfersee und dem Thunersee kann das wurzellose Gebirge der Voralpen nach A. Jeannet ³⁾ in folgende Zonen eingeteilt werden:

- I. *Nördlichster Antiklinalzug*, Aussen- oder Liaszone. Ohne erhaltene Gewölbeumbiegung und teilweise mehrfach verschuppt; auf die « zone externe » überschoben oder angepresst. Vorherrschende Gesteine sind Lias und Trias. Aus einer Doppelung ist der Synklinalgipfel des Moléson herausgeschnitten, aus dem Malm-Süd-Schenkel der Gantrisch.
 1. *Synklinalzone* von Greyerz, einsetzend mit Teilmulden (Rochers de Naye) und sich in einer Kreidemulde ausspitzend.
- II. *Haupt-Antiklinalzug* des Vanil noir und des Stockhorns. Trias und Lias bilden schmale Kernzonen, der Zoophycus-Dogger breite Bänder.
 2. *Flysch-Synklinale* von Château-d'Oex.
- III. *Tours d'Aï-Heiti-Antiklinalzug*. Im Süden daran angepresst und teilweise darauf überschoben die *Gastlosenkette*. Der Dogger in Mytilus-Fazies.
 3. *Flyschzone* Rougemont - Hundsrück - Niedersimmental mit Resten der Breccien-Decke (Hornfluh) und der Simmen-Decke.
- IV. *Antiklinalzug* Rübli - Gummfluh - Spielgerten mit Fetzen der Breccien-Decke. Sie keilt zusammen mit III unter starkem axialem Anstieg zwischen Simmenfluh und Niesen aus.

P. Bieri ⁴⁾ in Thun konnte zeigen, dass das ganze Faltenbündel *zwischen Jaun und Weissenburg, in dem Gebiet der

¹⁾ E. Peterhans, Etudes du Lias et des Géantyclinaux de la nappe des Préalpes médianes entre la vallée du Rhône et du Lac d'Annecy. Denkschriften der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, 1926.

²⁾ Alb. Heim, Geologie der Schweiz, Bd. II, pag. 648—650.

³⁾ Vergl. Alb. Heim, Geologie der Schweiz, Bd. II, pag. 589—676.

⁴⁾ Jahrbuch der philosophischen Fakultät II, Bern, Bd. V, 1925.

grössten axialen Aufwölbung, längs zweier Hauptbruchlinien, in einer letzten Störungsphase keilförmig nach Norden geschoben wurde. Die eine Bruchlinie, als Horizontalflexur ausgebildet, verläuft in nördlicher Richtung über den Neuschelspass nach dem Schwarzsee, die Gegenbruchzone als schiefe Transversalverschiebung in westnordwestlicher Richtung vom Weissenburgbad über den Widdersgrind ins Tal der Muscheren-Sense. Hinter diesem vorgerückten Gebirgsstück ist die Simmendecke am besten erhalten geblieben und die ganze Einschubstelle wird sehr schön vom Lauf der Simme abgebildet, die, den weichen Flyschschichten folgend, zwischen Zweisimmen und Weissenburg knieförmig nach Nordwesten ausbiegt. Herr Dr. P. Bieri hat das von ihm untersuchte Gebirgsstück, vor allem die Querstörungen nördlich und nordwestlich der Simme, selbst in unsere Karte eingezeichnet.

Die penninischen ¹⁾ Decken oder Penniden (die Westalpen).

A. Die obern penninischen Decken des Wallis und von Graubünden.

Wallis, Tessin und Graubünden sind das Verbreitungsgebiet der penninischen Decken. Hinter dem Gotthard-Massiv sind die an Volumen weit überwiegenden höheren Decken bis auf wenige Reste abgetragen, so dass in einem mächtigen Fenster, der Tessiner Aufwölbung, die tieferen Simplon-Tessiner-Decken zutage treten.

Die Zeichnung des *penninischen* Gebirges, speziell im Wallis, erfolgte auf Grund der Darstellungen von E. Argand ²⁾ in Neuenburg. Für Graubünden hat R. Staub erste zusammenfassende Darstellungen gegeben. Sie sind heute durch zahlreiche Spezialkarten von verschiedenen Autoren ergänzt.

Die obern penninischen Einheiten sind:

Die Dent-Blanche-Decke (VI). Sie liegt in elliptischer Form als oberste penninische Deckeneinheit meist auf Grungesteinen der Bündner-Schiefer, in der Längsmulde hinter der Depression zwischen Aar- und Montblanc-Massiv und vor und in der Depression zwischen Monte Rosa und Gran Paradiso. Eine Stirn-umbiegung findet sich in der petite Dent de Veisivi (Arolla). Die Decke ist durch eine Synklijalregion zweigeteilt und ist aufgebaut aus den jungpaläozoischen, grünlichen Arolla-Gneisen, Para- und Mesogesteinen und helleren Grano-Dioriten und der älter-paläozoischen Serie von Valpelline mit Kinzigiten und kontaktlich veränderten Marmoren. Die mesozoische Bedeckung mit zum Teil brecciöser Ausbildung des Lias ist erhalten im Mont Dolin. Gewaltige Massen von mesozoischen, basischen Intrusivgesteinen liegen mit allen metamorphen Veränderungen zum Teil als Lagen

¹⁾ Nach dem Mons Poeninus, dem Grossen St. Bernhard, benannt.

²⁾ Matériaux pour la carte géologique de la Suisse, n. s., carte spéciale n° 52 et n° 64 avec 3 planches de profils.

in den Bündnerschiefern (Zermatt), zum Teil als Lakkolithe in der Decke selbst (Mont Collon). Die Wurzelzone dieser Decken bildet nach E. Argand die Zone von Sesia. Oestlich der grossen Tessiner Aufwölbung entspricht der Dent-Blanche-Decke nach R. Staub, die *Margna*- mit der *Sella-Decke*,¹⁾ so dass auch hier im Osten eine Zweiteilung vorliegt. Jedoch sind diese Decken hier stark ausgewalzte und zudem quergefaltete Schuppenpakete, so dass sie « vor lauter Verquetschung und Verschuppung orographisch fast verschwinden ». J. Cadisch²⁾ fasst die *Margna-Decke* mit den Schamser-, der *Platta-Decke* und den *Prätigau-Schiefern* als Aequivalent der *Dent-Blanche-Decke* auf. Die *Margna* bildet das Gegenstück zum *Matterhorn*. Die tektonische Verschuppung erinnert an die « zone des cols ». Der *Arolia-Serie* der *Dent-Blanche-Decke* entsprechen die *Malojagneise*. Den mesozoischen *Serpentinen* im *Val Anzasca* entspricht im Osten der *Malenco-Serpentin*. Für die Darstellung speziell der *Schamser-Teildecken* mit den *Splügenerkalkbergen* konnte die im Drucke befindliche geologische Karte von O. Wilhelm benutzt werden. *Jura- und Kreidgesteine* sind hier in einer brecciösen Ausbildung vorhanden, denen in der *Dent-Blanche-Decke* nur die jurassische *Breccie* am *Mont Dolin* entspricht.

