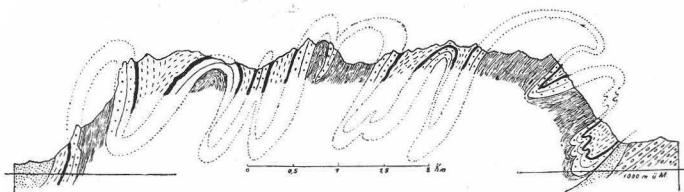


Bild und Bau
der
Schweizeralpen

von
Dr. Carl Schmidt
Professor an der Universität Basel.



Basel 1907
Buchdruckerei Emil Birkhäuser.

Vorwort.

Ein Zwiegespräch mit der Natur ist die geologische Forschung. Wo Geologie gelehrt wird, da sind es Mineralien, Gesteine, fossile Tiere und Pflanzen, Geologische Karten und Profile, Bilder von Landschaften, die im Hörsaal sprechen. Aber noch viel lebendiger klingt ins jugendliche Ohr die Sprache, die im Freien Berg und Tal und weite Ebenen, der Meeresstrand und farnbedeckte Höhen eindringlich reden. — Die Heimat der Geologie ist das Land, wo Schätze des Erdinnern den Menschen anspornen, den Bau der Erdrinde zu erforschen, oder wo Gebirge zu gewaltigen Massen aufgetürmt den Forschungstrieb in besonderem Maße erregen. Bei uns zu Lande ist es diese letztere Triebfeder, der wir es vor allem verdanken, daß die geologische Erforschung der Alpen nie gerafft hat, seitdem die ersten Pioniere vorgedrungen sind. Wie heute die Geologischen Probleme in den Alpen sich gestaltet haben, möchte ich in Wort und Bild den Freunden unserer Berge schildern. Der vorliegende Aufsatz ist die Erweiterung einer akademischen Rede über „Alpine Probleme“ (Sonntagsblatt der Basler Nachrichten 11. und 18. November 1906) und vor allem war es mein Bestreben, durch reichliche und sorgfältig zusammengestellte Illustrationen den Text zu verdeutlichen. Mein Wunsch ist es, auch bei Nichtgeologen da und dort Verständnis zu finden. Von dem eigentlichen Rüstzeug des Geologen, von Gesteins- und Petrefaktentunde werde ich hier wenig reden. Als der Versuch zu einer Synthese mögen meine Darlegungen gelten. Mag auch in gar vielen Punkten spätere Forschung berichtigen und ergänzen, so gewährt es doch eine gewisse Befriedigung, zu erkennen, wie heute die Wissenschaft der Alpengeologie es versuchen kann, die tausendfältigen Einzelbeobachtungen zu einem harmonischen Ganzen zu verbinden. Wir verfolgen die Entwicklungsgeschichte des gewaltigen Gebirgszuges; es offenbart sich uns der einheitliche Bauplan des Walles von

Bergen, zwischen denen die tiefen Täler liegen. Als vor fünfzig Jahren A. Greshly die Gesetzmäßigkeit des Nebeneinandervorkommens mariner Tierreste in den Schichten des Juragebirges erkannte, da tat er den Ausspruch: *Ici c'est autre chose que les restes d'un déluge.* Die Untersuchung der Gesteinsverbände in den Alpen hat gezeigt, daß nirgends mehr die Massen ihre primäre normale Lagerungsart zeigen, auf weite Strecken türmst sich das Älteste, ursprünglich Tieffste, auf das Jüngste, ursprünglich Höchste; alles scheint wirr durcheinander zu liegen — und doch ist es kein Chaos, sondern ein wunderbar gesetzmäßig gefügtes Gebäude, das heute als eine herrliche Ruine dasteht, deren Bild uns alle Feinheiten und die ganze Großartigkeit des einstigen Baues zu offenbaren vermag.

Basel, den 29. Juni 1907.

C. Schmidt.

In der topographischen Gliederung eines Landes, im Verlauf der Täler, in der Gestalt der Bergketten, im Bilde der Landschaft kommt zum Ausdruck die geologische Struktur, d. h. die Art des Baues der festen Erdkruste. Den anatomischen Aufbau der Lithosphäre erkennen wir als das Resultat eines ungemein langen Zeiträume in Anspruch nehmenden Werdeprozesses. Dieses Werden zu erschließen aus der tiefgründigen Erkenntnis des heutigen geologischen Baues eines Landes, ist die vornehmste Aufgabe der Geologie.

Die elementarsten Hülfsmittel, um die geologische Beschaffenheit eines Landes zur Darstellung zu bringen, sind die geologische Karte und die geologischen Profile.

Auf der geologischen Karte sind die Gebiete, wo gleichartige Gesteine zutage treten, d. h. von der Oberfläche angeschnitten werden, mit gleicher Farbe angelegt. Die Beurteilung der Einfachheit oder Verschiedenheit von Gesteinen ist in vielen Fällen durchaus nicht leicht; mannigfache Umstände sind es, die es begreiflich machen, daß gar oft die aus verschiedenen Zeiten stammenden, geologischen Karten, je nach dem Stande der Wissenschaft, der Eigenart des Verfassers oder der Art des vorliegenden Zweckes in verschiedenartigem Gewande erscheinen.

Die geologischen Profile erläutern die Art und Weise wie die Gesteine von ihrem Ausgehenden aus nach der Tiefe zu sich fortsetzen, oder über der heutigen Oberfläche sich einst haben fortsetzen müssen. Die Lagerungsart der Gesteine an der Oberfläche indiziert die Art und Weise dieser Fortsetzung, je nach der orographischen Gliederung mehr oder weniger deutlich, nach der Tiefe zu einerseits, nach oben zu in der Richtung der „Luftlinien“ anderseits. Das Bild des Berges offenbart seine Anatomie. Bilder geben von den Dingen immer nur einen Teil. Tausende von Bildern aus dem ganzen Gebirge müssen wir kombinieren; das eine Bild ergänzt das andere und so entstehen jene Konstruktionen, die quer durch das Gebirgsland, auf die Länge von 300 Kilometer z. B. vom Schwarzwald bis in die Lombardei, den Verband der Gesteine darstellen; so verfolgen wir eine bestimmte Schicht in ihrem komplizierten Verlaufe bis in 10000 Meter Tiefe unter den Boden und wir ergänzen die über den Bergen abgetragenen Gesteinsmassen bis zu Höhen von 15000 Meter über dem höchsten Gipfel.

Schon die ältesten geologischen Karten sowie die ersten geologischen Profile, wie sie vor 100 Jahren gezeichnet worden sind, bringen es zum Ausdruck, wie das Relief unseres Landes mit der Natur des Untergrundes zusammenhängt: Zwischen den beiden „Ulfels“-Massiven Vogesen und Schwarzwald liegt die Rheinebene, wo „Sandstein und Mergelgebilde“ den Untergrund zusammensetzen. Durch den nordwestlichen Teil der Schweiz zieht die Kalksteinkette des Jura. Zwischen Jura und Alpen, im Mittelland, liegt die Molasse, an deren Südrand die allmählich aus ihr sich entwickelnde „Nagelflukkette“ sich anreihet, die Grenzregion gegen die Alpen bildend. Die Alpen selbst erscheinen aus mehreren verschiedenartigen Elementen aufgebaut: Kalk und Flysch setzen die nördlichen Kalkalpen zusammen; unter ihnen tauchen hervor, die höchsten Erhebungen des Gebirges bildend, die aus Granit und Gneis bestehenden Zentralmassive: Montblancmasse, Finsteraarhornmasse und Gotthardmasse. Am Südrande derselben, auf der Linie Chur-Alirolo-Martigny-Courmayeur erscheint ein schmaler Zug von Kalk und Schiefer, der bei Sitten auf der Strecke zwischen Montblanc- und Finsteraarhornmassiv mit den nördlichen Kalkalpen in direkter Verbindung steht. Vom Monte Rosa zur Silvretta erstrecken sich wiederum ausgedehnte Massen altkristalliner Gesteine. Im Piemont treten dieselben direkt an die oberitalienische Ebene heran; vom Comersee aus ostwärts bilden den Rand der Alpen die südlichen Kalkalpen. Bei Como treffen wir eine schmale Nagelflukkette, das verkleinerte Analogon der Nagelfluhberge des Napf, Rigi und Speer am Nordrand der Alpen.

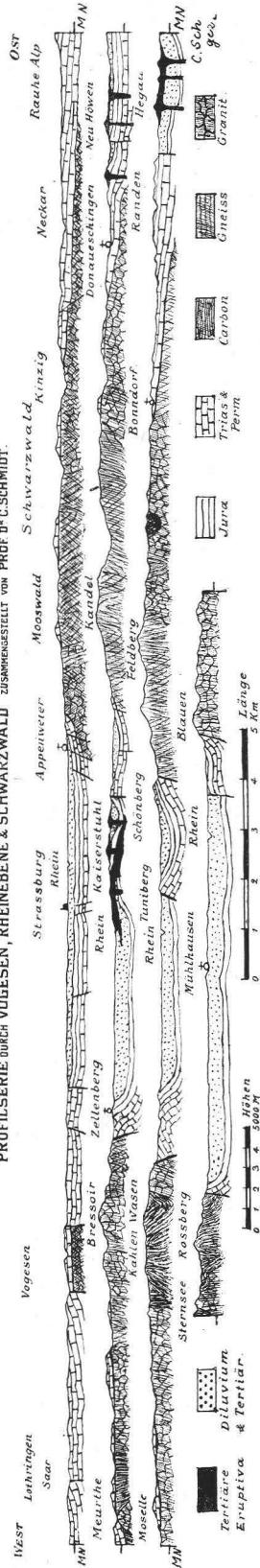
Im Norden des Rheins bilden Schwarzwald und Vogesen zwei von Nord nach Süd sich erstreckende Massen altkristalliner Gesteine, an die je gegen Westen und Osten die Schichtgesteine der Trias- und Juraformation sich anlehnen. Zwischen Schwarzwald und Vogesen liegt das breite **Tal des Oberrheins**, an dessen Rändern die Vorberge wiederum aus triadischen und jurassischen Sedimenten bestehen. Jüngere Ablagerungen der Tertiärzeit und diluviale Schuttmassen, in einer Mächtigkeit von mehreren hundert Metern, erfüllen die „Grabensenke“ der oberrheinischen Ebene zwischen den beiden „Horsten“ Vogesen und Schwarzwald. Im Breisgau, am Ufer des Rheins bei Breisach, liegen, aus der Ebene aufsteigend, die aus vulkanischem Gestein bestehenden Hügel des **Kaiserstuhls**. — Im Kanton Schaffhausen bildet der Randen die Fortsetzung der schwäbischen Juratafel, die der östlichen Abdachung des Schwarzwaldes aufliegt. Gleichwie in der Rheintalsenke bei Breisach haben auch hier, westlich des Bodensees, vulkanische Laven, aus der Tiefe aufsteigend, das kristalline Grundgebirge, sowie die Schichtgesteine durchbrochen und die aus Basalten und Phonolithen bestehenden Regel des **Hegaus** aufgebaut.

Fig. 1.

Die Wogen des Rheins im Laufen von Laufenburg überströmen die Gneise des Schwarzwaldes. Von da aus südwärts verbirgt sich das Grundgebirge in der Tiefe; im Reuhtal bei Erpfeld tritt es wieder hervor. Dieselben Schichten der Trias- und Juraformation, die westlich und östlich von Vogesen und Schwarzwald die Plateaulandschaften Lothringens und Schwabens zusammensetzen, bilden in der Schweiz das Juragebirge. Westwärts von Biel lagert über den Ablagerungen der Juraformation das System der Schichten der Kreidezeit. Nordwärts der Linie Brugg-Läufelfingen-Reigoldswil sind die Schichten ähnlich wie in Schwaben und wie im Randen an nähernd horizontal gelagert; über dem in der Tiefe liegenden Grundgebirge senken sie sich langsam nach Süden. Da und dort beobachten wir Verschiebungen der Schichten längs sogenannter Verwerfungen. Das Ganze bildet eine Tafel, die durch die Täler in einzelne Stücke zerlegt erscheint. Es ist das der Tafeljura, an den sich südwärts die langgezogenen Berggrücken des Faltenjura anreihen. Zwischen Basel und St. Ursanne liegt direkt südlich der oberrheinischen Tiefebene in der ganzen Breite derselben ein eigen tümliches Stück des Juragebirges. Der Basler Tafeljura endigt plötzlich am Ostufer der Birs auf der Linie Basel-Üsch; der Blauen und die Pürterberge zeigen die Struktur des Kettenjura. Bei Pruntrut setzt die Juratafel wieder ein. Es umfährt dieselbe hier den Südfuß der Vogesen und sie erstreckt sich weit gegen Südwesten durch die Franche Comté; bei Dôle tritt das Grundgebirge unter ihr scheinbar inselartig hervor.

Durchqueren wir das Juragebirge von Montbeliard nach Neuchâtel, so sehen wir, wie die im Norden flach liegenden Schichten gegen Süden zu allmählich immer mehr sich zu Gewölben und Mulden zusammenschlieben, in Falten sich legen; der Tafeljura geht in den Kettenjura über. Im Alargau und in Baselland ist die erwähnte, von Ost nach West sich erstreckende Grenze zwischen Tafeljura und Kettenjura eine viel schärfere, man möchte sagen gewalt tätigere als im westlichen Jura. Über die nach Süden

PROFILSERIE DURCH VOGESEN, RHEINEBENE & SCHWARZWALD ZUSAMMENGESTELLT VON PROF DR C. SCHMIDT.



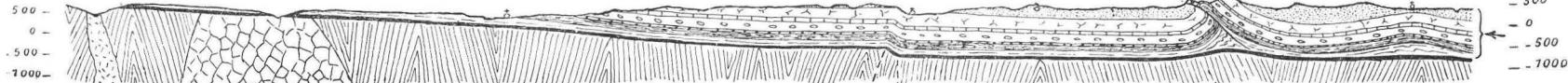
*Vier Profile durch das nordschweizerische Juragebirge.
der Kettlenjura als „gefaltete Abscherungsdecke“ aufgefasst.*

Fig. 2.

nach den Untersuchungen von E. Greppin, F. Jenny, C. Moesch, F. Mühlberg, L. Rollier, U. Stutz, A. Tobler u. nach eigenen Aufnahmen
zusammengestellt von A. Buxtorf, März 1907

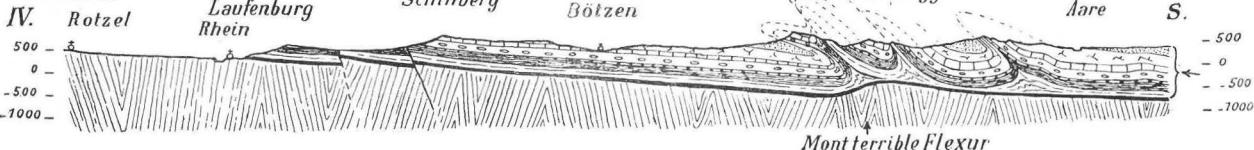
Profil 1.

N. Schwarza



Profil 2.

IV. Rotzel



Profil 3.

N. Rhein

S.



Profil 4.

N. Landskron-K.

S.



Tertiär Malm Ob & Mittl. Dogger Unt. Dogger Lias Keuper Ob Muschelkalk u. Anhydrit-
gruppe Unt. Muschelkalk, Buntsandstein u. Perm-

Granit

Porphyry

Ogneiss, variscisch gefaltet.

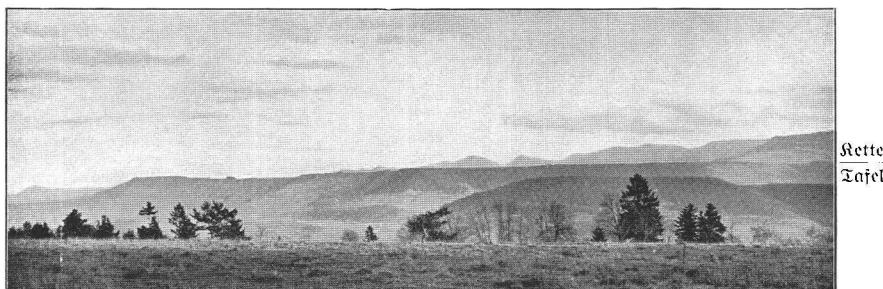
A. Buxtorf

einfinkende Tafel, auf deren Höhen immer mehr jüngere Schichten erhalten geblieben sind; ist der Nordrand des Kettenjura hinübergeschoben, derart, daß die ältesten Schichten der Ketten in mehrfacher Wiederholung auf die jüngsten

E

Basler Tafeljura und Kettenjura
gesehen von Farnsburg bei Gelterkinden.

Fig. 3.
W



Phot. Dr. Hinden.

Schichten der Tafel zu liegen kommen. Unsere beiden Juratunnel, der Bözberg und der Hauenstein, durchfahren gerade diese Überschiebung- oder Überfaltungsregion des Kettenjura über den Faltenjura.

Im Ketten- oder Faltenjura sind die Schichten der Jura-, Kreide- und Tertiärformation gefaltet und das ganze System liegt auf den steilgestellten Gneisen in der Tiefe, eine „gefaltete Abscherungsdecke“ bildend. Der ganze Kettenjura bildet eine Reihe von lang sich hinziehenden Berggrücken, die im westlichen Jura vom Reculet bis zum Chasseral von Südwest nach Nordost sich erstrecken, im Osten jedoch vom Mont Terrible bis zur Lägern die Richtung von West nach Ost annehmen.

Längstaler und Berggrücken verlaufen genau dem geologischen Bau entsprechend,

Malmgewölbe
des M. Raimeux, von der Klus quer durchschnitten
w und Tertiärbecken von Moutier. Fig. 4.
E

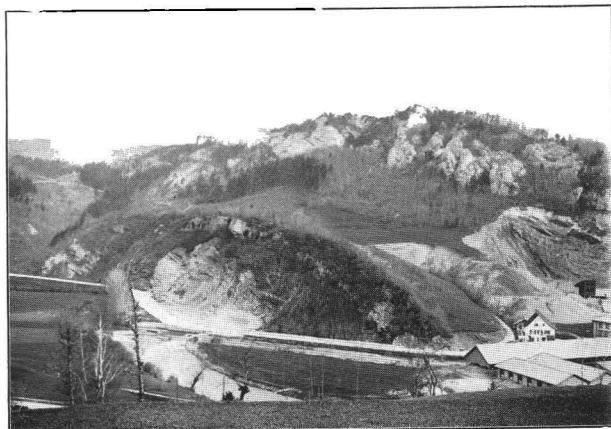


Vgl. E. Brückner, Die feste Erdrinde. 1897.