Die Monte Rosa-Decke (V). Sie bildet eine grosse domförmige, in der Stirnregion eingeschlitze Tauchfalte und besteht vorwiegend aus grobkörnigen *Orthogneisen* (*Augengneisen*), welche den *Gran Paradiso* und den *Monte Rosa* und weiter südlich das *Massiv der Dora Maira* aufbauen. Die *Augengneise* sind stellenweise von einer Hülle von *Paragesteinen* umgeben. *Basische Gesteine* sind sehr selten. Die Stirn der *Monte Rosa-Decke* ist in die unterliegende *St. Bernhard-Decke* eingedrückt, wodurch eine Fächerstellung von *Decke IV* erzeugt wird. Die Südgrenze bildet die mesozoische Zone von *Alagna*. Oestlich der *Tessiner-Aufwölbung* ist *Decke V* durch die *Tambo-Decke* und die *Suretta-Decke* (*Disgrazia-Massiv*) vertreten, in welcher der *Rofna-Porphyr* (mit *Sideriteinlagerungen* im *Avers*) der nördliche Drittel einnimmt.

Die *Gneislamelle* der *Burgruine* von *Splügen* besteht nach R. Mühlemann³⁾ aus *Rofnaporphyr*: sie liegt vor der Stirn der *Tambo-Decke* als eingewalzte *Gneislamelle*.

Die St. Bernhard-Decke (IV). Vom *Simplon* bis an die *Dora Baltea* beträgt die *Sehnerstreckung* dieser grössten penninischen *Decke* 80 km, die *Pfeillänge* 30 km. Sie ist vorwiegend aus *Gesteinen* der Gruppe der *Casanna-Schiefer* und *Paragesteinen*

¹⁾ Früher galt die *Sella-Decke* als eine unterste Abzweigung der untern ostalpinen Decken.

²⁾ J. Cadisch. Tektonik und Stratigraphie im penninisch-ostalpinen Grenzgebiet. Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft Basel, 1929.

³⁾ R. Mühlemann: Geologische und morphologische Untersuchungen im Gebiete der *Tambo-Decke*. Diss. Zürich, 1928.

zusammengesetzt, die nach oben in eine jüngere carbonische Schiefer- und Sandsteinfohle mit eingestreuten Anthrazitflötzen übergehen. Im Zermattetal sind grosse Augengneismassen eingeschaltet (Augengneis von Randa), die gewissermassen ein härteres Innenskelett bilden. Die Fächerform dieser Decke im Bagnes-Tal ist entstanden durch Einpressung der Dent-Blanche-Decke in Decke IV und durch den Widerstand des Mont Blanc-Massivs. Gegen Osten ist diese Decke im obern Maggiatale zwischen den beiden axialen Teilaufwölbungen oder Kulminationen des Tessins erhalten: westlich des Val Leventina liegt in dieser Tessiner-Querdepression nördlich Vigorno ein Gneislappen, der über die Zone zwischen Algaletto und Castione (Bellinzona) die Wurzel dieser Decke mit der Adula-Decke in Verbindung bringt.

Auf folgende tektonische Erscheinungen sei noch speziell hingewiesen:

Mit etwa 40° Westfall tauchen unter diesen drei grossen Deckeneinheiten, hinter dem Aar- und Gotthard-Massiv (als stauendem Pfeiler), die Tessiner-Decken auf. Hier im untern Tal der Vispertäler liegt die St. Bernhard-Decke zunächst auf einer Anzahl kürzerer Teilschuppen (der Decke IV), welche aus stark gepressten Glimmerschiefern und Phyliten von permo-carbonischem Alter aufgebaut sind, ganz ähnlich wie die Schuppen westlich von Sitten. Carbonische Tonschiefer bilden z. B. in den Schuppen der Vispertäler die Uberschiebungsflächen und übernehmen im kleinen die Rolle, welche der Flysch in den helvetischen und die Bündner-Schiefer in den grossen penninischen Decken spielen. Die tektonischen Schuppen bei Visp füllen eine Vertiefung hinter dem abtauchenden Aarmassiv und in der Verlängerung des kürzeren Gotthard-Massivs aus, ähnlich den Glarner-Schuppen mit ihren riesigen Verrucano-Massen hinter dem Ostende des Aarmassivs. An solchen Stellen der in der Längsachse steil abtauchenden Decken sind offenbar noch ungelöste Spannungen in der Erdrinde vorhanden. Sie lösen sich heute noch ruckweise in Form von tektonischen Beben aus (z. B. Erdbeben von Visp).

Zermatt liegt in einer starken Doppelung der mesozoischen Schichtfolge. Diese Doppelung erscheint wieder bei Evolena, wo nach E. Wegmann¹⁾ über der Schuppenzone von Evolena in der Sasseneire das *faisceau vermiculaire* von Zermatt vertreten ist. Nach E. Argand umhüllt die Doppelung die ganze Monte Rosa-Decke und stellt somit die grösste Einwicklung der Alpen dar.

Der Adula-Decke vorgelagert breitet sich eine riesige Masse von Bündner-Schiefern aus, welche im Domleschg, am Schynpass, der Via Mala den grössten Raum einnehmen. Sie werden, da sie stellenweise Belemniten und Gryphaen enthalten, zum Lias ge-

¹⁾ E. Wegmann: Zur Geologie der St. Bernhard-Decke. Bull. Soc. Neuchâteloise des Sciences nat. 1922.

rechnet. Es sind grauschwarze Tonschiefer mit kieseligen Kalken und Sandsteinen, ähnlich den Bündner-Schiefern, welche den Nordrand der St. Bernhard-Decke im Wallis bilden. Die Stirn dieser Bündner-Schiefermassen ist im Hinterrheintal zwischen Bonaduz und Rhäzüns und im Val Sourda auf Reste helvetischer Wurzeln (Verrucano, Trias, Dogger, Malm) überschoben.

Könnten in den helvetischen Decken und im romanischen Deckengebirge die Ränder der Decken scharf umrissen werden, so ist dies in den penninischen Decken nicht möglich. Nach E. Argand sind die penninischen Decken grosse liegende Falten, in denen im Schichtaufbau alles durch Uebergänge miteinander verbunden ist. « Die grossen Ausholungen der Falten entsprechen den innern Bewegungen einer in der Tiefe deformierten plastischen Masse. »

In den Gesteinsfolgen der penninischen Decken des Wallis fehlen die Gesteine, welche jünger sind als Lias. Bis zum Turtmantal können in den liasischen Bündner-Schiefern neben Tonschiefern und Kalkbänken auch Dolomit-Breccien (Brèche du Télégraphe)¹⁾ unterschieden werden. In den obern und mittlern Trias ist Dolomit das herrschende Gestein, stellenweise mit Gipseinlagerungen. Dolomitablagerungen stellen die erste marine Transgression über der jungpalaeozoischen Gesteinsfolge dar. Die untere Trias und das Perm sind als bankige und schiefrige grünliche Quarzite ausgebildet, die wohl kontinentalen Ursprung besitzen und aus Quarzsanden entstanden sind, ähnlich dem Buntsandstein. Das obere Carbon ist eine mächtige Folge von Conglomeraten, Sandsteinen und blättrigen Tonschiefern. Ihnen sind allochthone Kohlenflötze (mit Pflanzen des obern Westphalien) eingelagert, welche im Wallis zeitweilig abgebaut wurden (Zone von Barmois-Ergisch). Nach unten geht die Serie in Paraschiefer, dann in Misch- und schliesslich in Orthogneise über. Marine Fossilien fehlen, alles ist concordant. Die Geosynklinale (der Dauphiné und des Wallis), in der sich diese Ablagerungen bildeten, war somit wenig tief. E. Argand vergleicht sie mit der heutigen Ganges-Ebene. Mit Erstreckung von Nordwesten nach Südosten folgten ihr:

- Die Geo-Antiklinale des Briançonnais-St. Bernhard (Decke IV)
- Die Geo-Synklinale des Piemont (mit der Schwelle der Decke V)
- Die Geo-Antiklinale mit den Dolinbreccien (Decke VI)
- Die Geo-Synklinale der Zone von Canavese
- Die unter-ostalpine Schwelle (vergl. pag. 32)

In unserer Karte geschah die Zeichnung der Fortsetzung der Mulde von Chèques im Wallis (Bagnes-Fächer) durch das Bagnes-tal bis nach Palazuit östlich Liddes im Val d'Entremont nach den Originalaufnahmen von Herrn Prof. Dr. E. Argand, der die Güte hatte, mir dieselben mitzuteilen.

¹⁾ Benannt nach einem Fort in den Westalpen.

E. Argand konnte zeigen, dass die erste Anlage der südlichen Nebentäler der Rhone durch die Bogenform der St. Bernhard-Decke bedingt ist. Die Täler divergieren in ihrer Richtung dort, wo die St. Bernhard-Decke zwischen Montblanc- und Aar-Massiv vortritt, sie konvergieren in ihrer Richtung hinter dem abtauchenden Aar-Massiv. Rhone- und Vorderrheintal, diese beiden grössten, in ihrer Anlage tektonisch bedingten Täler, bieten auch schöne Beispiele für grosse Schuttkegelbildungen. Wohl der grösste Schuttkegel des Wallis ist derjenige des Illbaches. Dieser hat eine tiefe Schlucht in die mächtige Dolomitmasse, welche unmittelbar an das Rhonetal tritt, eingeschnitten. Der trockene Dolomitstaub liess auf dem Schuttkegel nur einen Föhrenwald gedeihen, den Pfy-Wald, welcher in später, historischer Zeit zur Sprachgrenze zwischen dem deutschen Oberwallis und dem welschen Unterwallis wurde.

B. Die unteren penninischen oder lepontinischen Decken; die Tessiner-Decken.¹⁾

Sie liegen ganz hinter dem Gotthard-Massiv als tiefste Einheit der Alpen. Sie wurden früher von oben nach unten in drei Decken geteilt:

Monte Leone-Decke (III), vorwiegend aus Orthogneisen bestehend = *Campo-Tencia-Simano-Decke*;

Lebendun-Decke (II), wenig mächtig, aus Paragesteinen aufgebaut = *Soja-Decke* und *Lucomagno-Decke*;

Antigorio-Falte (I), aus Ortho-Gneisen zusammengesetzt = *Leventina-Decke*, unter welcher der « Keller der Alpen » erscheint, der *Verampio-Granitgneis*, vielleicht ein Stück Gotthard-Massiv.

H. Preiswerk vermutet jedoch, dass die beiden aus Orthogneisen aufgebauten Decken I und III Teildecken derselben Gneismasse sind und durch einen von oben eingefalteten und eingewickelten Lappen der Decke IV (der vermeintlichen Lebendun-Decke) getrennt werden.

Herr Professor Dr. H. Preiswerk hatte die grosse Freundlichkeit, mir eine geologische Manuskript-Karte des Kantons Tessin im Masstab 1 : 200,000 zur Verfügung zu stellen, welche ursprünglich für einen andern Zweck bestimmt war, jedoch nie veröffentlicht wurde. Unsere Darstellung folgt dieser Karte.

Die St. Bernhard-Decke, welche im Simplongebiet an mehreren Stellen Orthogneis-Einlagen zeigt, bildet als Deckscholle die Gipfelregionen des Monte Leone, des Hüll-, Bortel- und Helsenhorns und kommt weiter westlich direkt auf die Antigorio-Decke zu liegen. In einer Nordwest-Südost-Linie hört Decke III am Ofenhorn auf.

¹⁾ Für die obere penninische Decke ist als Grundfarbe eine Zinnoberfärbung, für die untere eine braune Tönung gewählt worden.

Der Quarzdiorit von Coco erhielt auf unserer Karte eine eigene Signatur. Für die Bosco-Gegend konnten noch unveröffentlichte Beobachtungen von Herrn Dr. O. Grütter verwendet werden.

Die Tessiner-Decken selbst zeigen im Längsschnitt zwei *Teilaufwölbungen*, die Tosa-Kulmination (mit dem Verampio-Granitgneis) und die Tessiner-Kulmination, deren Scheitel ¹⁾ zwischen dem Val Leventina und dem Val Blenio verläuft. Beide Kulminationen sind getrennt durch die Depression zwischen dem Maggia- und Leventinatal, der Maggia-Depression, welche von der Decke III der (Monte Leone-Campo-Tencia-Verzasca-Simona-Decke) und Teilen von Decke IV eingenommen wird. Im Val Leventina tritt die Leventina-Decke (I) als Fenster zutage, bekannt durch ihre Tessiner-Gneise. Gneis liegt hier auf Gneis. Mit 30° Ostfall taucht Decke III östlich des Val Blenio unter die Adula-Gneise (IV) des Rheinwaldhorn-Gebietes. Beide Kulminationen liegen vermutlich hinter Längswellen des Gotthard-Massivs. Die Bündner-Schiefer zeigen zwei Ausbildungsformen: Die gotthardmassivische (Nufenenpass) ist ausgezeichnet durch Quartenschiefer und durch liasische Kalktonphyllite. Ein Triasband trennt sie von den penninischen Bündner-Schiefen, welche durch geringe Mächtigkeit der Quartenschiefer und kalkreichere liasische Schiefer ausgezeichnet sind.