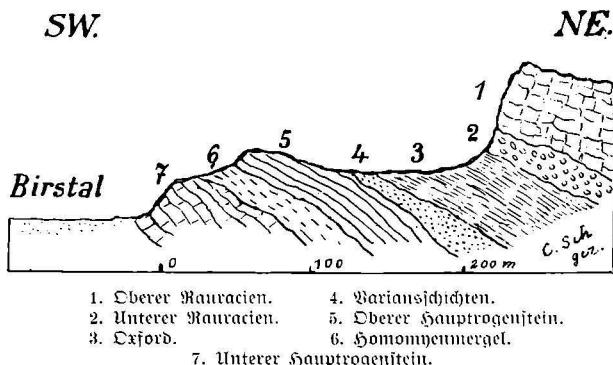
die Berggrücken sind Gewölbe, in denen die Schichten emporsteigen, die Längstälere sind Mulden, nach welchen zu symmetrisch von Nord und Süd die Schichten sich senken. Die Erscheinungsform der Berge und Täler ist bedingt durch die Art und Weise, wie die Erosion die Gesteinswellen angenagt hat.

Die dickbankigen Kalke des Obern Jura (Malm) und diejenigen des Mittlern Jura (Dogger) — der Hauptrogenstein — bilden schroffe Flühe und waldige Rücken, zwischen denen in weichen mergeligen Schichten ausgewaschene, isoklinale Täler (Comben) sich hinziehen. In Mulden herrschen wiederum Mergel der Kreide- und der Tertiärformation. Sehr schön erkennt man den Bau des Gebirges an den Wänden der quer zum Schichtverlauf das Gebirge durchbrechenden Tälern, in den Klüsen. Wie die Wellenberge im Ozean in ihrer Längsausdehnung sich verflachen, gegenseitig sich ablösen und interferieren, so können wir auch im Kettanjura die einzelnen Falten selten unverändert durch das ganze Gebirge verfolgen; ein großes Gewölbe löst sich nach einiger Zeit in kleinere auf, von denen etwa eines im weiteren Verlaufe zu einem neuen Hauptgewölbe wird.

Juraformation bei Liesberg (Birstal) Fig. 5.
Dogger Oxford Malm.



Phot. Dr. H. Preiswerk

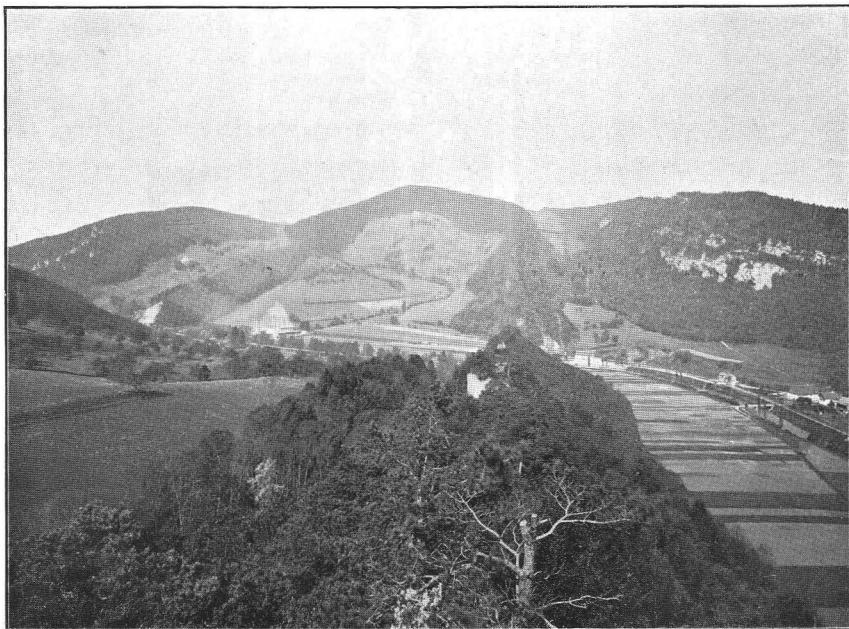


kleinen Gebietes uns mit den Feinheiten vertraut gemacht, die dem tektonischen Bau eines scheinbar ganz einfach gebauten Juragewölbes eigentümlich sind.

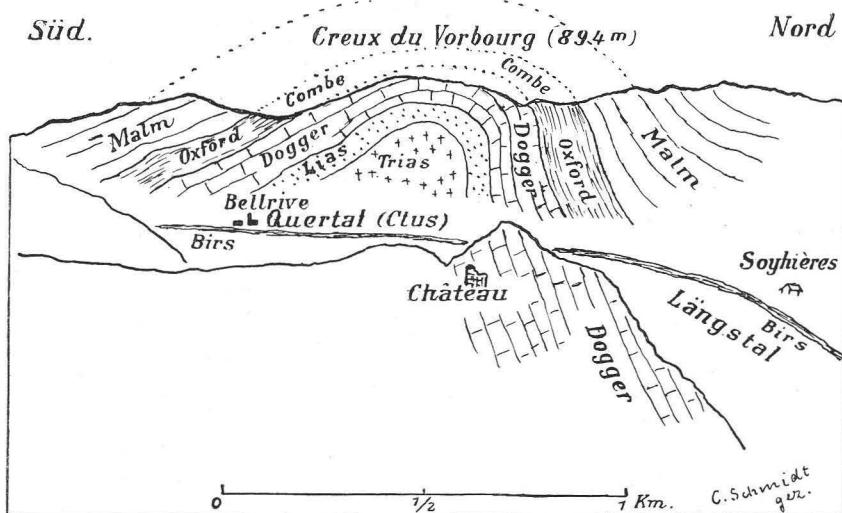
Von besonderer Bedeutung für die Tektonik des Faltenjura ist die Erscheinung, daß auch Sedimente der Tertiärzeit in den Muldenregionen gelegentlich noch erhalten sind. Diese intrajurassischen Tertiärbecken, deren Schichten

Gewölbe der Vorburg-Rette bei Soyhières.

Fig. 6.



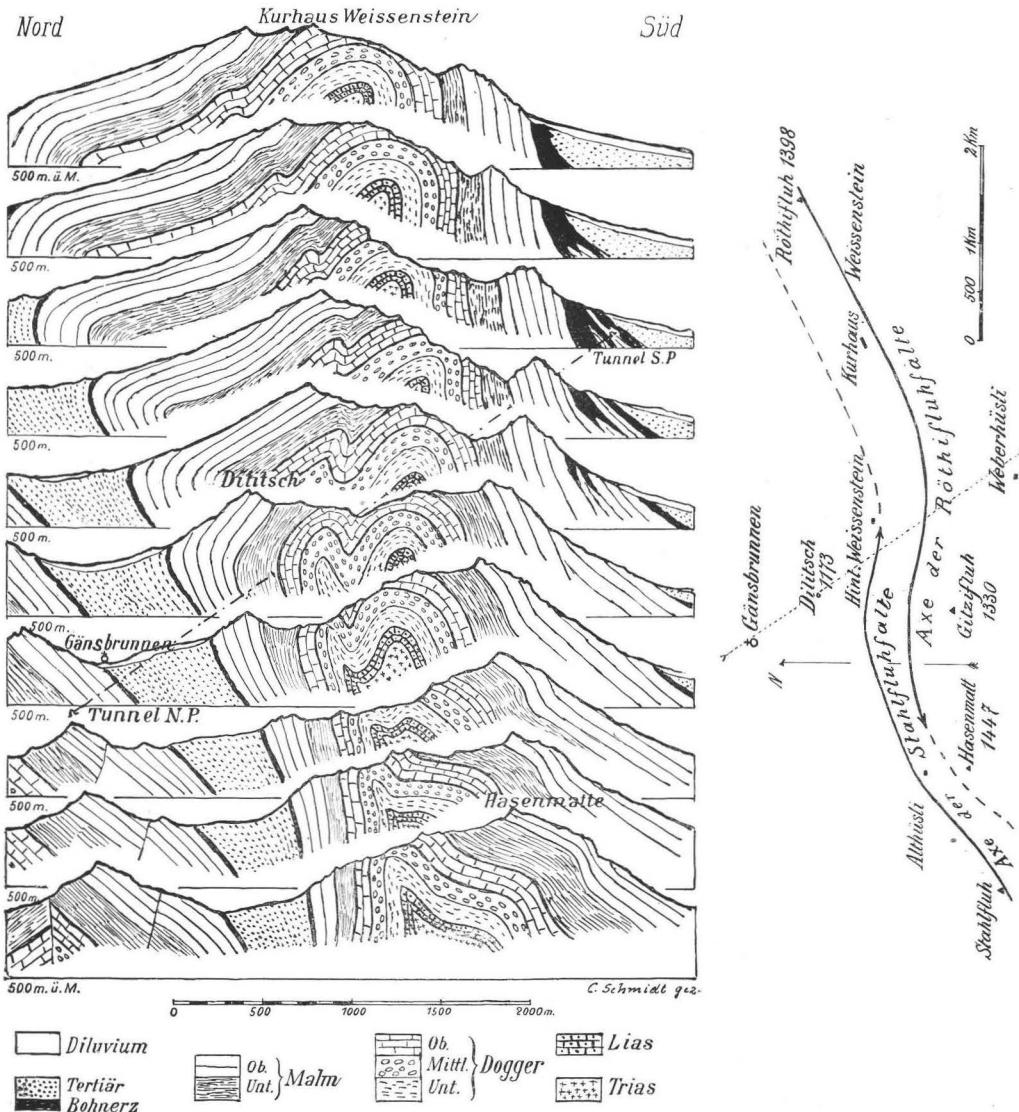
Phot. Dr. Hinden



einst in ihrer Fortsetzung das ganze Gebirge überbrückt haben, sind natürgemäß nur da vorhanden, wo das Gebirge am stärksten versenkt ist. Es ist nun sehr auffällig, daß in besonderer Häufigkeit und je in relativ großer Ausdehnung solche Tertiärmulden sich finden im Süden der oberrheinischen Tiefebene, und

Fig. 7.

*Geologische Profilserie durch den Weissenstein.
aufgenommen von Aug. Bux torf (1906)*



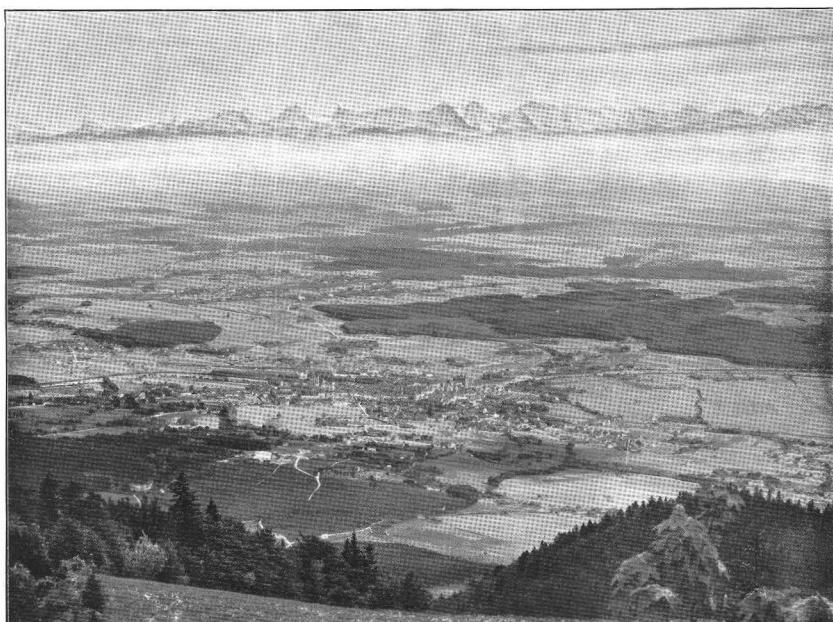
zwar genau entsprechend der Breite derselben (Becken von Laufen, Delsberg, Moutier, Court). Wir haben es mit einer alttertiären Senkungszone zu tun, die späterhin von der Aluffaltung der Juraketten mit erfaßt worden ist. Wir werden später sehen, wie Vogesen, Rheinebene und Schwarzwald nicht nur im Jura, sondern noch viel weiter im Süden quer durch die Alpen bis Ivrea zu verspüren sind.

Der Rettenjura ist ein Seitenzweig des Alpengebirges. Die westlichen Randketten der Alpen zwischen Grenoble und Chambéry lösen sich vom alpinen Bogen los, längs des Lac du Bourget wenden sie sich direkt nordwärts und bilden so den Anfang des Rettenjura, der in einer leichten schmalen stark nordwärts übergelegten Falte mit der Lägern sein Ende erreicht.

Am Westufer des Neuenburger- und Bielersee, bei Solothurn, Ularburg und Ularau sinkt die Kalkschicht, welche die Südwand des Rettenjura bildet, zur Tiefe und die Sandsteine der mittelschweizerischen Molasseformation überdecken in unbekannter Mächtigkeit die marinen Ablagerungen der Jura- und

Ausblick vom Weissenstein auf Mittelland und Alpen.

Fig. 8.



Phot. Pfr. Hauser

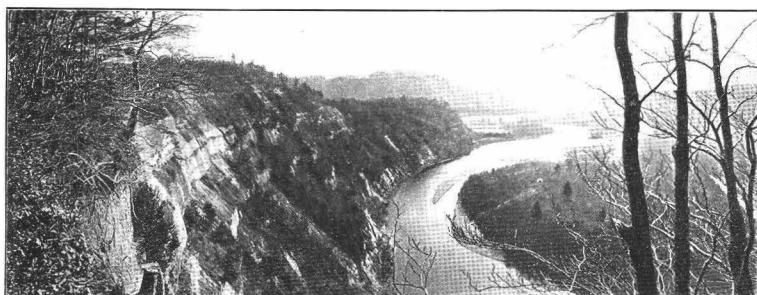
Kreidezeit. Das fruchtbare Acker-, Wiesen- und Waldland der **Mittelschweiz** umrahmt von Jura und Alpen, entspricht einer großen Mulde, die erfüllt ist von den Bildungen der jüngern Tertiärzeit der Molasse und den Geröllmassen des Diluviums. Am Jurarand sind Schichten der Molasse noch steil aufgerichtet, weiter draußen legen sie sich flach und die Flüsse graben tiefe Schluchten in den weichen Sandsteinen.

Die Molasseformation der Mittelschweiz bildet das helvetische Tertiärbecken. In dem spitzen Winkel, wo bei Chambéry vom Stamm der Alpen der Seitenzweig des Jura sich loslässt, beginnt dasselbe; im Nordosten der Schweiz stellt sich der Bodensee in seiner ganzen Länge quer zur Breite des Molassestreifens. Bei Annäherung an die Alpen beginnen die Molasseschichten all-

mählich sich aufzurichten, es entstehen erst flache Gewölbe, dann stellen sich die Schichten immer steiler, die Höhen der Berge wachsen und vom Thunersee bis an den Bodensee werden die Voralpen aus Nagelfluhbänken aufgebaut, die südwärts gegen die Alpen einfallen. An Stelle der weichen Sandsteine der Mittelschweiz treten am Alpenrande Massen von Konglomeraten (Nagelfluh) vom Alter des Miocäns, die als fluviatile Ablagerungen teils Kaltgerölle, teils Gerölle von kristallinen Felsarten enthalten.

Molassecircus an der Aare bei Golen (Kt. Bern). Fig. 9.

E Aare Saane W



Phot. Meltier

Am rechten Ufer des Genfersees zwischen Cully und Vevey liegt die Kalt- und Nagelfluhmasse des Mt. Pélerin (1070 m), im Quellgebiet der beiden Ennen wird die Berggruppe des Napf aus Bänken bunter Nagelfluh gebildet, die über 1000 m Mächtigkeit erreicht. In dem Gebirgszug Rigi, Rossberg, Hohe Rhone, Speer, Gábris nehmen kalkige und bunte Nagelfluh getrennte Horizonte ein und im Toggenburg bildet die Hörnligruppe eine neue Masse, bestehend aus bunter Nagelfluh. Diese bis 1800 m sich erhebende Randkette der Alpen ist in bemerkenswerter Weise fast ganz verschwunden zwischen Châtel-St. Denis und Thun, da wo die Kaltalpen bogenförmig gegen Nordwesten vorspringen. Die subalpine Nagelfluh greift nirgends in alpines Gebiet über. Sie ist als eine Geröllbildung aufzufassen, entstanden am Nordfuß derjenigen Alpen, die zur Zeit der mittlern Tertiär vorhanden waren.

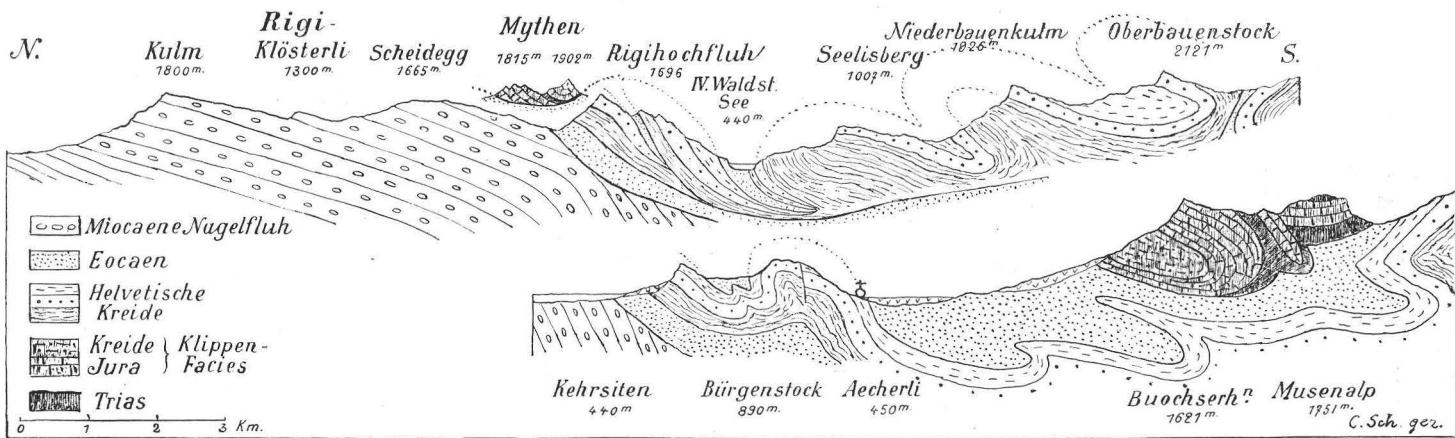
Zwei sehr bedeutungsvolle Besonderheiten der subalpinen Nagelfluh sind zu betonen. Die Gerölle, welche dieselbe aufbauen, können nicht aus denjenigen Teilen der Alpen stammen, die heute die Hauptmasse des Gebirges direkt im Süden der Randzone bilden. Wir finden hier und dort ganz verschiedene Gesteinsarten; die Gerölle der subalpinen Nagelfluh sind exotisch. — Auf ihrer ganzen Länge längs des Alpenrandes tauchen die Bänke der subalpinen Nagelfluh südwärts unter die alpinen Ketten ein, der Nordrand der Alpen, wie wir ihn vom Säntis bis zum Pilatus aus gefalteten Schichten des Eocän's und der Kreide aufgebaut sehen, ist hinübergeschoben über die

Vierwaldstättersee, gesehen vom Pilatus.

Fig. 10.



Photoglob Co. 59

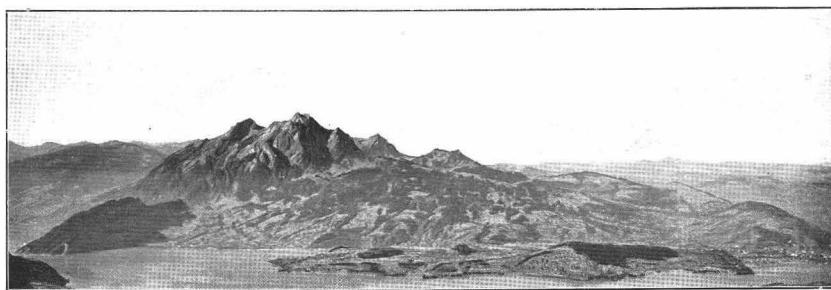


Vgl. Tobler & Buxtorf. Ecl. geol. Helv. IX.

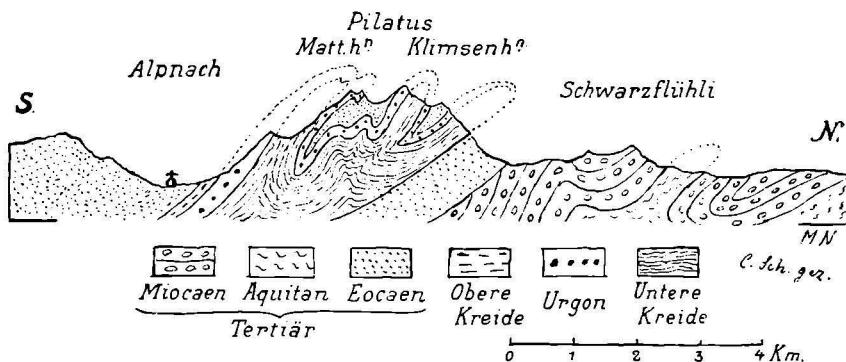
viel jüngeren Schichten des Speer und des Rigi. Die südwestliche Fortsetzung der Nagelfluh des Napf liegt unter dem Stockhorn verborgen, und im Val d'Illiez ob Monthey tritt diese Molasse-Unterlage der nördlichen Kalkalpen in einem kleinen „Fenster“ zu Tage. — Da wo die subalpine Nagelfluh vor ihrem Untertauchen unter die Kalkalpen stark aufgestaut worden ist, wird der scharfe geologische Gegensatz, der zwischen beiden vorhanden ist, orographisch verwischt. Zwischen Rigi Scheidegg und Rigi Hochfluh treten wir so von

Pilatus, gesehen von Rigi Känzeli.

Fig. 11.



Phot. Photogrb Co.

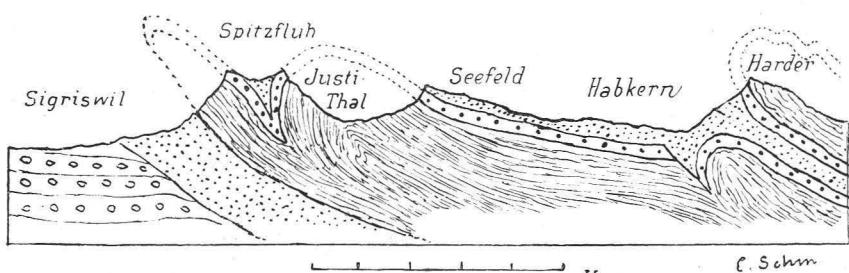
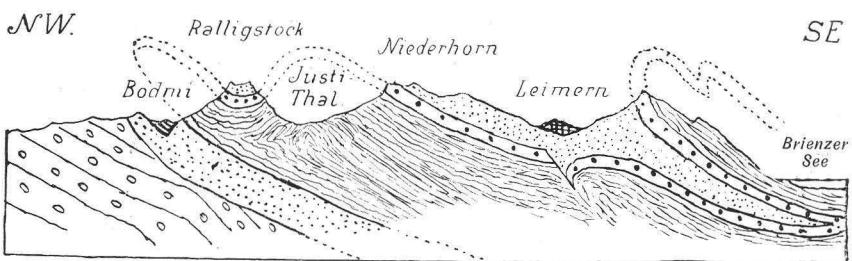
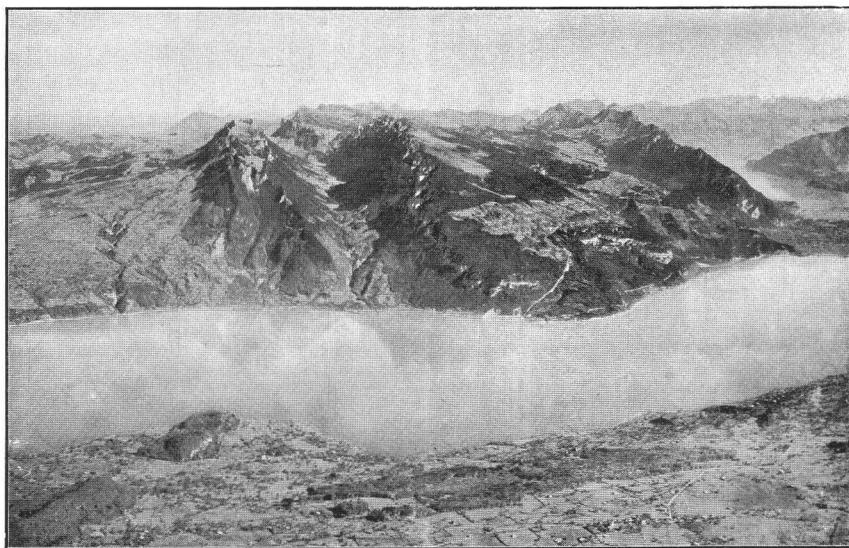


Vgl. Tobler & Buxtorf. Ecl. geol. Helv. IX.

der subalpinen in die alpine Zone ein; der Unterschied beider dokumentiert sich hier weniger in differenter Höhe, wohl aber drängt er sich dem Beobachter auf durch völlige Verschiedenheit der Struktur und Natur der Gesteinsarten und somit der Physiognomie der Landschaft. Am andern Orten ist die Grenze zwischen Alpen und Vorland orographisch viel schärfer ausgeprägt als am Rigi. Das aus Nagelfluh bestehende Schwarzflühli liegt zu Füßen des hoch sich aufstauenden Pilatus. Am Thunersee bildet die nördlichste alpine Kette den 2000 m hohen Sigriswiler Grat, Ralligstock und Spitzfluh. Demselben direkt nördlich vorgelagert bilden in einer Höhe von nur 1000 m die wenig nach Süden geneigten Nagelfluhbänke der Molasseformation das Plateau von

Nordostufer des Thunersees.

Fig. 12.



Subalpine Nagelfluh	Eocäen	Urgon	Untere Kreide	Kreide Klippen.	Lias

Sigriswil. Gleich zu Stein erstarrten Wellen eines hoch brandenden Meeres überragt der Säntis die grünenden Hügel des Alppenzeller Landes.

Säntis und Uetliberg, gesehen vom Speer. *Dia. 13.*



Phot. C. Selzer



Schema des Profils durch den Säntis.
(Die schwarze Linie bezeichnet den Verlauf des Schratten-
taltes vor der Erosion.)

m = Molasse *e* = Flysch *c* = Kreide

Bgl. A. Heim. B. G. Sch. XVI. N. J.

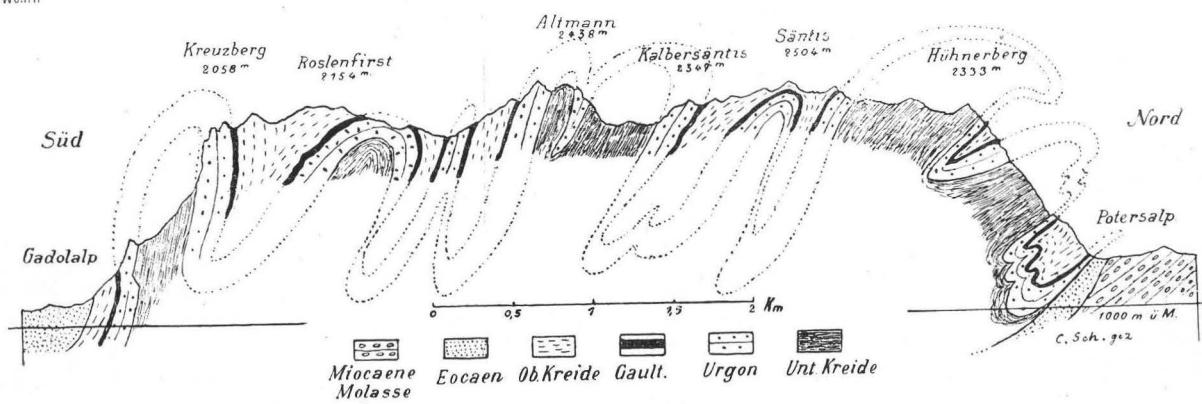
Als Bestandteile der Alpen betrachten wir diejenigen Gesteinsmassen, die schon vor Ablagerung der subalpinen, miocänen Magmefluh jenes Gebirge aufgebaut hatten, als dessen Schuttwall wir eben die Voralpen — Rigi, Napf, Speer — kennen gelernt haben. Die Gesteine des Alpenkörpers zwischen dem Rigi bei Luzern und dem Mte. Olimpino bei Como stellen ein System von alten kristallinen Schiefern, versteinerungsführenden Sedimenten und Eruptivgesteinen dar, die man versucht sein möchte, als „alpine“ Felsarten zu charakterisieren. Eine dem heutigen Alpengebiet eigentümliche Art der Gesteinsbildung hat es aber nie gegeben; die Alpen sind ein relativ junges Gebilde; die Entstehung der Bausteine des heutigen Gebirges verfolgen wir bis in die ältesten Zeiten der geologischen Entwicklung der Erde. Im Gebiet der Schweizeralpen erkennen wir als älteste Bildungen ein mächtiges System von kristallinen Schiefern, die nach Analogie mit andern Gebieten entstanden sein sollen vor Ablagerung der ältesten fossilführenden Sedimente. Mit Hilfe der in den Sedimenten eingeschlossenen Organismenreste hat man ihre allgemeine chronologische Reihenfolge festgestellt. Reihen wir die Sedimente der Schweizeralpen in dieses System ein, so erkennen wir, daß unsere älteste fossilführende Ablagerung der Karbonzeit angehört. In andern Gebieten haben sich vor dieser Formation eine

Säntisgebirge, gesehen vom Grat Hohe Rasten-Ramor.

Fig. 14.



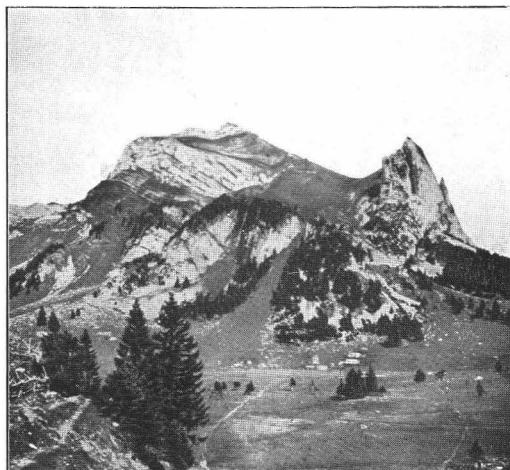
Phot. Gebr. Wehrli



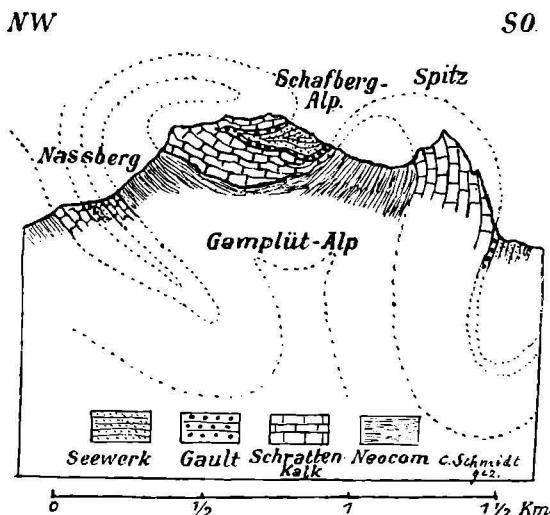
Vgl. A. Heim B. G. S. XVI. N. 3.

Serie von Sedimenten abgelagert, deren Mächtigkeit zum mindesten auf 20,000 Meter geschätzt wird. Die Reihe der alpinen Sedimente, derart beginnend mit dem Karbon, setzt sich nun fort in permischen, triadischen, jurassischen, kretazischen Ablagerungen und findet ihren Abschluß in den marinen Abschlägen des nummulitenführenden ältern Tertiär. — In rascher Wanderung durch unsere Alpen haben wir flüchtig es lernen zu können, wie aus diesem Gesteinsmaterial das Gebirge sich formte. Das „Bild“ der Berge offenbart sich dem geschulten Auge in den Formen der Landschaft, im Auftreten charak-

Wildhauser Schafberg. Fig. 15.



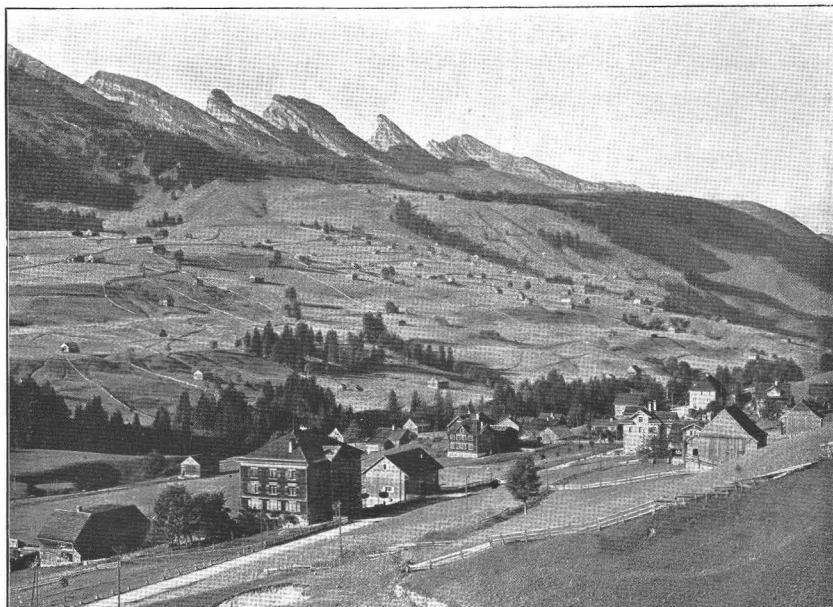
Phot. Gebr. Wehrli.



Bgl. A. Heim. B. G. S. XVI. N. F.

Wildhaus und Nordabhang der Churfürsten.

Fig. 16.
N



Phot. Gebr. Wehrli

Eocaenmulde von Almden am Walensee

Durchschlägiberg
NW

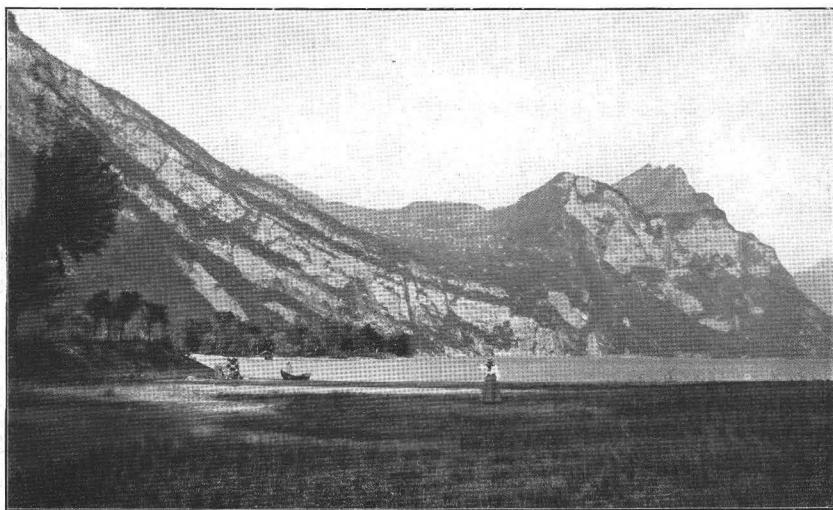
Amidén

8apf

Leistungskamm

Fig. 17.

SE



Phot. C. Seitzer

teristischer Gesteinsarten und Lagerungsformen. Um den „Bau“ des Gebirges zu erkennen, müssen wir späterhin die tausendfältigen Einzelbilder kombinieren und wie bei jeder Synthese wird dabei auch die Hypothese einsetzen müssen.