Der italienische Anteil der penninischen Decken wurde nach den Blättern in 1 : 100,000 der Carta geologica d'Italia gezeichnet. Die die Decken trennenden Synklinalzonen, welche im Norden vorwiegend durch mesozoische Bündner-Schiefermassen und Triasdolomit erfüllt sind, werden hier in hohem Masse gebildet durch gewaltige Grünsteinanhäufungen in den Bündner-Schiefen, mesozoische Eruptiva (Sohlenergüsse) basischer Laven und Tuffe, ferner aus Gabbro, Diabasen und Serpentin. Diese Gesteine kamen vorwiegend in der piemontesischen Geo-Synklinale, welche sich südlich der St. Bernhard-Geo-Antiklinale ausdehnte, zur Ablagerung und zeigen die Nähe einer tieferen Erdschale (Sima) an.

In den Grüngesteinen kommen eine Anzahl stratiformer Kieslagerstätten vor mit kupferhaltigem Pyrit, welche nahe der Schweizergrenze bei Ollomont im Val Peltine bei Alagna und südlich des Aostatales bei St. Marcel und Champ de Pray abgebaut werden. Ferner werden Segregations-Magnetite in serpentinischen Gesteinen in der Umgebung von Aosta, zum Beispiel bei Cogne, ausgebeutet. Kupferhaltige Kobalt- und Nickelerze, welche früher verhüttet wurden, treten zum Beispiel im Turtmantal und Val d'Aniviers auf, nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn P.-D. Dr. Huttenlocher, in Verbindung mit triasischen Grüngesteinen.

¹⁾ L. Bosshard, Der Bau der Tessiner-Kulmination. Eologæ geol. Helv., vol. XIX, Nr. 2, 1925.

Die Ostalpen.

Die Alpen setzen sich, wie Ed. Suess gelehrt, zusammen aus zwei grossen Bogen. *Ost- und Westalpen* bedeuten jedoch nur verschiedene Schubdecken desselben Gebirges in verschiedener Entblössung. Die Ostalpen gehören nicht nur neben, sondern über die Westalpen, wie das Gargellen-,¹⁾ das Unterengadiner- und das Tauernfenster zeigen. Im Osten liegen die Westalpen unter den Ostalpen. Die Trennung beider Bogen ist eine Art Querflexur. Im Westalpenbogen ist, nach Alb. Heim, der sichtbare Faltentiefgang bedeutender, die Deformation stärker. In dem Stück Westalpen, das einst von den ostalpinen Decken belastet war, ist der Schuppenbau allgemein. Im östlichen Alpenbogen ist die oberflächliche Ausdehnung grösser, das bewegte Volumen aber eher geringer. Der tektonische Stil entspricht spröderem Verhalten des Baumaterials und ist oberflächenhafter. Das grosse, jetzt verschwundene Stück ostalpiner Decken konnte der östlichen Nagelfluh die aus Süden und Osten stammenden Gerölle liefern. Die Erosion muss mit der ersten Festlandbildung begonnen und auch während der Dauer der einzelnen Faltungsphasen gearbeitet haben. Es gibt eingefaltete Erosionsflächen (Rhein-Rhone-Narbe).

Seit dem Erscheinen der zweiten Auflage der geologischen Uebersichtskarte der Schweiz in 1 : 500,000 sind wohl in den Ostalpen und speziell im Gebiete von Mittelbünden die grössten Fortschritte gemacht worden. R. Staub, H. P. Cornelius und die Berner Schule unter der Leitung von Herrn Professor Dr. P. Arbenz haben hier die grösste Arbeit verrichtet, nachdem für Mittelbünden bereits 1912 F. Zindel eine erste tektonische Karte gegeben hatte. Es sei hier speziell auf die Karte der Alpen und die Profile von R. Staub, ferner auf die Darstellung in der « Geologie der Schweiz » von Alb. Heim (pag. 698 ff.) verwiesen, welcher wir in der Gliederung folgen.

Die Ostalpen-Decken Graubündens zerfallen in *drei* Gruppen.

Die unter-ostalpinen Decken.

Innerhalb der *unter-ostalpinen* Decken zeigen sich zwei tektonisch ganz verschiedene Gebiete. Das Südgebiet von den Wurzeln im Puschlav und Veltlin (Fortsetzung der Zone von Ivrea) bis Tinzen, Albulapass, Inn, besteht aus den mächtigen, kristallinen Kernen, die nur durch mesozoische Sedimente getrennt sind (Sella-Err-Bernina-Decke). « Die Decken zeigen ein axiales Gefälle nach Osten. Das Streichen verläuft West-Ost, die allgemeine Hauptbewegung war Süd-Nord. » Die Sella-Decke bleibt südlich zurück. Wegen ihrer mesozoischen Grüngesteine wird sie von einigen

¹⁾ M. Blumenthal: Zur Tektonik des Westrandes des Silvretta zwischen oberstem Prätigau und oberem Montafun. Jahresbericht der Naturforschenden Gesellschaft Graubündens 1925—1926.

Autoren als oberste penninische Decke aufgefasst. « Im Ostgebiete zeigen sich die unter-ostalpinen Decken ähnlich wie die ihnen unterliegenden Margna-Decke fast plötzlich zu Linsen- und Schuppenzonen zerquetscht. Nur als kleine Schürflinge setzen sich die kristallinen Kerne in unterbrochenen Fetzen fort. Die postpaläozoischen Sedimente bilden den gegen Norden reichenden Hauptbestand. » Die starke Verschuppung stempelt diese Gebiete zu den kompliziertest gebauten der Alpen.

Südlich der Schynschlucht setzt der Prätigau-Flysch fern im Oberhalbstein fort. Es ist dies eine der tiefsten Einmuldungen des Tertiärs im Alpengebäude. Nach P. Arbenz¹⁾ bedeutet diese tiefe Mulde die Trennung der unter-ostalpinen von den höheren penninischen Decken.

Falknis-, Sulzfluh-Decke und Aroser-Schuppenzone²⁾ stellen die ehemalige sedimentäre Bedeckung der Err-Bernina-Decken dar. Dogger, Malm, Neocom, Urgonien, Aptien sind in brecciöser geo-antiklinaler Facies ausgebildet. So war denn das Bernina-, Err-, Julier-, Albula-Granitgebiet die Scheide oder Schwelle, welche im Mesozoicum die westalpinen Faciesbezirke von den ostalpinen trennte.

Im Osten umsäumen die unter-ostalpinen Decken in gleicher Schuppung und Quetschung das Gargellen- und Unterengadiner-Fenster.

Das Gebirge auf der Nordseite der Oberengadiner-Seen konnte nach der im Drucke befindlichen Karte von Herrn Dr. H. P. Cornelius in Wien gezeichnet werden. Das Gebiet in der Nordostumrahmung des Unterengadiner-Fensters zeichnete Herr Dr. J. Cadisch nach eigenen Feldaufnahmen.