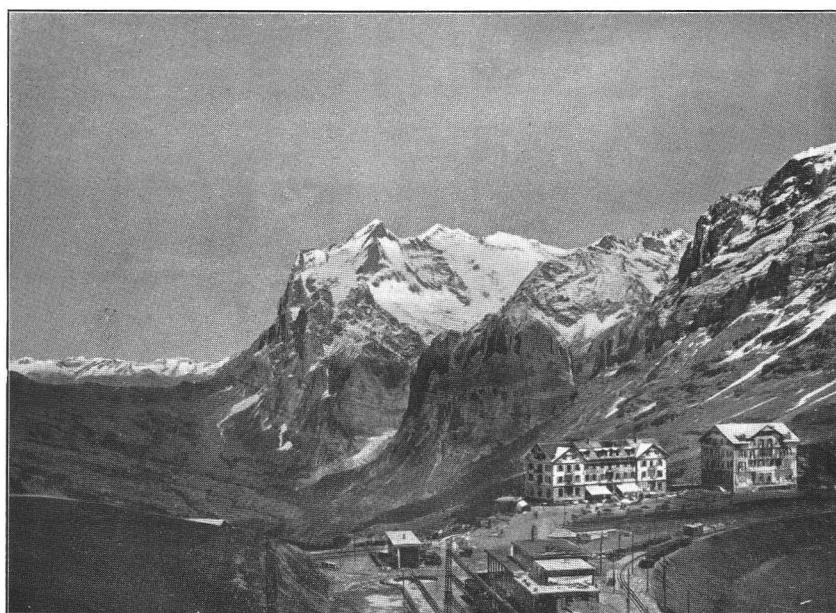
Es ist hier unmöglich, eine eingehende physiographische Schilderung der einzelnen Teile der Schweizeralpen zu geben, nur kurz kann ich die geologische Gliederung des Gebirges darlegen.

Die Kalkalpen der Schweiz beginnen im Nordosten der Landes, westlich des St. gallischen Rheintales, mit Säntis und Churfürsten. Beide bestehen im wesentlichen aus gefalteten Kreideschichten und zwischen ihnen liegt die breite, von nummulitenführendem Tertiär erfüllte Mulde von Wildhaus. Das System der Falten von Säntis und Churfürsten verfolgen wir weiter durch die Alpen bis zum Thunersee, wo die Bergkette des Brienzerrothorns den Churfürsten — Schrattenfluh und Sigriswilergrat dem Säntis zu entsprechen scheinen. Die Wildhauser Eocänmulde trägt ob dem Walensee das Dorf Amden und setzt sich fort über Brunnen und Sarnen bis ins Habkertal bei Interlaken. — Am Walensee erscheint in der Basis der Kreideschichten die Juraformation zum erstenmale in sehr komplizierter Lagerungsform; sie bildet den Sockel des Glärnisch, erreicht, wiederum eng zusammengequetscht, die Berge am Urnersee bei Flüelen; dann am Urirotstock, im Norden von Engelberg, in der Gruppe des Faulhorns, am Schildhorn und über Randersteg bis Adelboden verfolgen wir immer denselben Zug jurassischer Schichten, die in ihrer

N Gr. Scheidegg.

Wetterhorn.

Al. Scheidegg.

Fig. 18.
S

Gesamtheit das normale Liegende der nördlich daran sich schließenden Kreideketten: Churfürsten, Alpenkette, Brienzerothorn, Morgenberghorn etc., bilden.

Als eine weitere Leitzone für die Struktur der Alpen erkennen wir nun ein neues Band eocäner Schichten, das parallel mit demjenigen von Wildhaus-Habkern weiter alpeneinwärts der Richtung des Gebirges folgt auf eine Länge von ca. 170 km von Pfäffers bis an die Gemmi. Dieser Zone eocäner Schichten gehört jene Flyschmasse an, die im Kanton Glarus die Tiefen der Thäler bildet, während auf den Höhen weit ältere Schichten darauf liegen. Im Schächental, am Surenenpaß und im Talgrund von Engelberg, gegen Westen immer mehr sich verschmälernd, erscheint die Fortsetzung des Glarner Eocäns. Oft kaum noch erkennbar, als schmale Zone entdecken wir dasselbe Eocän am Fuße des imposanten Steilabsturzes der Berneroberländer Riesen, an der Großen und Kleinen Scheidegg, bei Mürren, am Öschinensee, und endlich am Südgehänge des Wildstrubel.

Bei Altdorf befinden wir uns inmitten der soeben durch das Gebirge verfolgten Zone alttertiärer Schichten. Unter denselben steigt am „Scheidnößli“ eine Felswand empor, in welcher wir den Malmkalk der oberen Juraformation erkennen, darunter liegt an der „Haldeneck“ bei Erstfeld: Dogger, Lias, Trias und Perm in nur geringer Mächtigkeit und unter diesem System von flach nordwärts einsinkenden Sedimenten tauchen auf die steilgestellten kristallinen Schiefer des Alarmassivs, die Fortsetzung jener Gneismassen darstellend, die wir am Ufer des Rheines bei Laufenburg verlassen haben. In manigfachen, meist nordwärts übergelegten kleinen Faltungen, steigen Eocän- und Jurashichten beiderseits des Reuftales immer höher empor; die Gneise des Alarmassivs darunter gelangen zu immer größerer Entwicklung. Wie im Schwarzwald und Vogesen bildeten auch hier die jüngeren Sedimente einst eine kon-

Autochthone Randkette des Alarmassivs

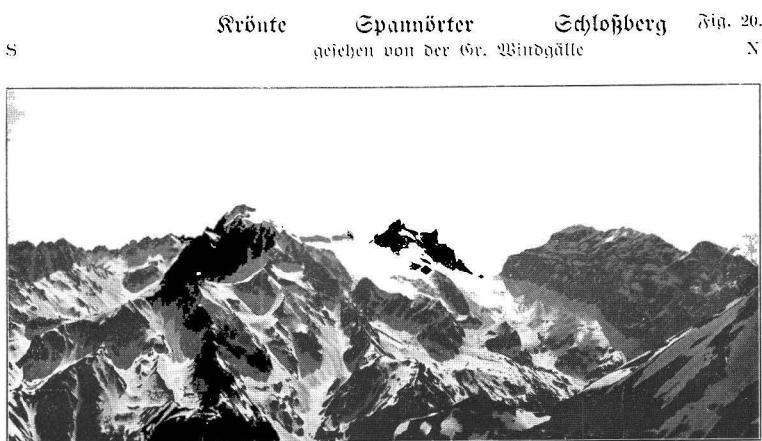
S	Thierbergge Alarmassiv	Titlis	Berner Alpen	Fig. 19. Faulhorn N
			Autochthone Sedimente	Tiefere helv. Decke



Phot. Gabr. Wehrli

tinuierliche Decke über einem alten Grundgebirge, aber am Nordabfall der Alpen liegt diese Decke nicht mehr flach, sondern ist stark zusammengefaltet, gleich wie im Kettenjura, wohl noch stärker. Man spricht von einer autochthonen Randkette des Alpmaßivs: Tödi, Windgälle, Schloßberg, Titlis, Gadmerflühe, Wetterhorn und Eiger sind die Hochgebirgs-kalt-Gipfel derselben.

Ein Blick von Erstfeld gegen Westen ins Erstfeldertal ist instruktiv. Auf der Nordseite desselben erhebt sich über dem Sockel kristalliner Gesteine die



Phot. Geb. Wehrli.

mächtige Kalkmauer des Schloßberges, die südwärts in steilem Verwitterungsprofil abbricht. An ihr beleben senkrechte Felsabstürze, schmale treppenförmig übereinander liegende, horizontale Bänder, vorspringende Erker, einzeln aufragende Zacken in buntem Wechsel die starre vegetationslose Felsmasse, welche, von grellstem Sonnenlichte beleuchtet, einen scharfen Gegensatz zu dem düstern, im Schatten liegenden Grund und Südabhang des Tales bildet. Zu hinterst auf der Wasserscheide des Längstales schiebt sich die Kalkdecke mehrfach bis auf den Gneis durchsägt südwärts vor. Die beiden Spannörter und der oberste Gipfelpunkt der Krönte sind Reste der einstigen Sedimentdecke des Zentralmaßivs. Am Scheerhorn, am Bifertenstock steigen so die Nummuliten-schichten, die jüngsten Sedimente der Alpen, die einst tief am Meeresgrunde gelegen haben, empor bis auf Höhen von über 3400 m. Häufig lagern die mesozoischen Sedimente nicht als ruhige Decke auf und an den Gneisen des Zentralmaßivs. Bei der Faltung, die beide Gebirgs-elemente gleichzeitig betroffen hat, wurden beide stellenweise mit einander verfaltet, ja ineinander gekleilt und geknetet. Die Gneise sind nach Norden über die Kalke geschoben, die Kalke ihrerseits dringen nach Süden keilförmig ein zwischen die Bänke der zentralmaßivischen Gneise. An der Windgälle, am Gestellihorn, an der Jungfrau sind diese merkwürdigen Lagerungsverhältnisse zwischen Kalk und Gneis seit Langem bekannt.

Fig. 21.

N Schloßberg 1133 Gr. Spannort 3202 Kl. Spannort 3149 S
gesehen von Fürrenalp bei Engelberg.

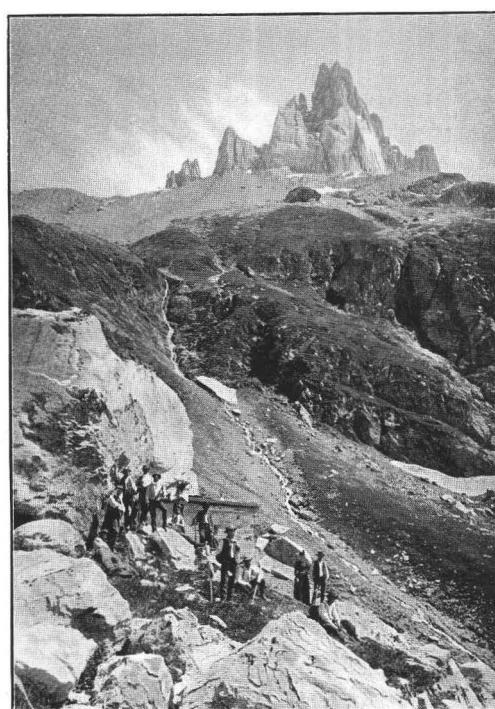


Phot. Gebr. Wehrli

Fig. 22.

Spannort hütte mit Gr. Spannort.

Adlerspitze

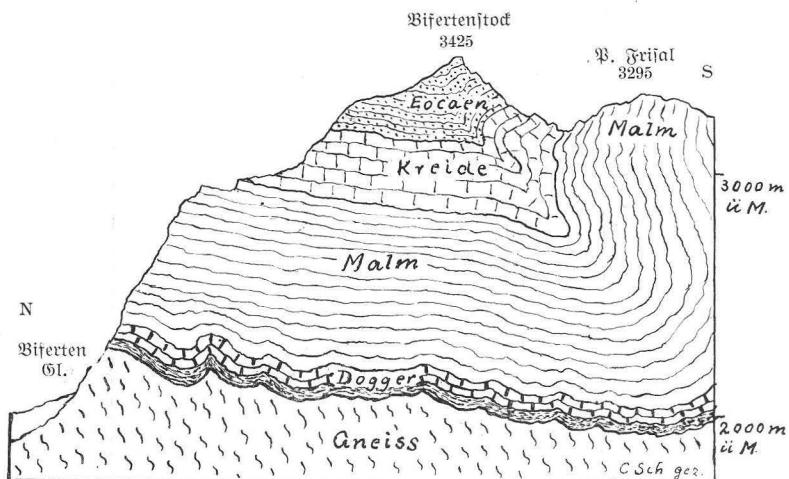


Phot. Gebr. Wehrli

Fig. 23.
Bifertenstock und P. Frisal, gesehen vom Tödi.



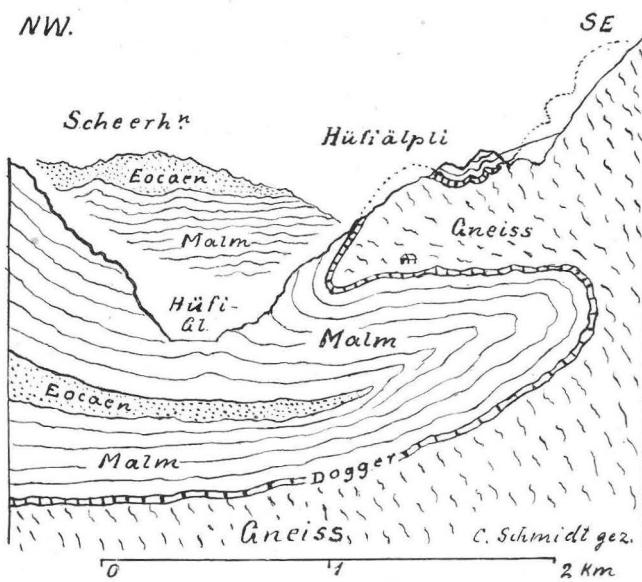
Phot. Gebr. Wehrli



Vgl. A. Heim. B. G. S. XXV.

Hüfigletscher i. J. 1888.

Fig. 24.

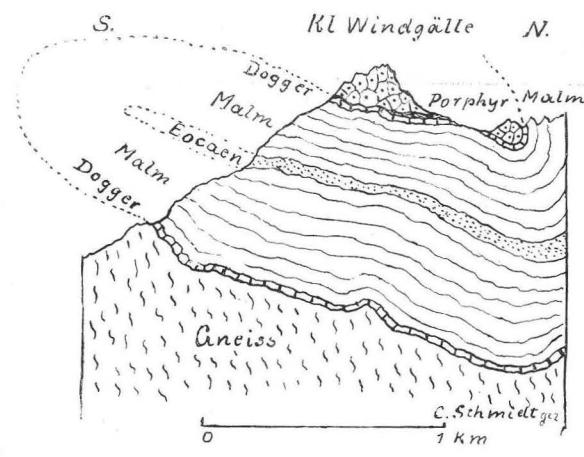
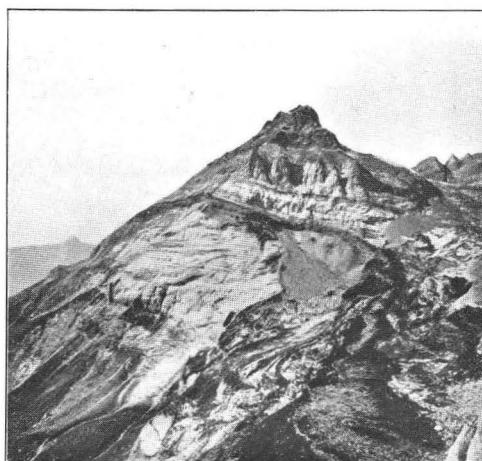


Vgl. C. Schmidt. N. J. f. M. 1886.

Käfern

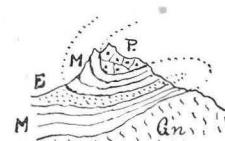
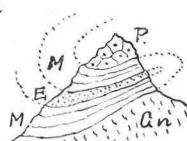
Kleine Windgälle Schwarz- u. Rot-Horn

Fig. 25.

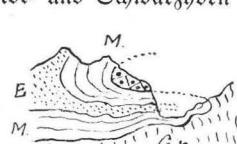
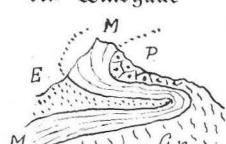
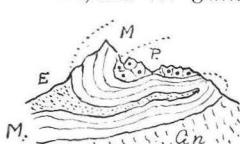


Gewölbeschenkel
Gewölbekern
Mittelschenkel
Muldenschenkel

Schema der Falte



Kl. Windgälle Rot- und Schwarzhorn



Große Windgälle Großer Ruchen Kl. Ruchen — Hüfgl.
Querprofile durch die von West nach Ost sinkende Windgällenfalte.

1 : 150 000

E = Eocän M = Jura P = Porphyry Gn = Krystalline Schiefer.

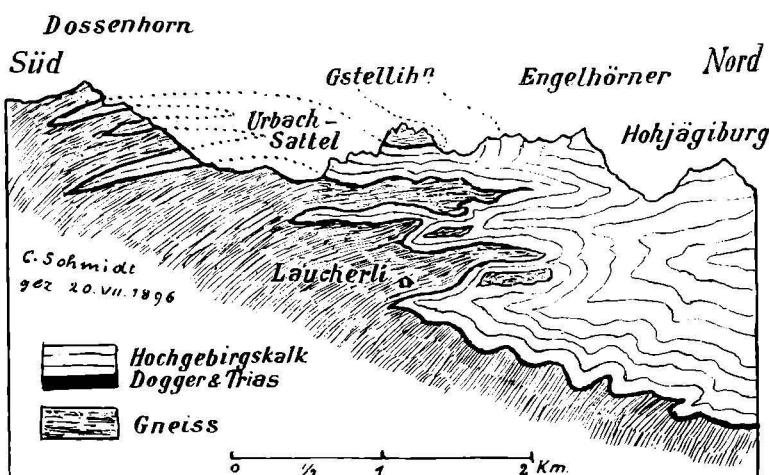
Vgl. C. Schmidt. Livr. guide 1894.

Gstellihorn, gesehen von Laucherlialp.

Fig. 26.



Phot. Gebr. Wehrli



Bd. II, Balzer, B. G., S. XX.

Die in der Mittelschweiz scharf ausgeprägte sedimentäre Randzone des Alarmassivs verfolgen wir gegen Osten und gegen Westen längs des Massivs. Wo das Massiv sich senkt und schließlich ganz untertaucht, ist die Sedimentdecke immer mehr erhalten geblieben, sie bildet den Kalkloch des Tödi und über den Segnespass erreicht sie das Rheintal, über die Gemmi das Rhonetal. Am westlichen Ende des Alarmassivs bildet so die Masse des Balmhorns die Decke über dem westwärts untertauchenden Gasterngranit. Am Doldenhorn, am Altels und Großen Rinderhorn bilden Eocän, Kreide und Jura eine Schichttafel, die in gegen Nordwesten übergelegten Teilstufen über den Gneisen in der Tiefe untertaucht im Randertal unter die von Schwemmland fast ganz verdeckte schmale Eocänzone Pfäffers-Gemmi.

Tödi, vom Claridenfirn gesehen.

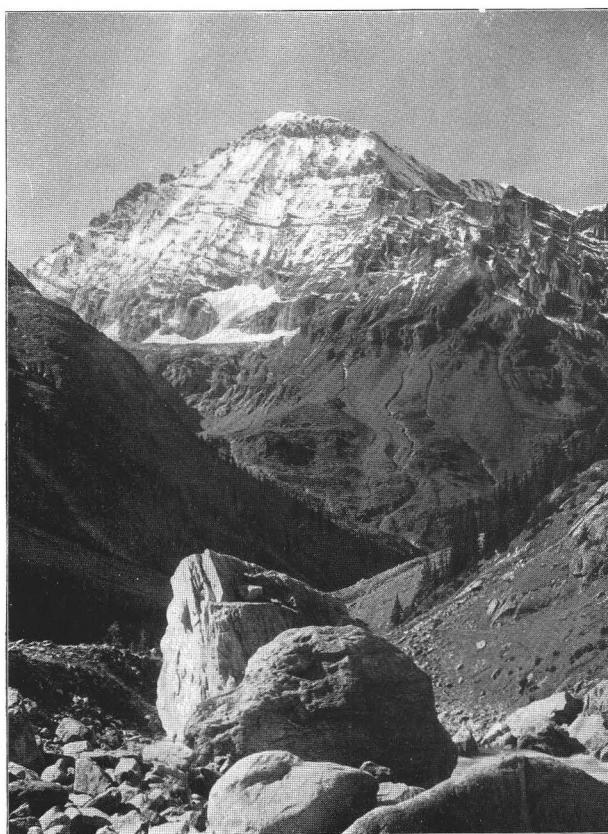
Fig. 27.



Phot. Gebr. Wehrli

Lötschenpass und Balmhorn

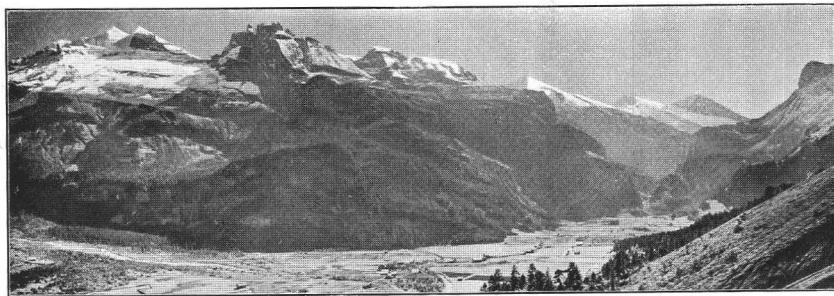
Fig. 28.



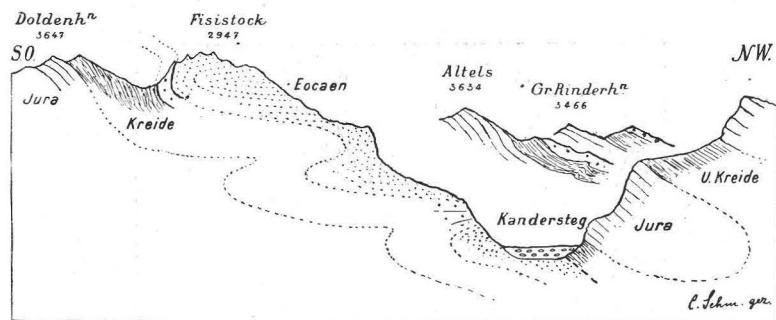
Phot. Gebr. Wehrli

Panorama von Kandersteg.

Fig. 29.



Phot. Gebr. Wehrli



Sedimentdecke auf dem Westende des Alpmaßivs.

Fig. 30.

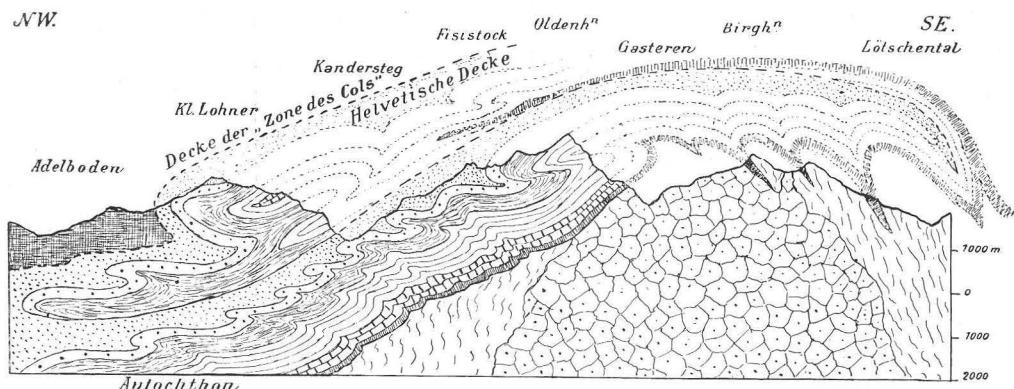
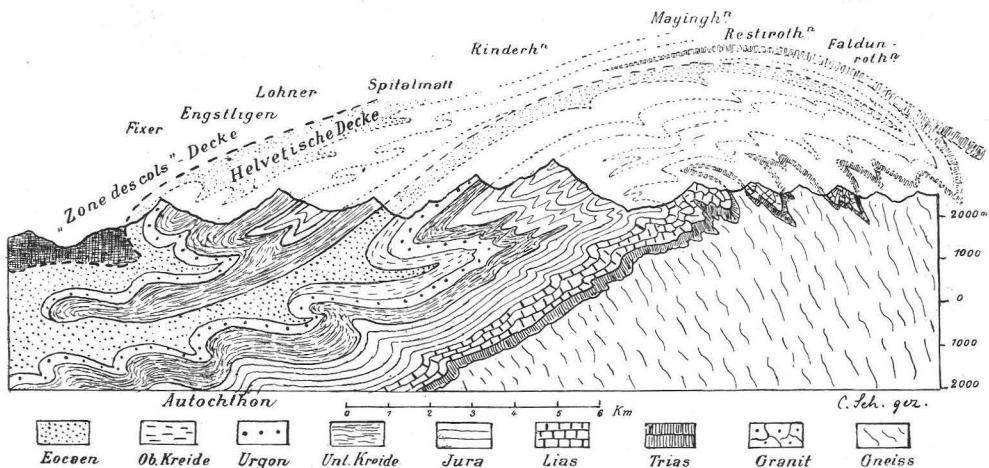


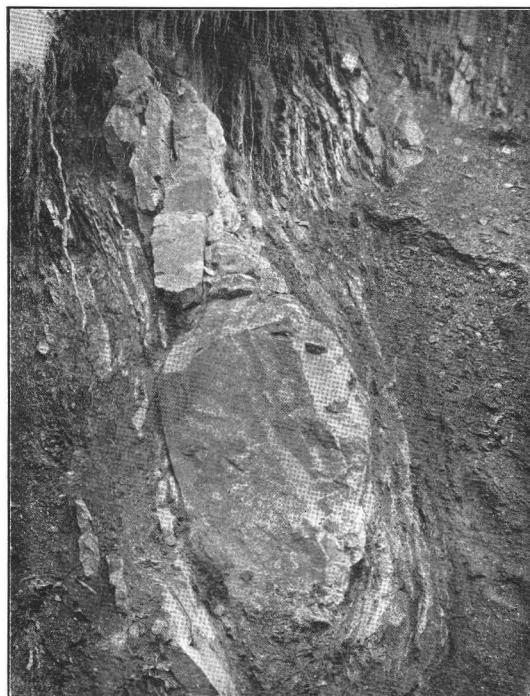
Fig. 31.



Ziehen wir, wie es bis jetzt geschehen ist, den Bau der nördlichen Kalkalpen nur im Gebiet zwischen dem Rheintal von Chur bis Altstätten im Osten einerseits, dem Randertal und der Gemmi im Westen andererseits in Betracht, so sind noch zwei wesentliche Punkte nachzutragen. Als eine Leit-

Exotischer Granitblock
im Flysch des Habkerntales.

Fig. 32.

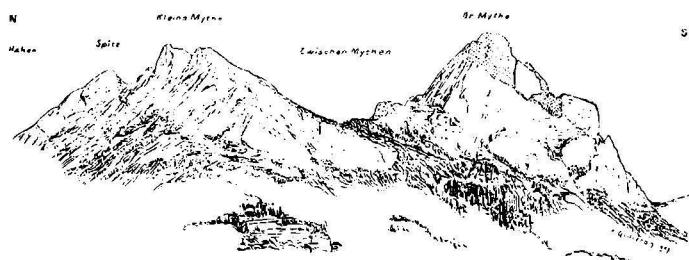


Phot. Prof. K. Eibl

0 0,5 m

linie habe ich die Eocänmulde Wildhaus-Habkern bezeichnet. Der eocäne Flysch dieser Mulde zeigt nun die Eigentümlichkeit, daß er Breccien und große Blöcke umschließt, deren Ursprung durchaus rätselhafter Natur geblieben ist, seitdem die ersten Pioniere der Alpengeologie vor fast hundert Jahren sie entdeckt haben. Die Gesteinsarten dieser Blöcke und Breccien, deren bekannteste Fundpunkte das Habkerntal und die Gegend von Iberg sind, sind exotisch, d. h. sie stimmen einerseits nicht überein mit den Gesteinen der Hauptmasse der nördlichen Kalkalpen, andererseits aber zeigen sie die genaueste Identität mit den ebenfalls als „exotisch“ bezeichneten Gerölle, welche die miocene subalpine Nagelfluh aufbauen. — Viel auffälliger ist der zweite Punkt. Die große und die kleine Mythe ob Schwyz sind eine fremdartige Masse; Trias, Jura und Kreide

Die Mythen, gesehen von Schwyz. Fig. 33.



in „exotischer“ Ausbildung bauen sie auf. Am Fuße der schroffen Felsen häufen sich die Trümmerhalde, der anstehende Fels rings herum ist Flysch und unter demselben steigt die Kreide der nördlichen Kalkalpen empor am Urmiberg gegen Norden, am Seelisberg und Arenfels gegen Süden. Als eine „Klippe“, einen riesigen exotischen Block erkennen wir die Mythen. Sie gehören nicht zu den normalen Bestandteilen der Kalkgebirge am Nordabhang der Alpen. In gleicher Weise sind Klippen: Großer und Kleiner Schien, Mördergrube und Roggenstock bei Iberg, Grabserberg bei Wildhaus östlich, ferner Buochserhorn, Stanserhorn, Giswilerstöcke, Leimern bei Beatenberg westlich der Mythen. Alle diese Klippenberge liegen in der Flyschmulde Wildhaus-Habkern. Sie bestehen alle aus Gesteinsarten, welche sonst den Nordalpen fehlen, in den Ost- und Südalpen aber in analoger Entwicklung sich finden.

Klippe der Giswilerstöcke.

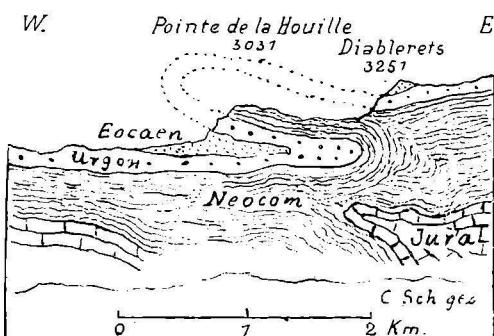
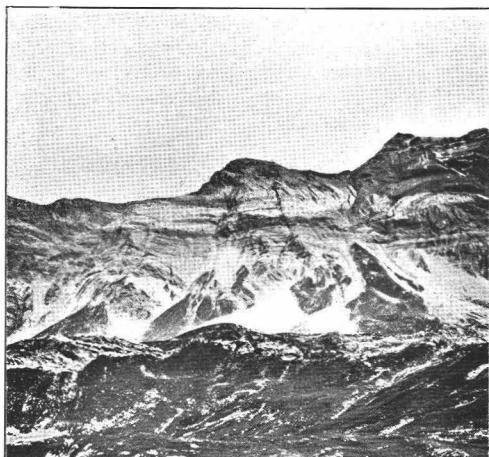
Fig. 34.

NW	Jänzimatberg (Jura der Klippendecke)	Schafnase	Gürgge	Gr. Rossfluh	Kringen
		(Wettersteindolomit der ostalpinen Decke)		SE	



Die Kalkalpen-Retten der Ostschweiz verfolgen wir gegen Südwesten. Wie die Nagelfluh des Napf brechen auch die Kreide-Kette Pilatus, Sigriswilergrat, die Eocänmulde von Habkern am Thunersee plötzlich ab. Die Brienzerothornkette hingegen setzt sich über den Harder bei Interlaken gegen Südwesten weiter fort im Ramm des Morgenberges zum

Südabhang der Diablerets. *Fig. 35.*



Vgl. E. Renevier B. G. S. XVI.

Platte von Jurakalk genau wie auf den Gneisen von Spannort und Krönte.

Die gesamten Kalkalpen vom Säntis zum Calanda, von der Rigi-Hochfluh zur Großen Windgälle, vom Sigriswilergrat zur Blüm lisalp und in den westlichen Schweizeralpen diejenigen südlich der Linie Frutigen, Lenk, Gsteig, Bex, Samoëns bezeichnet man nach der Ausbildung ihrer Sedimente als Helvetische Kalkalpen. Während in den Gebieten östlich des Thunersees diese helvetischen Kalkalpen direkt an das Molasse-Vorland anstoßen, schiebt sich in der westlichen Schweiz zwischen Molasse und nördlichen Rand der

Lohner bei Adelboden und zum Wildstrubel. Die Kalkalpen des Wildstrubel, Wildhorn, Diablerets, Dent de Morcles — die Hautes Alpes calcaires — sind die Fortsetzung der in der Mittelschweiz zwischen Windgälle und Brunnen gelegenen Bergzüge, sie bilden zwischen Adelboden und Leuf, zwischen Col de Pillon und Ardon eine stark gefaltete Decke über den tief versenkten kristallinen Schiefern, in denen Alar- und Gotthardmassiv sich verbinden.

Da wo die kristallinen Gesteine des Montblancmassivs und der Aiguilles rouges sich erheben, finden wir an ihrem nordwestlichen Rande dieselbe Art der Lagerung des Kalkgebirges wie in der mittleren Schweiz. Die Dent du Midi besteht aus nordwestwärts überlegten Falten von Jura-Kreide- und Eocän-schichten genau wie Dent de Morcles und Große Windgälle; der Mont Buet ist eine Malm-tafel wie der Titlis und auf den steilgestellten Gneisen der Aiguilles rouges liegt horizontal eine isolierte

Gneisberge des Ehlitales, vom Oberalpstock gesehen.

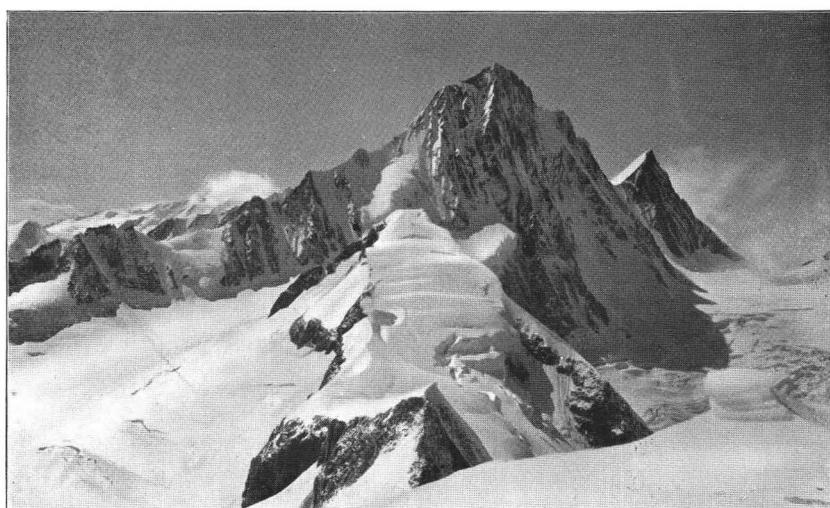
Fig. 36.



Phot. Gebr. Wehrli

Gneisgipfel von Finsteraarhorn und Algassizhorn.

Fig. 37.



Phot. Gebr. Wehrli

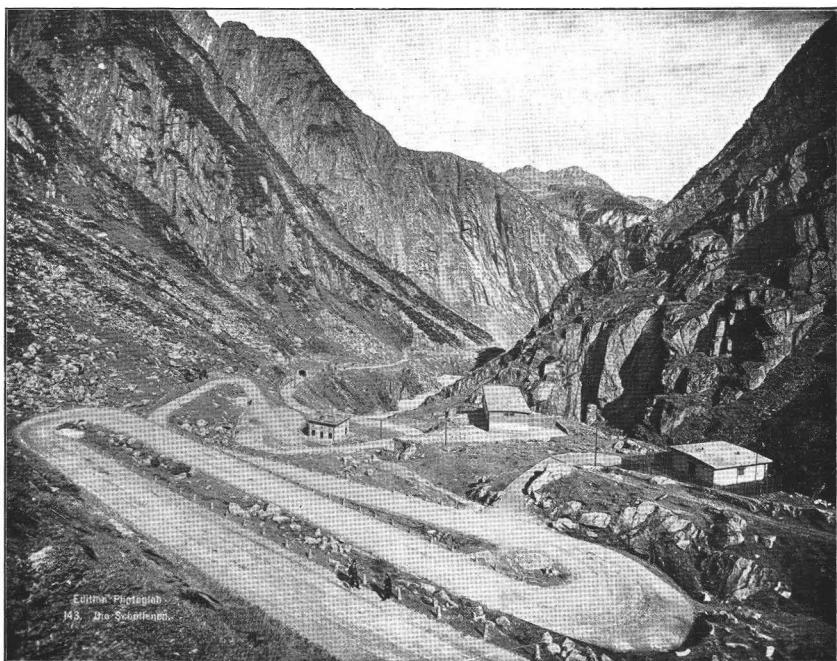
helvetischen Kalkalpen das Gebirgsystem der Freiburgeralpen ein, das von Spiez bis Aigle sich erstreckt und auf der Westseite der Rhone in den Chablaisalpen sich fortsetzt. Verfolgen wir die alpinen Ketten parallel ihrer Streichrichtung von Nordost nach Südwest, so erkennen wir, daß die Freiburgeralpen einsehen in der südwestlichen Fortsetzung der Eocänmulde Wildhaus-Habkern. Da gerade in dieser Eocänmulde die „Klippen“ liegen und da die Ausbildung der Sedimente der Klippen und der Freiburgeralpen identisch und in gleichem Grade verschieden von derjenigen der helvetischen Kalkalpen sind, müssen wir beide als zusammengehörig betrachten. Die Freiburger- und Chablaisalpen sind eine gewaltige Klippenmasse, ein fremdartiges Glied im Bau der Kalkalpen auf der Nordseite des Gebirges.