*Die mittel-ostalpine oder Campo-Decke.*³⁾

Die *mittel-ostalpine* oder Campo-Decke hängt in der Wurzel mit den unter-ostalpinen Decken zusammen, « die Kerne granitischer Gesteine nehmen ab, die Casanna-Schiefer und -Gneise nehmen zu. Ihre Trias ist schon von kräftiger, südostalpinen Ausbildung viel stärker als diejenige der unter-ostalpinen Decken. » Der Lias ist hier bereits in der Facies der Allgäu-Schiefer entwickelt, der Malm als Radiolarit und Aptychenkalke. Sie allein endet am Schiahorn und Seehorn bei Davos, und in einer obernen Digitation am Nordrand der Unterengadiner-Dolomiten, mit einer schönen Stirnbiegung. Die Aela-Decke ist durch eine ausgesprochene Gleitfläche von der Unterlage getrennt.

¹⁾ Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft Bern. 1922.

²⁾ G. Steinmann benannte diese Zone « Rhätische Decke ».

³⁾ Die früher als Languard-Decke benannte Decke gehört zur Campo-Decke.

Für das Gebiet der Wurzelzone stellte Herr P. Knoblauch in Bern seine Felduntersuchungen der Motto d'Arbino-Gegend zur Verfügung. Die *Tonale*-Linie ist eine stark verschuppte Synklinale. Sie teilt das kristalline Seengebirge von der unter- und mittelostalpinen Wurzelzone von Ivrea-Bellinzona ab.

In der Zone von Ivrea liegen in den präcarbonischen dioritischen und gabbroiden Magmen nickel- und kobaltkieshaltige Segregationslagerstätten (z. B. bei Varallo). Für das Bündnerland sind speziell Eisenerznester in triadischen Kalken, Mangenerznester in der Juraformation erwähnenswert. Mineralquellen (z. B. Schuls-Tarasp, St. Moritz, Passugg)¹⁾ führten zur Gründung grösserer Kurorte.

Die ober-ostalpine Decke.

Diese Decke tritt ebenfalls in einem südlichen und nördlichen Verbreitungsgebiet auf. Im Süden ist sie eine grosse kristalline Kernmasse, die Silvretta-Decke. Ihre Wurzelzone liegt im in-subrischen Gebiete des Veltlins und des Tessin. Im Norden besteht diese Decke aus der Anhäufung von riesigen Sedimentmassen, welche in drei Teildecken: der *Allgäu-Decke* (unten), der *Lechtal-Decke* und der *Inntal-Decke* (oben) übereinander liegen. Mit Ausnahme der Scesaplana liegt dieses nördliche Verbreitungsgebiet ganz ausserhalb der Schweiz. Der tektonische Zusammenhang beider Gebiete ist noch nicht völlig klargestellt. Stellenweise ist in Mittelbünden die normale sedimentäre Bedeckung auf der grossen südlichen kristallinen Masse noch erhalten. In gerader Linie ist die ober-ostalpine Decke von der Wurzel im Veltlin bis zur Stirn im Montafon 110 km breit. Auch ihr Süd- und Südostrand ist ein Erosionsrand mit tektonischer Komplikation. Der direkte Zusammenhang von Wurzel und Decke ist erst östlich der Tauern vorhanden.

Die Gleitfläche oder das System von Schubflächen an der Basis dieser Decke ist die grösste und weitreichendste Fläche dieser Art in den Alpen. Von Osten gegen Westen treten immer jüngere Schichten an die Deckenbasis herab. Die ältern Schichten bleiben im Osten zurück. Diese Anlage im Raum muss mit der ursprünglichen Anlage der Gleitfläche zusammenhängen, welche wohl mit einer ältern (vorgosauischen?) Schubrichtung erfolgte, als die spätere tertiäre Ueberschiebung und Zusammenfaltung aus Südosten. In unserer Wandkarte wurde der Ausschnitt von Mittelbünden auf Grund der Spezialkarten der Bernerschule und das Gebiet der Unterengadiner-Dolomiten durch Herrn Dr. Leupold (Bern) bearbeitet. Den nordöstlichen Teil der Unterengadiner-Dolomiten zeichnete Herr Dr. Eugster nach eigenen Feldaufnahmen.

Folgende Gliederung hat sich für unsere Karte als am zweckmässigsten erwiesen:

¹⁾ S. J. Cadisch, Zur Geologie alpiner Thermal- und Sauerquellen. Naturforschende Gesellschaft Graubünden, 1927/28.

Ueber den kristallinen Kernzonen, in welchen Amphibolite, Para- und Orthogneise auseinandergehalten wurden, sind über der herzynischen Diskordanz in der ober-ostalpinen Silvretta-Decke und den mittel-ostalpinen: Aela-Decke, Arosler-Dolomiten, Unterengadiner-Dolomiten (und in der Tschirpen-Decke) unterschieden worden:

Malm, Radiolarit und Aptychenkalke, Lias-Schiefer (Allgäu-Schiefer)

Obertrias (Hauptdolomit), Norien und Rhät

Raibler-Schichten, Carnien (Gips, Rauhwacke, Dolomit)

Alpiner Muschelkalk, Anisien, Ladinien

Permo-Werfenien, Buntsandstein, permische Porphyre und klastischer Verrucano.

Die Gesteine des Carnien bilden die Basis der Aela-Decke.

Unter den ober-ostalpinen und den mittel-ostalpinen Decken wurden abgetrennt:

Arosler-Schuppenzone: Kristallin, Trias vorwiegend Hauptdolomit, mesozoische Schiefer und Breccien, Radiolarite und Grüngesteine (Serpentin). Das Mesozoicum i. A. erhielt die Farbe blau mit braunen Punkten. Mitgerissene Fetzen dieser Zone liegen am ganzen Aussenrande der Allgäu-Decke.

Sulzfluh-Decke: Kristalline Gesteine, Sulzfluhkalk (Tithon), Kreide (hauptsächlich obere Kreide, couches rouges). Als allgemeine Bezeichnung dient die Farbe des Malm.

Falknis-Decke: Kristalline Gesteine, Argovien bis Tithon mit Falknis-Breccien, untere und obere Kreide. Als allgemeine Bezeichnung dient die Farbe der obern Kreide.

Prätigau-Flysch und *Bündner-Schiefer*.

Diese stratigraphische Gliederung erlaubt, dass das tektonische Strukturbild auf der Karte deutlich zum Ausdruck kommt, so vor allem die verschiedenen Streichrichtungen: Als ältestes Streichen findet sich in der Silvretta-Decke eine Südost-Nordwest-Richtung (vielleicht vor-gosauisch), was auf einen den Alpen ganz ungewohnten Schub aus Nordosten hinweist und zu nordwest-südost streichenden Falten geführt hat. Wahrscheinlich handelt es sich um eine dinarische Reliktstruktur, die als solche passiv aus dem « nordafrikanischen » Hinterland nach Norden verfrachtet worden ist. Die alpine Richtung der Silvretta-Decke steht senkrecht zu diesem Schub und verläuft von Südwest nach Nordost mit Schubrichtung aus Südosten. Unter der ober-ostalpinen Silvretta-Decke zeigen die mittel- und unter-ostalpinen Decken das westalpine Streichen der penninischen Decken von West nach Ost mit Schubrichtung aus Süden (vergl. tekt. Karte in Alb. Heim, Geologie der Schweiz, pag. 544).