Seit Alters gelten mit Recht die Zentralmassive des Montblanc, des Finsteraarhorns und des Gotthard als besondere tektonische Elemente im Bau der Alpen. Es sind Massen altkristalliner Gesteine mit eingeklemmten karbonischen Sedimenten, welche unter der Decke jüngerer Ablagerungen hervortreten, da wo das Gebirge am stärksten emporgepreßt erscheint und wo die Decke am stärksten zerstückelt worden ist. Die Gneise, Glimmerschiefer sowie die gebankten Granite, die sog. Protogine, der Zentralmassive stehen steil, oft fächerartig und richten sich genau parallel der alpinen Streichrichtung. Auf der Karte erscheinen die drei Zentralmassive der Schweizeralpen in elliptischer Begrenzung. Das Alarmassiv taucht westlich des Lötschentales unter mesozoischen Sedimenten empor und läßt sich gegen Osten als kompakte Masse, N 60° E streichend, bis unter den Tödi, d. h. auf eine Länge von 110 km verfolgen; noch weiter östlich taucht es bei Vättis noch einmal empor. Auf die Länge von ca. 70 km, d. h. vom Hintergrund des Lötschentales bis nach Umsteg besitzt das Massiv die mittlere Breite von 20 km. An das Alarmassiv anschmiegt tritt das Gotthardmassiv zwischen Biesch im Rhonetal und Val Gronda im Kanton Graubünden auf ca. 80 km Länge zu Tage. Das Montblanc-Massiv erreicht vom Mont Jovet bis Saillon im Rhonetal eine Länge von 60 km, an seine Nordwestseite legt sich an das Teilmassiv der Aiguilles rouges.

In ihrer orographischen Gliederung zeigen die hochragenden Zentralmassive, mit ihren Gletscherbecken, Besonderheiten, die durch die geologische Struktur bedingt sind. Wo gneisartige Gesteine herrschen, löst sich das Gebirge auf in ein System südwest-nordost verlaufender Gräte und Grätschen, die mit unzähligen Zacken verziert sind, und da und dort erheben sich Hörner hoch über das Gewirr der Gräte. Zwischen die schiefrigen, gneisartigen Gesteine schalten sich langgestreckte Massen granitischer Gesteine, die meist in Bänke sich zerlegen, die mit den Gneisschichten parallel verlaufen. In diesen Alpengranits, den „Protogin“, ist die Schlucht der Schöllinen gegraben und aus Alpengranit besteht mit charakteristisch gewundenen Ranten die kühne Pyramide des Bietshorn. Weitaus der größte Teil des Montblanc-Massivs besteht aus Protogin.

Protoginlandschaft der Schöllenen.

Fig. 38.



Edit. Photoglob

Granitpyramide des Bietschhorn.

Fig. 39.



Phot. C. Seltzer

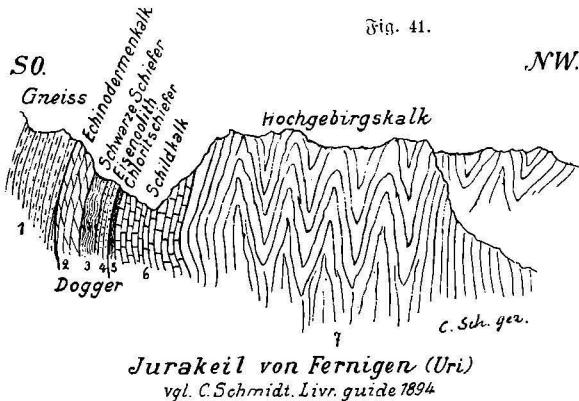
Mer de glace mit den Protogin-Aliguilles, ges. von La Flégère. Fig. 40.



Phot. Gebr. Wehrli

Quer zur Streichrichtung der Bänke fließen von den hochgelegenen Gletscherbecken nach Nordwesten und Südosten die Eisströme zu Tale. Zwischen ihnen starren in die Höhe die aus Protogin bestehenden, fein zisilierten „Aliguilles“.

Im Jahre 1817 hat der Alt-dorfer Arzt Lusser im Maiental bei Ferningen mitten in den Gneisen des Alarmassivs eine „merkwürdige Kalkbank“ entdeckt. Dieser Kalk und die mit ihm auftretenden Tonschiefer und Eisenoolithe enthalten jurassische Petrefakten. Die Juraf ormation ist hier in schmalem Zuge konkordant eingefüllt zwischen die zentralmassivisch gestellten Gneise. Seither sind noch viele solche Reile als spitze Mulden innerhalb der Zentralmassive entdeckt worden und namentlich finden wir solche immer, wo zwei Massive in ihrer Längsausdehnung sich drängen, in den zwischen beiden sich hinziehenden Längs-



Jurakeil von Fernigen (Uri)
vgl. C. Schmidt. Livr. guide 1894

Andermatt und das Urserental

Fig. 42.

Mulde aus Kalk und Schiefer der Juraformation bestehend, zwischen Gotthard und Alarmassiv.



Phot. Gebr. Wehrli

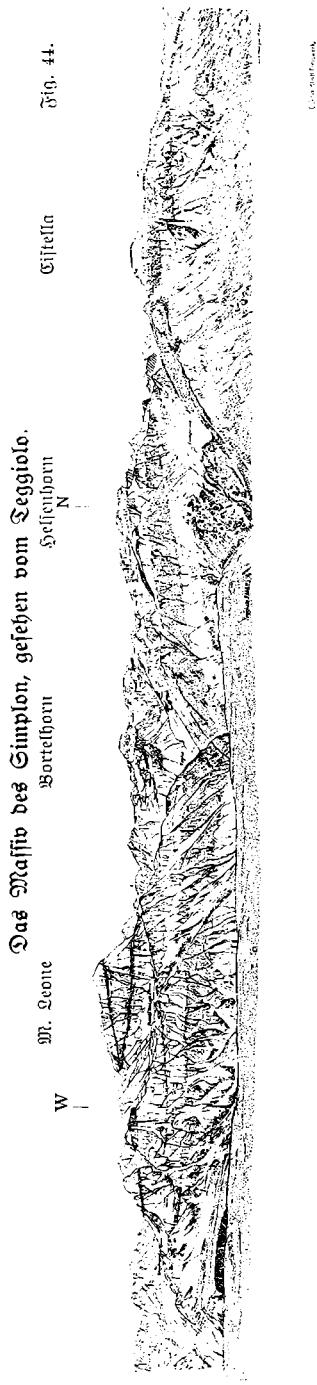
tälern. Von Truns am Bündner Oberrhein über Oberalp, Urserental, Furka bis Ullrichen im Oberwallis verfolgen wir so die mesozoische Sedimentmulde zwischen Alar- und Gotthardmassiv, die tief in den Berg hineinsetzt und vom Gotthardtunnel durchfahren wird. Zwischen Montblanc und Aiguilles

Fig. 43.

S Das Tal von Goms (Oberwallis), gesehen vom Längsgrat (Furka). N



Phot. Nikles, Interlaken



rouges eingeklemmt zieht von Martigny nach Les Contamines die Juramulde von Chamonix.

Das Gebiet der alpinen Zentralmassive wird alpen-einwärts abgeschnitten durch Längstäler. Längs des Süd-randes von Alar- und Gotthardmassiv wandern wir so von Tal zu Tal, niedrige Pässe überschreitend, von Chur bis Martigny: über Ilanz, Greina, Val Piora, Airolo, Val Bedretto, Nufenen, Brig, Leuk und Sitten. Den Längs-tälern Val Ferret und Val de l'Allée Blanche folgt der inneralpine Rand des Montblanc-Massivs. Die geolo-gische Bedeutsamkeit dieser die ganzen Schweizeralpen durchlaufenden Inzisionslinie kommt, wie erwähnt wurde, schon auf den ältesten geologischen Karten zum Ausdruck, aber bis heute ist ihre geotektonische Bedeutung nicht in umfassender Weise gewürdigt worden.

Bei Ragaz endigt auf der Westseite des Rheines das Nummuliten führende Eocän, Calanda und Flimserstein bezeichnen den Südrand der helvetischen Kalkalpen. Im Prättigau, im Schanfigg und im Domleschg tritt plötzlich eine ganz andere Gesteinsformation auf. Calanda und Hochwang sind zwei ganz heterogene Nachbarn, getrennt durch das Rheinthal bei Chur. Als „Bündnerschiefer“ hat man die dunkeln, kalkig-tonigen, sandigen Schiefer bezeichnet, in denen der Talgrund des Prättigau liegt. In ihrer Hauptmasse gehören sie zur Unteren Kreide und zur Juraformation. Diese Bündnerschiefer sind petrographisch analog jenen alttertiären Schiefern der nördlichen Kalkalpen, die nach dem Simmentaler Ausdruck allgemein als „Flysch“ bezeichnet werden, sie wären somit als ein Flysch der ältern Kreide- und der Juraformation zu bezeichnen. Diese schiefrechte Ausbildung der mesozoischen Sedimente ist bezeichnend für den zentralen Teil der Alpen, wir treffen dieselbe ganz im Westen des Gebirgs bei Cuneo in Piemont und finden sie wieder in den Hohen Tauern der Ostalpen. Während die mesozoischen Formationen im Gebiet von Vogesen, Schwarzwald und Kalkalpen sich abgelagert haben auf steil aufgerichteten Gneisen, bestand der Untergrund dieser Formationen in den innern Teilen der Alpen aus horizontal liegenden kristallinen Schiefern und heute sehen wir im Gebirge, wie die Schichtlagen von Gneisen und Bündnerschiefern in all ihren komplizierten, weit ausgreifenden, meist flach liegenden

Falten parallel mit einander verlaufen. Die Bilder aus dem Simplongebiet zeigen das in schönster Weise.

Die Bündnerschiefer des Prättigau erstrecken sich von Chur aus südwärts ins Oberhalbstein, westwärts bis an den Bernhardin und ins Lugnez. Von Ilanz aus verläßt ihre nördliche Grenze das Rheintal und in schmalem Zuge verfolgen wir sie über Piz Terri, Scopi, Piora, durch das Val Bedretto und über den Nufenen bis ins Binnental immer am Südrand des Gotthardmassivs. Für Juraformation bezeichnende Petrefakten werden in den hochkristallinen Schiefern zuerst am Piz Aul gefunden und von da weg von Ort zu Ort westwärts bis Brig. Wo das Gotthardmassiv bei Fiesch zur Tiefe taucht, schiebt der Bündnerschieferzug sich vor bis ans südliche Ufer der Rhone und erstreckt sich weiter über Brig und Visp bis an den Ausgang des Turtmanntales. Die Nordgrenze der Bündnerschiefer bildet hier das Alarmassiv und wo zwischen Leuk und Raron die Schichten der helvetischen Kalkalpen über dem altkristallinen Kern des Alarmassivs südwärts einsinken, erscheinen von Süden her die Bündnerschiefer an dieselben herangedrängt, genau so wie sie am Rhein bei Reichenau der südwärts einsinkenden Platte des Flimsersteins anliegen.

Es ist eine höchst auffällige Erscheinung, daß der ost- und mittelalpine Bündnerschieferzug bei Leuk abbricht. Genau nördlich von Leuk versinkt das Alarmassiv, hören am Thunersee auf zu existieren die Cocänmulde von Wildhaus-Habkern, die Kreidekette Säntis-Sigriswilergrat und die subalpine Nagelfluh und weiter im Norden, genau auf demselben Meridian, sind die Juraberge des Breisgaus gegen den Schwarzwald um mehr als Tausend Meter versenkt.

Von Siders an wird die Rhonetalsenke im Süden des Wildhorn und der Diablerets und deren Fortsetzung das Val Ferret am Südostrand des Montblanc erfüllt von einer neuen, auf ihrem ganzen Verlauf deutlich zweiteilten Zone teils schiefriger, teils kalkiger, teils Konglomeratischer Sedimente der Juraformation. In den französischen Alpen verbreitern sich beide Hälften dieser Zone und über Moutiers und St. Jean de Maurienne erreichen sie den zentralmassivischen Pfeiler des Pelvoux. Die französisch-italienischen Westalpen werden zwischen Turin und Grenoble z. B. durch eine 10—12 km breite Zone karbonischer Gesteine in zwei Hälften geteilt. Zwischen Modane und St. Michel hat der Arve-Fluß ein enges Quertal sich gegraben in den steil gestellten karbonischen, Anthrazit führenden Schiefern und Sandsteinen. Die französischen Geologen nennen diesen Karbonzug die „axe anticlinale houillère“; derselbe bildet einen zentralen Fächer, gegen den von Westen und Osten her jüngere Schichten einfallen. Die Sedimente der Zone Sitten-Val Ferret-Moutiers legen sich an die Westseite dieses Fächers und mit ihnen tritt der Zug karbonischer Gesteine in die Schweiz, allmählich gegen Nordwesten sich verschmälernd und zwischen Sitten und Siders zugleich mit den jurassischen Sedimenten des Val Ferret-Zuges auskeilend. Im Unterwallis bilden

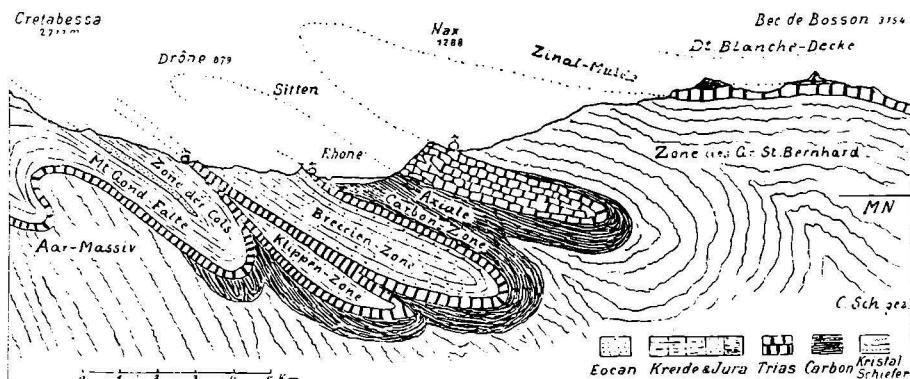
die karbonischen Schiefer ein isoklinal alpeneinwärts fallendes Schichtsystem, das vom Val d'Entremont, Val de Bagné durchquert wird und am Ausgang von Val d'Hérens und Val d'Anniviers auf der südlichen Seite des Rhonetales noch zu Tage tritt. Wir sehen: Auf der Strecke zwischen Sitten und Leuk im Rhonetal ist einerseits der von Osten heranziehende Bündner-

Das Rhonetal bei Sitten.

Fig. 45.



Phot. Gebr. Wehrli



Vgl. C. Schmidt. Ecl. geol. Helv. IX.

schieferzug verschwunden und andererseits teilen hier aus die von Südwesten her in die Schweiz eintretenden Schiefer des Val Ferret mit den karbonischen Gesteinen der antiklinalen Axe der Westalpen. Interessant ist die Struktur der beiden Talhänge bei Sitten. Am Nordabhang finden wir in den „Brisés du Valais“ die Fortsetzung der Sedimente des Val Ferret, unter denselben tauchen empor, nordwärts ansteigend, die gleichaltrigen, aber ganz anders ausgebildeten Schichten von Wildhorn und Wildstrubel. Über den Schichten der

Val Ferretzone, welche die Schlösser von Sitten tragen, liegen anthrazit-führende, karbonische Schiefer, darüber baut sich der aus dem sogenannten Pontiskalk und quarzigen Konglomeraten bestehende Steilrand des südlichen Rhonetalabhangs auf. Auch die Kalke und Konglomerate fallen flach nach Süden und auf ihnen liegen die erzreichen Glimmerschiefer und Gneise von Val d'Anniviers und Val d'Hérens und diese selbst tragen am Bec de Bosson und Roc de Budri wiederum Kalke und Schiefer.

In der östlichen Schweiz alpeneinwärts der Bündnerschieferregion zwischen Visp und Oberhalbstein, in den westlichen Schweizeralpen alpeneinwärts des Walliser Karbonzuges erheben sich unter den jüngeren Sedimenten wiederum alte Gneise und Glimmerschiefer, den zentralen Hauptstamm der Alpen bildend. Auch hier sind es die ältesten, aus den größten Tiefen aufgewölbten Gesteine, die zu den höchsten Erhebungen ansteigen. Die vergletscherten Massive des Gran Paradiso, der Dent Blanche, des Monte Rosa, des Rheinwaldhorns bestehen aus flach liegenden Gneisen. Längs der Gotthardlinie von Faido bis Castione bei Bellinzona, zu beiden Seiten von Val Verzasca und Val Maggia baut sich eine Gneisbank auf die andere, in regelmäßiger flacher Lagerung, vom Talgrund bis zu den Spitzen der Berge erlangt der Gneis eine Mächtigkeit von 2500 Meter. — Die weiten Gneisgebiete des westlichen Graubündens, des Tessin und des Wallis sind nun aber keineswegs in ihren Gesteinsarten so einförmig und so einfach aufgebaut als man es auf den ersten Blick wohl glauben möchte. Im westlichen Graubünden beobachten wir, wie die nördlichen Gebiete der Gneise in sogenannte „Massivlappen“ geteilt werden, indem von den Bündnerschiefergebieten aus in die nord-süd laufenden Täler S. Giacomo, Mesolcina, Blenio und Leventino schmale Schieferzüge weit nach Süden hineinziehen. Es entstehen so zwischen Oberhalbstein und Tessin die zungenförmig nach Norden sich vorschließenden Massive: Suretta-Stella, Tambo, Aulda und Lucomagno. Es ist anzunehmen, daß die Bündnerschiefer der genannten Täler, unter den Massivlappen durch, sich in der Richtung von Ost nach West verbinden, die Gneise wären über Bündnerschiefer hinübergefaltet. Der projektierte, 26 Kilometer lange Splügen-tunnel bringt uns wohl einigen Aufschluß über diese supponierte Schieferunterlage des Stella-Suretta-Massivlappens. — In dem Gebiet Faido-Domod-Ossola-Visp sind die von dem Hauptzug der Bündnerschiefer: Airolo, Nufenen, Visp, der sogenannten Bedrettomulde, sich abzweigenden und zwischen den Gneisen im Süden sich durchwindenden Bündnerschieferbänder am zahlreichsten. Geologische Detailaufnahmen des ganzen Gebietes und das Studium der durch den Simplontunnel geschaffenen Aufschlüsse haben in neuerer Zeit eine ungeahnte Komplikation des ganzen Gebietes offenbart, zugleich aber auch es ermöglicht, nicht nur die Einzelheiten klar zu erkennen, sondern auch eine befriedigende Erklärung für den Mechanismus der Gebirgsbildung zu geben. Die Tunnelbohrung hat die überraschende Tatsache erwiesen, daß der Kern des Gebirges nicht aus dem ältesten,

Fig. 46.