Herr Prof. Dr. Spänhauer (Basel) war so freundlich, für das Gebiet des Piz Vadret und Piz Sarsura östlich des Val Sulsana ein

Kärtchen nach eigenen Feldaufnahmen zu zeichnen, Herr Dr. Bearth für das Gebiet des Piz Kesch westlich des Val Sulsana. Unsere Wandkarte hätte jedoch nicht vollendet werden können, wenn nicht die *Geologische Bundesanstalt in Wien* in verdankenswerter Weise einige Lücken durch noch nicht publizierte Karten ausgefüllt hätte. Für das Gebiet des Spullerseees wie für das Gebiet vom Arlberg zum Inntal hatte Herr Prof. Dr. Ampferer die grosse Güte, seine z. T. unveröffentlichten Feldaufnahmen zur Verfügung zu stellen. Es betrifft dies speziell das Westende der Inntal-Decke. Ferner wurde uns erlaubt, die nur im Manuskript vorhandenen ältern Karten von Herrn A. Koch aus dem Silvretta-gebiet zu verwerten.

Im österreichischen Teil der Ostalpen liegt das pflanzenführende Permo-Carbon stets transgressiv auf der ältern Unterlage. Die Cenoman-Transgression (Kreideschiefer) liegt teils auf Aptychenkalken, teils auf Hauptdolomit. Viel bedeutender ist jedoch die Gosau-Transgression des Turon, welche das Gebirge bis auf die Werfener Schichten entblösst fand; der westlichste Aufschluss der Gosaukreide liegt nördlich Steg am Lech auf Allgäu-Fleckenmergeln. Während die Inntal-Decke vorwiegend auf cenomane Kreideschiefer überschoben ruht, so liegt die Lechtal-Decke vorwiegend auf Lias-Fleckenmergeln.

Der Nordrand des Silvretta-Kristallins ist an die Sedimentmassen angeschoben.

Von ungleich grösserer Bedeutung als in Graubünden und in den Westalpen ist die *E r z f ü h r u n g* im österreichischen Teil der Ostalpen, wo Salz und Eisen den Menschen schon in prähistorischer Zeit hingelockt hatten. Das Salz liegt im Permo-Werfenien und tritt fast stets an der Basis der Inntal-Decke auf (Hall, Hallein, Hallstatt im Salzkammergut). Das Eisen (Siderit) findet sich vorwiegend im hangenden Teile der palaeozoischen Grauwackenzone, welche in west-östlicher Richtung die österreichischen Alpen in Nordsteiermark (Erzberg) durchzieht, ferner in Kalklagen in Gneis und Glimmerschiefern von Kärnten (Hüttenberger Erzberg). Bedeutend ist ferner der Abbau von Talk und Magnesit der steirischen Alpen (Veitch) bis ins Tirol. Bleiberg ist der Mittelpunkt der uralten Kärntener Blei-Zink-Bergbaues in Erzschläuchen und Gängen im Wettersteinkalk. Kupfererze werden ebenfalls in der ostalpinen Grauwackenzone abgebaut, die sich vom Semering bis zum Inntal hinzieht (Mittenberg, Kitzbühel).

* * *

Nahе ihrer Wurzel und an der Grenze der Ostalpen werden Adula-, Tambo-, Suretta- und zum Teil die Margna-Decke durchschmolzen von der **jungtertiären Intrusion** des **Bergeller-Granit-Tonalitstockes**. Es ist eine postalpine Intrusion mit reicher Kontaktmetamorphose, doch entstanden vor der Durchtalung. Zu

diesen postalpinen Intrusionen werden gerechnet: der Tonalit des Adamello-Massivs, die Granite und Diorite von Baveno, Biella, Traversella, die Intrusionen von Predazzo, der Euganeen. Sie durchbrechen verschiedene Zonen der penninischen Decken und Wurzeln bis zu den Dinariden ¹⁾.

Als Nachphase dieser jungtertiären Intrusionen finden sich in den am tiefsten aufgeschlossenen Teilen der Alpen Gangbildungen mit goldhaltigem Pyrit und Arsenkies, so bei Gondo, im Antronatal, Ancascatal, bei Crodo, d. h. in der Monte Rosa- und den Simplon-Decken. Gold findet sich auch in posttektonischen Gängen in den Hohen Tauern.

Die Südalpen.

(*Der herzynische Dinaridensockel und seine sedimentäre Bedeckung.*)

Waren im letzten Jahrzehnt die Ostalpen ein Hauptgegenstand der geologischen Untersuchungen, so sind es heute die *Südalpen* mit dem herzynischen Dinaridensockel und mit den rückgefalteten dinarischen Sedimenten. Das kristalline Seengebirge bildet das gemeinsame *Wurzelband für die ober-ostalpinen Decken und die Dinariden*. Von Arbeiten, welche hier zum Teil noch im Gang sind, stellten uns Herr Prof. Dr. A. Buxtorf, Herr Prof. Dr. M. Reinhard und Herr Prof. Dr. B. G. Escher in Delft (Holland) ihre Ergebnisse zur Verfügung. Herr Prof. Dr. Escher zeichnete eine Kartenskizze in 1 : 200,000 von Feldaufnahmen zwischen dem Luganersee und dem Lago Maggiore und von Aufnahmen südlich von Morbegno. Für die stratigraphische Gliederung des Mesozoicums der Dinariden sei auf die Karte selbst verwiesen. Das vorpermisch gefaltete Grundgebirge, in welchem an zwei Stellen (Manno, Val di Colla) Carbon (ob. Westphalien, Stephanien) erhalten ist, wird discordant von einer mächtigen Platte von roten Porphyren und schwarzen Porphyriten und Tuffen (Perm) oder von conglomeratischer unterer Trias überdeckt. Concordant folgen darüber die Dolomite der mittleren Trias (Anisien bis Carnien). Dem Salvatore-(Schlern)Dolomit entsprechen die Meride-Dolomite mit den bituminösen Fischechiefern. Durch gipsführende Raibler-Schichten getrennt, folgt der mächtige Hauptdolomit, dann über einer von Osten nach Westen fortschreitenden grossen Denudationsfläche im Osten das Rhät, im Westen über dem Marmod'Arzo die Transgression des Lias, als Breccien in der Hierlatzer-Facies bei Salzburg. Die lombardische Facies des Lias besteht aus einer mächtigen Folge von Kiesel- oder Hornsteinkalken (Monte Bré, Monte Generoso). Sie geht im obern Lias in die Facies des Ammonitico rosso der Adneter-Schichten über. Der besonders in der Breggia-Schlucht gut erhaltene Dogger (mit Ammoniten) ist