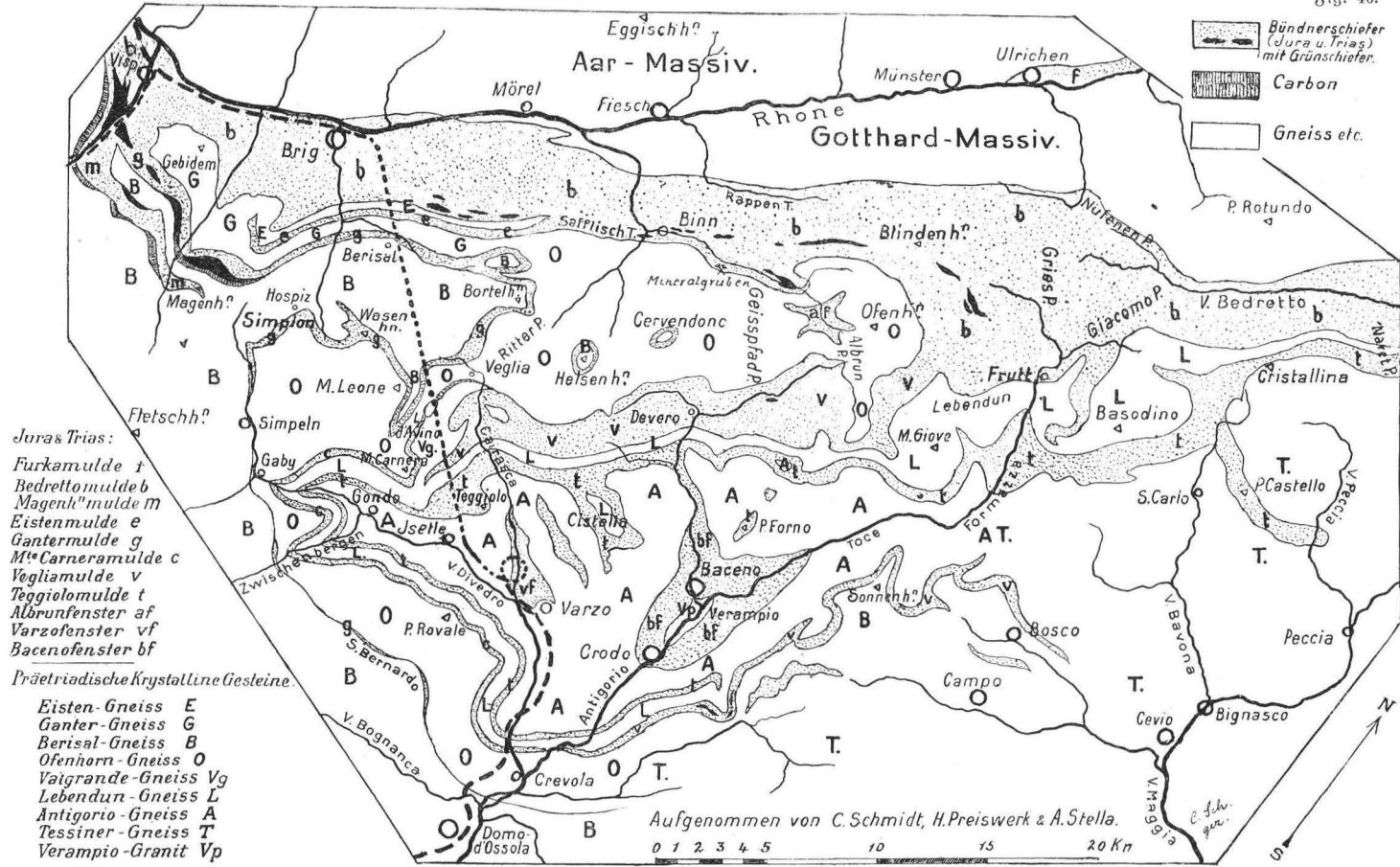
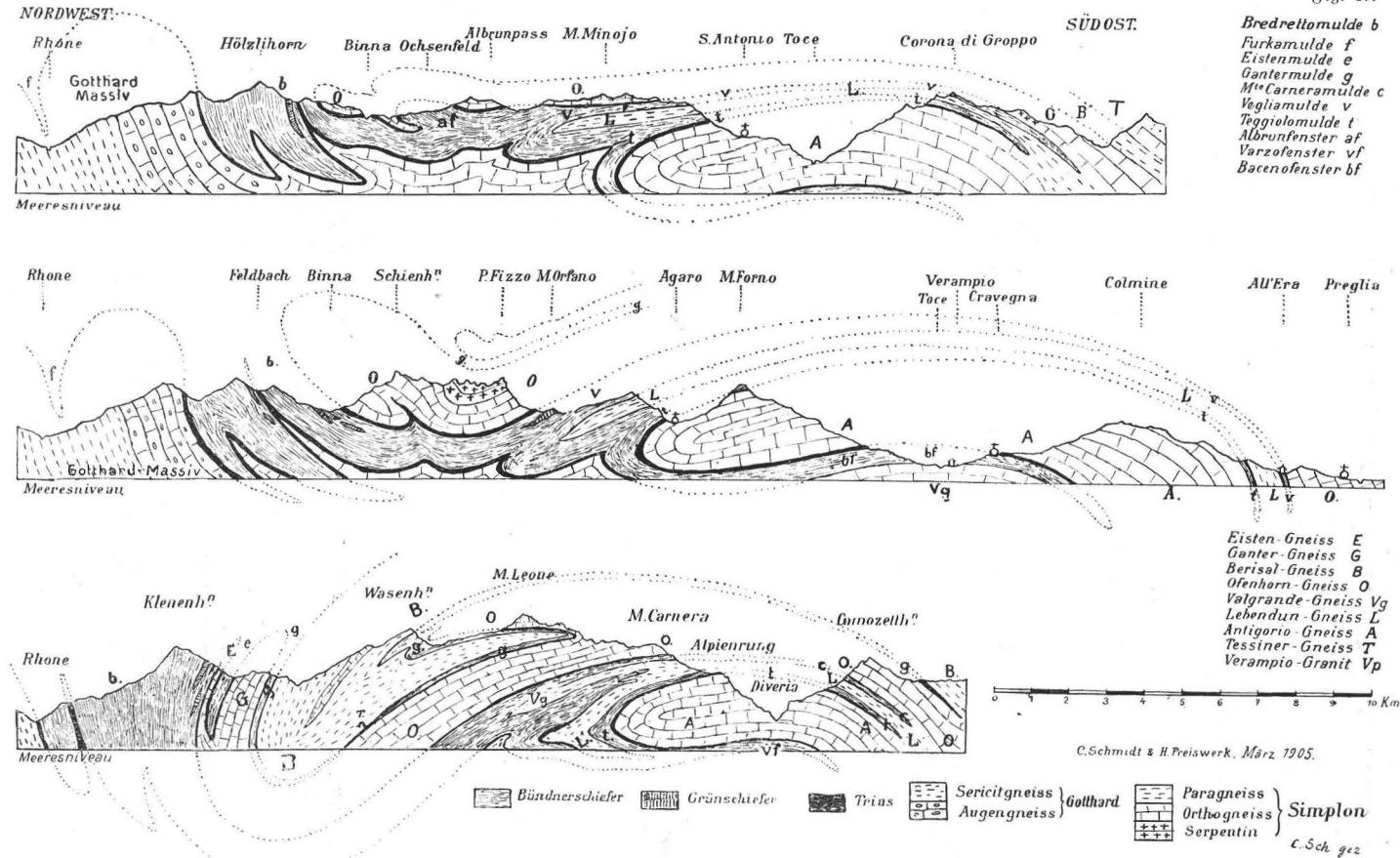


Fig. 47.



tiefsten Formationsgliede, aus archäischen Gneisen, sondern aus dem jüngsten, aus Kalkschiefern der Juraformation besteht. — In den Gebieten südlich der Bedrettomulde, deren Südrand über Naretspass, Tosafälle, Binnental, Safflischtal und Rofthal ob Brig leicht zu verfolgen ist, finden wir nun in weit größerer Ausdehnung und in viel komplizierterer Form, als man früher annahm, durch das ganze Gebirge mesozoische und altkristalline Gesteine innig miteinander verschlungen. An den steilen Berghängen, in den tiefen Tälern stoßen wir zwischen den im allgemeinen flach liegenden Gneisen immer wieder auf Zonen von triadischen Kalken und jurassischen Schiefern. Diese Zonen wiederholen sich oft mehrfach übereinander; eine bestimmte Zone können wir auf viele Kilometer Länge durch das Gebirge verfolgen. Bei einer Durchquerung des Gebirges von Brig aus über Verisal, den Furggenbaumpass, Alpe Beglia, Pizzo Teggiolo, Varzo und den Pizzo Royale bis ins Val Bognanco zum Beispiel werden zweihundzwanzig Zonen mesozoischer Schiefer und archäischer Gneise durchquert.

Wie diese Zonen in gewundenem Verlaufe das Gebirge durchziehen, möchte ich an einem Beispiele zeigen.

Um steilen südlichen Abhang des Val Divedro ob Gondo, Iselle und Varzo treffen wir zum Beispiel zwei ostweststreichende, mesozoische

^{Fig. 48.}
Einlagerungen in den Gneisen.
Wir sehen, wie dieselben gegen Osten einerseits bei Creola das Tal der Diveria und des Toce durchqueren und von da an, im Streichen umbiegend, in nördlicher Richtung am Grenzkamm Antigorio und Tessin auf zirka 25 Kilometer sich verfolgen lassen. Andererseits sind die gleichen beiden Bänder mesozoischer Gesteine gegen Westen im Talgrund von Zwischenbergen und an der Simplonstraße unterhalb Al Gabi aufgeschlossen, von wo aus sie, wiederum im Streichen umbiegend, nordöstliche Richtung annehmen und vom Ostfuß des Monte Leone aus über Beglia und Devero bis zu den Tosafällen die Zone der „Deverschiefer“ bilden, welche am Griespass mit den Schiefern der Bedrettomulde verschmelzen. Diese Deverschiefer werden nordwärts von den „Gneisen des Ofenhorns“, denen der Serpentin des Geißpfades angehört, in flacher

Pizzo Tizzo
(Serpentin)
N

Scatta minojo
(Gneis über Bündnerschiefern)
S



Phot. Dr. Fankhauser

Lagerung überdeckt; südwärts liegen sie dem „Antigorigneis“ auf. Hoch oben an den Flanken des Monte Leone, des Hüllehorn, des Helsenhorn und des Cherbadung tritt über den Ofenhorngneisen ein neues Band von mesozoischen Schiefern zutage, das von den „Berisalgneisen“ bedeckt wird. Tief unten an der Diveria bei Varzo und am Toce bei Baceno erscheint unter dem Antigorigneis noch einmal ein Komplex mesozoischer Schiefer, in deren Liegenden ein neuer, tiefster Gneis, der „Verampiogneis“ zutage tritt.

Es ist unverkennbar, daß in dem Gebirge zwischen Simplon und Tessintal im ganzen die Schichten kuppel- oder domartig gelagert erscheinen, daß sie aber nirgends von oben nach unten eine normale Schichtfolge vom Jüngern zum Ältern darstellen. Als jüngstes Glied haben wir die jurassischen Bündnerschiefer zu bezeichnen, die, in gewissen Horizonten fossilienführend, als Bedrettomulde zwischen den nördlichen Zentralmassiven und den südlichen Gneisen lagern und einst als kontinuierliche Decke südwärts über das ganze Gebiet sich ausgedehnt haben. Südlich der Bedrettomulde liegen sechs Horizonte verschiedenartiger Gneise mehr oder weniger horizontal übereinander und immer werden je zwei verschiedenartige Gneise durch eine Lage von Bündnerschiefern von einander getrennt. Diese Lagen von Bündnerschiefern müssen wir als Mulden auffassen, denn eine jede derselben ist sowohl gegen den hangenden als auch gegen den liegenden Gneistkomplex von typischen Trias-

Fig. 49.
N Blindenhorn Cherbadung ges. vom Helsenhorn. S



Phot. Dr. Hollenweger

Fig. 50.
S Helsenhorn ges. vom Cherbadung. N



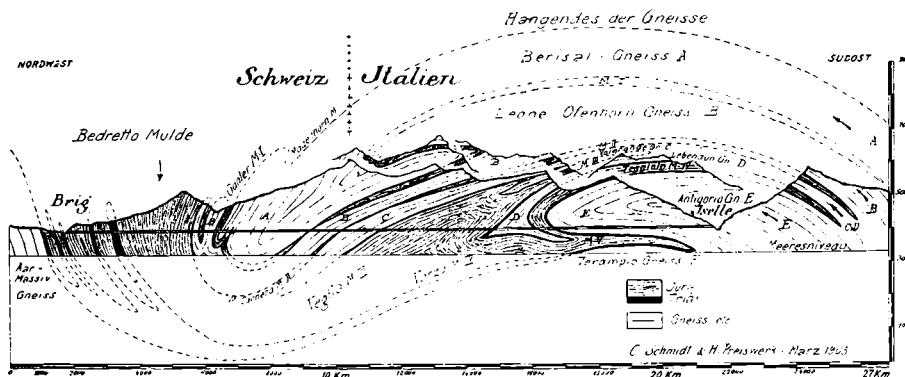
Berisal-
Gneis
Bündnerich.

Ofenhorn-
Gneis

Phot. Dr. Fankhauser

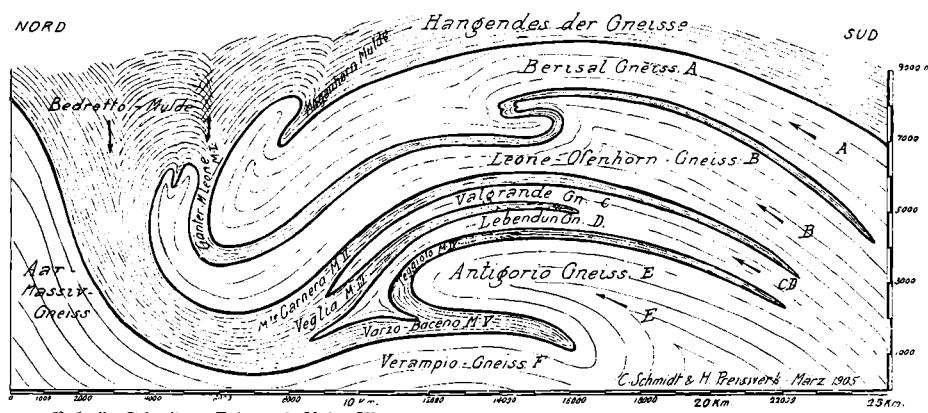
gesteinen in mehr oder weniger kontinuierlichem Zuge begleitet. Durch Kombination von Querschnitten durch das Gebirge zwischen Brig und Vinn im Norden und Zwischenbergen und Crevola im Süden erhalten wir so für die Region des italienisch-schweizerischen Grenzgebirges ein Profil, das bei

Fig. 51.
Geologisches Profil längs der Axe des Simplontunnels.



Schema der Tektonik im Simplongebiet.

Fig. 52.

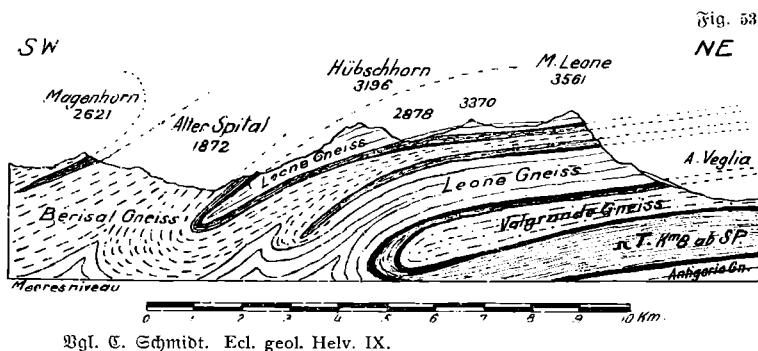


Vgl. C. Schmidt. Ecl. geol. Helv. IX.

vollständiger Erhaltung aller Bestandteile einen 8000—9000 Meter umfassenden Schichtkomplex zur Darstellung bringen muß. Dieser Schichtkomplex sinkt von Osten nach Westen; der Tunnel durchfährt die Elemente desselben in relativ schon stark versenkter Position.