¹⁾ Die Versuche, die Intrusivgesteine der penninischen Decken als von tertiärem Alter aufzufassen, sind von den schweizerischen Forschern stets abgewiesen worden.

wechselnd in seiner Mächtigkeit. Er wird überdeckt von roten Hornsteinen (Majolica inferiore) des Malm und Dogger, dann folgt in scharfer Trennungslinie der Biancone (Majolica bianca), Tithon und Neocom; über diesen endlich folgt die Scaglia (couches rouges) und der Flysch (hier ohne Nummulitenbänke). Am Rand der Alpen fallen alle diese mesozoischen Schichten steil in die Tiefe. Sie sind gemeinsam mit der Molasse aufgerichtet worden.

Oestlich vom Luganersee erweitern sich die Dinariden. In den Bergamasker Alpen verschärft sich der südwärts gerichtete Schuppenbau zu einem Deckenbau kleinen Stils, wobei die Decken durch Ueberschiebungsflächen in Schuppen untergeteilt sind. Die wohl anfangs wenig geneigten Ueberschiebungsflächen sind vermutlich durch eine letzte Faltungsphase steil gestellt worden.

Am Ostufer des Comersees streichen die Schuppen axial nach Westen in die Luft. Das Gebiet der Grignagruppe, hier, wurde nach den Aufnahmen von Herrn Dr. Trümpy (Glarus) gezeichnet.

Für die Verbreitung des oligocänen Strandconglomerates mit Lithothammienriffen bei Ternate und Montorfano und der mio-cänen Nagelfluh am Südfuss der Alpen stellte Fräulein Dr. Martha Pfister aus Horgen ihr Originalkärtchen zur Verfügung.

Das marine Pliocän greift in Fjorden flach-discordant über die ältern Schichtköpfe weg und geht taleinwärts in Conglomerate über.

Im Diluvium der Südalpen mit den grossen Erdmoränenwällen (den Amphitheatern) am Alpenrande wurden unterschieden: ältere Schotterablagerungen (Ferettoflächen), Würmmoränen und Würmschotter. In diesen steilen Tälern des Südabhanges erreichten die Gletscher rascher wärmere Regionen als am Nordfuss der Alpen, so dass die einzelnen Moränengebiete schärfer voneinander geschieden und nur durch Quertäler miteinander verbunden sind.

Zum Schlusse sei noch dankend erwähnt, dass Herr Professor Dr. G. Dal Piaz in Padua und Herr Dr. F. Hermann in Pinerolo (Turin) so freundlich waren, uns mit Karten aus dem *italienischen* Gebiete zu versehen; Herr Professor Dr. A. Desio, Mailand, überliess uns in freundlichster Weise seine Karte der *Gebirgsgruppe Albenza* und des *Val Inagna (Bergamasker-Alpen)*.

Möge die *geologische Wandkarte der Schweiz*, zu deren Entstehung so viele ihr Bestes beigetragen haben, vertiefend wirken und Blick und Sinn für Bau und Antlitz eines bestbekanntesten Stückes der Erde schärfen helfen.

Nachtrag

Jura und Mittelland. Während der Drucklegung der Wandkarte konnten noch folgende Ergänzungen und Vereinfachungen vorgenommen werden: Herr Prof. Dr. E. Joukowsky in Genf war so freundlich den Verlauf der **Endmoränen** in der « *Montagne de Sion* » südwestlich von Genf auf französischem Gebiete einzutragen. Beachte hier den Gegensatz zwischen dem von Moränenablagerungen erfüllten Zungenbecken nördlich und dem zerschnittenen Molassegebiet südlich dieser stadialen Wallmoränen. Beachte westlich Neuenburg Talsechluss und Moränenwall des *Creux-du-Van*, ein Schulbeispiel eines *glacier de recurrence* mit alpinen Geschieben aus der zerfallenden Würmeiszeit. Im Gebiet des alten *Aaregletschers* wurden meist nach Angaben von Herrn Dr. P. Beck in Thun von Spiez bis Bern und unterhalb von Bern auf dem linken Ufer im Aaretal die Schotterablagerungen der Vor-Würmzeit ausgeschieden, um hiedurch Lage und Verlauf des alten Aaretales der letzten Interglacialzeit näher anzugeben.

Für den langen Zug von **Tertiär** im *Aargauer-* und *Basler-Jura* am Nordrand der Ueberschiebungen wurde die Farbe des Obermiocäns (*Tortonien*) gewählt, um die grosse Verbreitung der *Helix Silvanaschichten* hervorzuheben, obschon unter diesen Schichten die Helicidenmergel des Küstensaumes unseres Helvetienmeeres vorhanden sind. Der Silvana-Horizont lässt sich auch in den Jura-Mulden von Locle-Chaux-de-Fonds, Tramelan-Court, Vermes verfolgen, doch gibt hier die Karte nur die Verbreitung des Oligocäns an.

Am Thunersee wurde nach P. Beck rechtsseitig die Ueberschiebung der *stampischen Ralligsandsteine* auf Nagelfluh verzeichnet.

Der schmale Streifen von *Helvetien* in *limmischer* Ausbildung zwischen dem *obern Zürichsee* und der *St. Galler - Molasse* von *Herisau* und *St. Gallen* ist nur durch eine gestrichelte Linie im *Oligocän* umgrenzt worden. Für das Gebiet der *subalpinen Nagelfluhzone* jenseits des *Bodensees*, ebenso wie für die *Flyschzone* am Nordrand der bayerischen Alpen, hatte Herr Prof. Dr. E. Kraus in Riga die grosse Freundlichkeit, unsere Darstellungen zu überprüfen und durch die Ergebnisse seiner noch unveröffentlichten Untersuchungen auf den Blättern Kempten und Oberstdorf zu ergänzen. Ein Teil dieser Untersuchungen ist als Mitarbeiter der geologischen Landesuntersuchung am bayerischen Oberbergamt ausgeführt worden. Auch hier sei für diese Mitarbeit an unserer Wandkarte der beste Dank ausgesprochen. Herr Prof. Dr. Arnold Heim hatte die Freundlichkeit, uns nach seiner Rückkehr aus China die Ergebnisse seiner früheren Feldaufnahmen im *Bregenzerwaldgebiet* zur Verfügung zu stellen. Herrn cand. geol. K. Huber (Bern) verdanken wir einige Angaben über die Verbreitung des *Flysches* in der Sattelzone (*zone des cols*) westlich Adelboden.

Alpen. Das kompliziertest gebaute Gebiet des Alpenkörpers überhaupt ist das **Grenzgebiet** zwischen den *West-*¹⁾ und *Ostalpen* in Graubünden. Die stratigraphische Skala musste hier angesichts der schmalen Gesteinszonen zusammengefasst werden und einer tektonischen Zeichnung Platz machen. Diese hat zum Zweck, die Grenze zwischen West- und Ostalpen möglichst augenfällig zu gestalten. Unsere Darstellung verdanken wir vor allem Herrn Dr. W. Leupold (Bern). Das oberste Stockwerk des Penninikums zeigt in Mittel- und Nordbünden verschiedene Teildecken, die zur Hauptsache als die nach Norden verschleppte Sedimenthülle der **Margna-Sella-Stammdecke** Südbündens zu betrachten sind (vergl. S. 31 ff.). Soweit als möglich wurde die Trias stets mit ihrer stratigraphischen Farbe ausgeschieden, hingegen musste das jüngere Mesozoicum je nach der tektonischen Einheit in verschiedener Weise zusammengefasst werden.

Von unten nach oben, und wegen des axialen ostwärts Fallens, folgen sich von W nach E im mittleren und nördlichen Bünden die nachstehenden Gesteinskomplexe:

- a. Ueber den normalen jurassischen Bündnerschiefern (sl) des tieferen Penninikums liegen zunächst die *Beverinschiefer*, die von neueren Autoren nicht mehr den Bündnerschiefern s. s., sondern dem penninischen Flysch beigeordnet werden. Es folgen die *Schamser-Decken b—e*:
- b. der Komplex des *Averser Weissberges* und der *Splügener Kalkberge*, hier mit der Triasfarbe dargestellt;
- c. der Jura der *Gelbhorndecke* im *Schams* und bei *Tiefenkastel*, Farbe der Bündnerschiefer mit blauen Punkten;
- d. die Zone der jurassischen « *Marmore und Breccien des Schams* », hellblau mit braunen Punkten.
- e. Die *Flyschdecken*. Der Prätigau flysch des Prätigau und des Plessurgebirges, z. T. Alttertiär, wurde mit der Farbe des Niesenflysches angegeben, wobei die Abgrenzung gegen die tieferliegenden Bündnerschiefer heute jedoch noch sehr angenähert bleibt. Südwärts schieben sich Flyschgesteine von ähnlicher Ausbildung und z. T. kretacischem Alter, wohl in drei verschiedenen Stockwerken zwischen die hochpenninischen Teildecken des Schams und Oberhalbsteins ein: 1. die bereits erwähnten (noch mit sl-Farbe bezeichneten) *Beverinschiefer*; 2. die *Flyschdecke* des *Ost-Schams*, eingeschaltet zwischen die Komplexe *d* und *f*; 3. der *Oberhalbsteiner-* oder *Arblatschflysch* über den hierunter genannten *Curverschiefern*, vielleicht nur einem in die Flyschmassen hineingewickelten Teil der *Plattadecke*. Diese selbst liegt dem Oberhalbsteinerflysch auf. Reichlich auftretende grobe Breccien (z. B. die *Tiefenkastelerbreccie*) wurden durch blaue Punkte angegeben.

¹⁾ In den penninischen Decken des Wallis (z. B. Decke IV) bedeutet « Orthogneise » auch gemischte und « Adergneise », stark beeinflusste Prasinite, wie basische Eruptiva, wo diese nicht speziell ausgeschieden sind.

- f. Schliesslich wurden die *Ophiolith-Decken* an der penninisch-ostalpinen Grenze, die *Platta-Decke* und die *Curverschiefer*, die zur Hauptsache aus Grüngesteinen, daneben untergeordnet aus mesozoischen Bündnerschiefern bestehen, mit der Farbe der Grüngesteine zusammengefasst. Nur einige wichtige Sedimentzonen wurden auch hier mit der Farbe der Bündnerschiefer und blauen Punkten ausgeschieden, ebenso wie die sedimentäre Schuppenzone im Hangenden der Margnastammdecke im Oberengadin.
- g. Die tektonische Stellung der *Falknis-Sulzfluh-Decken* kann noch nicht als völlig geklärt gelten. Das wohlgegliederte Mesozoicum mit seinen Anklängen an helvetische Einteilungen erlaubte die Anwendung der normalen mesozischen Skala. Daneben musste an einigen Stellen der tektonischen Komplikationen wegen eine vereinfachte Darstellung eintreten. In der Umrahmung des *Unterengadiner-Fensters*, wo die zwei Teildecken noch nicht trennbar sind, wurde die Farbe der oberen Kreide für den ganzen Komplex angewandt. Nur die Trias der *Stammerspitze* wurde speziell verzeichnet. Wir scheiden heute diese Decken von den unterostalpinen (vergl. Seite 32).

Die *Arosler-Schuppenzone* und der mesozoische Mantel der **unterostalpinen** *Err-Albula* und der *Bernina-Stammdecken* musste in weitem Gebiete ebenfalls zusammengefasst gezeichnet werden. Die Farbe des mittleren Blau mit blauen Punkten umfasst teilweise die ganze mesozoische Schichtreihe, zum andern Teil ist es speziell die Farbe der brecciösen Ausbildung des Mesozoicums (*Val Saubrebrecien*). Im Unterengadiner-Fenster wurde in der nördlichen Umrahmung noch speziell die Gipszone von *Zebblas-Salas* mit der Trias-Farbe ausgeschieden. Erwähnenswert sind ferner die Kreideflyschvorkommnisse des Murtiröl bei Scaufs. In der Mittel-(Campo-) und den oberostalpinen Decken waren derartige Abweichungen und Vereinfachungen der stratigraphischen Skala nicht mehr nötig.

Das Verhältnis der grossen Decken der nördlichen Kalkalpen aus mesozoischen Gesteinen, der *Allgäu-, Lechtal-, Inntal-*Decken, zum Stammkristallin der *Silvretta-Decke* darf ebenfalls noch nicht als völlig geklärt betrachtet werden. In der Grenzzone zwischen diesem Mesozoicum und dem Kristallin der *Silvretta-Decke* stehen die Schichten meistens vertikal. Als unzweideutig zur *Silvretta-* und zur *Oetztalermasse* gehörig kann nur die unmittelbar aufliegende Trias des *Landwassergebietes*, der *Dukanmulde*, des *Jaggel* und des *Tribulaun* (Brenner) gelten. Die Trias besitzt hier die südlichste und der lombardischen Trias (Bergamasker Alpen) am nächsten stehende Ausbildung. Die drei grossen Schubdecken der nördlichen Kalkalpen aber dürften kaum weit-ausholende Tauchdecken darstellen, die über den ganzen Rücken des Silvrettakristallins gewandert sind, sondern eher mesozoische Massen, die dem Ablagerungsraum des nördlichen Randes und Rückens dieses Kristallins selbst entstammen.