Die mechanische Deutung für die skizzierten Lagerungsverhältnisse im Profil durch die Gebirgsmasse des Simplon kann nur gegeben werden, indem man das System der sechs Schieferlagen und der sechs Gneiskomplexe als

übereinander lagernde, flach liegende Isoklinalfalten auffaßt, deren Gneiskerne von Süden, Südwesten und Südosten emporsteigen, nach Norden sich senken, sich verbreitern, wieder aufgestülpt werden und zurückbranden. Die Gneise sind so bis auf 20 Kilometer Länge den flach nach Süden ausgezogenen Mulden der mesozoischen Schiefer aufgelagert. Das komplizierte Faltenystem des Simplon versinkt gegen Westen; vom Massiv des Monte Leone fallen alle Schichten nach Südwesten. Die im Simplongebiet am höchsten

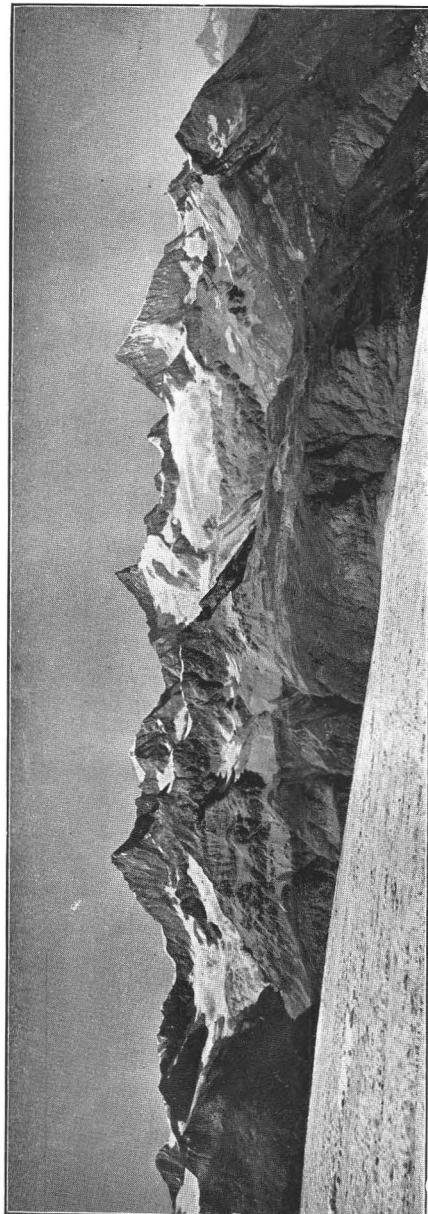


Vgl. C. Schmidt. Ecl. geol. Helv. IX.

liegenden Gneise und Glimmerschiefer, die Gruppe der Berisalgneise, bilden nun eine über Fletschhorn, Mischabel, Mont Fort nach dem Großen St. Bernhard hinziehende breite Zone. Die Täler des Unterwallis: Turtmannatal, Val d'Anniviers, Val d'Hérens, Val d'Hermence, Val de Bagne zeigen alle analoge Profile. Am Ausgänge dieser Täler wird die Karbonzone, „Zone axiale“ der französischen Alpen, angeschnitten; darüber liegt Quarzit und Pontiskalk. Im Mittelstück der Täler herrschen die mannigfaltigen Glimmerschiefer und Gneise der Zone „Großer St. Bernhard-Berisal“. Auf den Rändern zwischen Val d'Hérens, Val d'Anniviers und Turtmannatal finden wir über diesen Gneisen an den Becs de Bossoms, an der Bella Tola und am Roc de Budri Reste der die altkristallinen Schiefer bedeckenden Triasgesteine. Wir treffen hier auf eine ganz neue Bündnerschiefer-Zone. Bei Zinal und bei Evolène erreichen diese Schiefer, die in breitem Zuge über Barrhorn, Diablons und Mont Pleureur hinziehen, den Talgrund, um südwärts unterzutauchen unter die Arollagneise der Dent Blanche-Masse. Die Bündnerschiefer von Zinal versetzen wir als ein kontinuierliches Band von den Diablons über Barrhorn, Zermatt, Theodulpaß nach St. Marcel im Aostatal, von dort über Cogne nach Aosta zum Grd. Combin und Mont Pleureur und zurück bis Evolène und Zinal. Dieses elliptische Band von Kalkschiefern und Grünschiefern umschließt eine kompakte Masse kristalliner Gesteine, die nicht wie diejenigen des Mont Blanc- und Gotthardmassivs fächerförmig steil aufgerichtet sind, sondern in ihrer Gesamtmasse flach liegen. Wir kommen zu der Ansicht, daß die gneisartigen Gesteine der Dent Blanche-Masse, die im Mont Blanc de Seillon,

Fig. 54.

Panorama von der Scheidehütte 3324 m.
Gabelhorn 4073 Zinal Rothorn 4382
Weißhorn 4512



Phot. Gehr. Wehni

im Monte Colon, in der Dt. Blanche und Dt. d'Hérens, im Matterhorn, Rothorn und Weißhorn hoch aufragen, schüsselförmig auflagern den sie umschließenden und unterteufenden Kalkschiefern der Zinalmulde. — Westlich der Zinalmulde, am Gornergrat, am Weißtor, tauchen unter den Kalkschiefern die domförmig aufgewölbten Gneise des Monte Rosa empor, die gegen Osten durch das Val d'Anzasca sich verbinden mit den Gneisen des Tessin.

Bündnerschiefer und die mit ihnen verfalteten, konkordant darunter liegenden archaischen Gneise bilden den Hauptstamm der Alpen vom Gran Paradiso bis zum Massiv der Suretta. Zwischen Andeer und Castasegna in Val Bregaglia werden die ostwärts einfallenden Gneise von den Bündnerschiefern des Oberhalbstein überlagert. Dieses die ganze axiale Zone der Westalpen durchziehende System flyschartiger Sedimente, die zu Trias, Jura und Unterer Kreide gehören, stößt in Graubünden ab an einer Linie, die wir verfolgen vom Septimer über Tiefenkastel nach Churwalden, von da über Langwies nach Klosters zur Sulzfluh und endlich von dort westwärts zum Falknis. Das östliche und südöstliche Graubünden erscheint als eine neue geologische Provinz. Rhätikon, Plessurgebirge, Tinzenhorn und Piz d'Err überragen in steilen Gräten und vergletscherten Massiven das Schieferland. Die Splügenberge, Teurihorn, Steilerhorn, Piz Bizzan sind auf

den Bündnerschiefern schwimmende, starkgefaltete, zusammengestaute Kalkföhre. Die Kalkberge des Mittlern Bündens: Casanna, Schiahorn, Aroser Rothorn, Lenzerhorn, Duncan, Piz d'Aela und Tinzenhorn bestehen aus marinen Kalken der Trias und werden da und dort bedeckt von jurassischen Schichten. Jura und Trias zeigen hier eine Ausbildung, wie sie den Ostalpen und den Mittelmeerlandern eigentümlich ist und ähnlich sich wiederfindet in den Klippen der Mittelschweiz, sowie in den Freiburger- und Chablaisalpen, aber fremd ist den helvetischen Kalkalpen. Überall hat es den Anschein, als ob die Bündnerschiefer gegen Osten und gegen Süden untertauchen würden unter die Kalkberge Mittelbündens und des Rhätikon. — St. Antönien im Prättigau liegt inmitten der begrasten, sanft abgerundeten Schieferberge. Über den Schiefern erhebt sich

St. Antönien im Prättigau.

Gargellenjoch

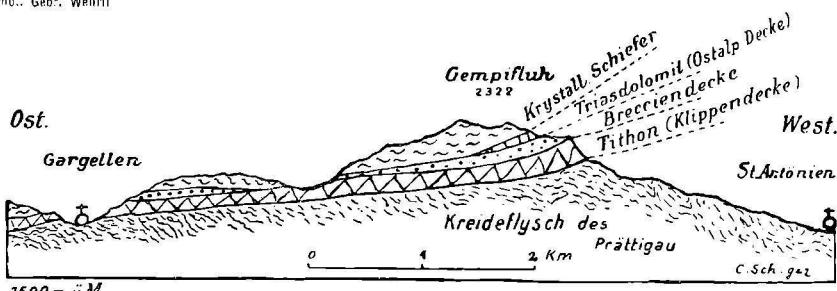
Gempisfluh

Fig. 55.

Madrisaspit



Phot. Geb. Wehrli



Vgl. W. v. Seidlitz. Ber. N. 6. Freiburg i Br. 1906.

eine steile, graue Felswand, der zum Obern Weissen Jura gehörende Sulzfluhkalk; darüber liegt Triasdolomit und die Spitzen des Grenzkammes bestehen aus Gneis. Nun finden wir am Ostabhang des Gebirges im Vorarlbergischen, bei Gargellen, in tiefen Taleinschnitten unter den Gneisen wieder hervortreten Sulzfluhkalk und Bündnerschiefer. Die Gneise sind somit als ostwärts einfallende Decke über jüngeren Sedimenten liegend, nachgewiesen auf 5 Kilometer Länge. — Vom Gürgaleisch östlich ob Churwalden bis zum Südabhang des Parpaner Weizhorn verfolgen wir eine kompliziert zusammengesetzte Serie jurassischer und triadischer Schichten in ostalpiner Entwicklung. Die Bündnerschiefer von Tschiertschen fallen gegen Süden, diejenigen der Lenzerheide gegen Osten unter diese Platte ein und über ihr liegen die Gneise des Erzhorns und der Alp Sanaspans. — Die über jüngern Sedimenten liegenden Gneise des Madrisa stehen gegen Osten und Süden in ununterbrochenem Zusammenhang mit der ausgedehnten Masse altkristalliner Gesteine, die von der Silvretta bis zum Piz Resch sich ausdehnt. Unter diese Gneise tauchen die Kalke des Plessurgebirges, auf ihnen liegen diejenigen des Ducan und dann südlich des Engadin die vielgegliederte Kalkmasse der Ofenerberge bis zum Piz Umbrail am Stilfserjoch und Piz Lat ob Martinsbrück. Bei Landeck durchqueren die Silvrettagneise das Inntal und ohne Unterbruch setzen sie sich fort in die Östalmasse, die gegen Südwesten unter die Kalkgebirge der Ortler-, das heißt Piz Lat-, Piz Umbrail-Masse untertaucht. Silvretta und Özmasse stellen sich als eine teltonische Einheit dar. Im Val d'Uina, im Scarital ist die Decke von Triasgesteinen durchsägt, die basalen Gneise treten darunter zutage und wiederum erscheinen dieselben in schmalem Streifen am Südufer des Inn im Unterengadin zwischen Nauders und Guarda, wo sie mit den Gneisen des Piz Linard sich verbinden.

Da wo so in schmalem Zuge zusammengequetscht die Silvrettagneise unter das triadische Deckgebirge der Piz Lischanamasse südwärts untertauchen, tritt unter ihnen hervor das Bündnerschiefergebiet des Unterengadin. Die an Einlagerungen basischer Eruptivgesteine reichen Bündnerschiefer des Unterengadin gehören nach ihrem Alter zum Jura und zur untern Kreide, sie sind identisch mit den Schiefern, die Prättigau und Schanfigg erfüllen. In elliptischer Masse von 55 Kilometer Länge und 25 Kilometer maximaler Breite treten dieselben zutage zwischen Guarda im Südwesten und Pruz im Nordosten. Im Mutler und Piz Mondin erheben sie sich über 3000 Meter und gegen Nordwesten tauchen sie unter die Gneise der Silvretta, um, wie wir heute annehmen, sich unterirdisch zu verbinden mit den Schiefern des Prättigau. Gleichwie die Gneise der Dent Blanche im Wallis steigen auch die Silvrettagneise nicht da wo sie heute liegen aus der Tiefe empor, sondern sie ruhen auf einer Unterlage von Bündnerschiefern.

Unsere Wanderung durch das Alpengebirge führt uns allmählich an den Südabhang. Auf der ersten genaueren geologischen Karte der Schweiz,

die im Jahre 1852 erschien, ist zwischen Tessinthal und Ossolatal eine Linie eingezzeichnet, welche die Grenze angibt zwischen horizontal liegendem und steil nach Süden einfallendem Gneis. Da wo die nach Süden abfließenden Bäche der Alpen sich nach und nach vereinigt haben zu den großen Strömen des Tessin, des Toce, der Dora Baltea, auf der Linie Chiavenna Domo d'Ossola - Ivrea, sind die Gneise alle steil aufgerichtet und streichen wie die Alte des Gebirges von Südwest nach Nordost. Im Tessintal besonders ist es schön zu sehen, wie an den steilen Berghängen bei Biasca die Bänke des Tessingergneises in horizontaler Lage sich aufeinandertürmen. Ob Claro beginnen sie südwärts zu neigen und bei Castione erreichen sie in steiler Stellung die Talsohle. Hier findet sich eine Einlagerung von Marmoren und Kalksilikathornfelsen, die in großen Steinbrüchen ausgebaut werden. Diese Marmorlage von Castione verfolgen wir gegen Südwesten auf eine Länge von 150 Kilometer bis zur Dora Baltea bei Ivrea. Mehrfach ist dieselbe unterbrochen. Im Flusßgebiet der Sesia bei Rimella und Fobello treten Kalkschiefer zu den Marmoren; nordwestlich von Biella sind geschieferte Porphyrite dem Marmor beigezellt. Wir sehen, die Zone der zentralalpinen Gneise wird südwärts begrenzt von einer schmalen, spitzen Mulde, die aus Marmoren der inneralpinen Trias und aus Bündnerschiefern besteht. In den westlichen Alpen ändert sich der Charakter der altkristallinen Gesteine südwärts dieser Einlagerung, wir treten ein in die sogenannte Amphibolitzone von Ivrea. Im Tal des Toce zwischen Vogogna und Ornavasso erscheint diese neue Ge steinszone in besonders auffälliger Weise als eine orographische Einheit. Die grobbankigen, hornblendereichen Gesteine dieser Zone, die Nickelerze enthalten, sind steil aufgerichtet. Das massige Gebirge erhebt sich zu 1500—2000 Meter. Die Rämme sind felsig, zackig, die Abhänge schroff und nackt; die düstere Felsmasse ist von tiefen, schlundartigen Tälern mit steilen, glatten Wänden durchfurcht. Zwischen Biella und Ivrea treten diese Amphibolite an die piemontesische Ebene, als mehr oder weniger geschlossenes Ganzes erreichen sie das Toctal, weiter östlich verschmälert sich die Zone etwas und erscheint weniger kompakt; bei Ascona tritt sie ans Ufer des Lago maggiore; die Schlösser von Bellinzona stehen auf aus Amphiboliten bestehenden Hügeln, die mitten im Tale der Erosion Widerstand geleistet haben. Nördlich des Passo S. Jorio überschreitet die Amphibolitzone den Grenzkamm und östlich des Mairatales vereinigt sie sich mit dem Disgraziagebirge.

Im Beltlin, bei Tirano, erscheint in den Gneisen Kalk und Rauchwacke der Trias und von da ab wird auf 160 Kilometer Länge die Amphibolitzone von Ivrea auch an ihrem südlichen Rande begleitet von steilstehenden, mehrfach unterbrochenen Kalkzügen. Am Nordende des Comersees bei Dubino ist typische südalpine Trias den Gneisen eingekleilt und weiter am Passo S. Jorio, bei Ascona, auf der Strecke von Ornavasso bis Varallo sind diese Kalke aufgeschlossen. Aus dem Marmor von Ornavasso ist der Mailänder

Dom erbaut. Ich betrachte das Alter aller dieser Kalke als triadisch, die Amphibolitzone von Ivrea erscheint als eine lang hinziehende Antiklinale, die nördlich und südlich auf ihrem ganzen, von Südwesten nach Nordosten gerichteten Verlauf von je einer enggepreßten Triassynklinale begleitet ist.

Zwischen Sondrio im Weltlin und dem Albulapass liegen die gewaltigen Massive der Disgrazia, des Bernina, des Julier, die gegen Norden scharf abschneiden an einem Muldenzug von Schichten des Lias, der von Vormio bis Bergün sich erstreckt. Die oberengadiner Massive bestehen aus Amphiboliten, Dioriten und Graniten; sie sind nichts anderes, als das östliche Ende der Zone von Ivrea. Bemerkenswert ist der Nordrand dieser Granitberge an der Albula. An die Granitmasse des Piz Giumels lehnen sich nordwärts, die Senke des Albulapasses erfüllend, Schichten des Lias und der Trias, die im allgemeinen gegen Süden einfallen. Unter dem Granit des Piz Giumels durchfuhr nun, zirka 1 Kilometer südwärts der oberflächlichen Grenze von Trias und Liasschiefern gegen den Granit, der Albulatunnel eine Scholle von Kalkschiefern, die 750 Meter tief unter dem Granit begraben liegt. Wir ziehen daraus den Schluß, daß das Ostende der Zone von Ivrea mit seinem Nordrande über die ihm vorgelagerten Sedimente hinübergeschoben ist, ähnlich wie die Gneise des Simplon über die Schiefer der Bedrettomulde.

Während die „Zone von Ivrea“ östlich von Biella an die Ebene herantritt, den Südrand der Alpen bildend, legen sich gegen Osten neue Elemente, die ostwärts immer breiter werden, an den Alpenkörper an. Zwischen Bellinzona und Lugano liegen die Gneise des M. Cenere. Man hat diese Gneismasse als das „Seengebirge“ bezeichnet, sie beherbergen die Granitstöcke von Baveno, von Orta-Borgosesia und von Biella. Am Monte Cenere sind die Gneise steil aufgerichtet, gleich wie im Aarmassiv und wie im Schwarzwald und Vogesen. Wie dort sind auch hier, bei Manno, Sandsteine der Steinkohlenzeit zwischen die Gneise eingeklemmt und da wo die Gneise am Rande der Alpen zur Tiefe sinken, werden sie überdeckt von Sedimenten und Eruptivdecken, die den Formationen des Perm bis zum ältern Tertiär angehören. Wir treten ein in das Gebiet der südlichen Kalkalpen, die von den oberitalienischen Seen aus durch Venetien und Südtirol nach Dalmatien sich fortsetzen, den dinaridischen Seitenzweig der Alpen bildend. — An den oberitalienischen Seen bilden die vornehmlich aus marinen Trias-, Jura- und Kreideschichten in mediterraner Entwicklung bestehenden Kalkalpen eine flach gewellte, von Verwerfungen durchzogene Decke, die im allgemeinen nach Süden geneigt ist und sogar südwärts übergelegte Gewölbe, südwärts gerichtete Überschiebungen erkennen läßt.

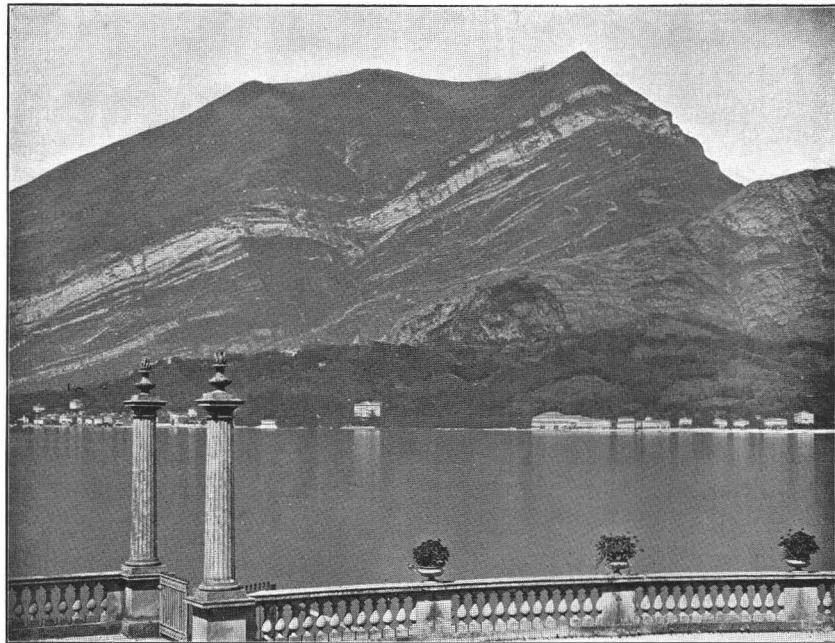
Charakteristisch ist das Einsehen der Luganeser Kalkalpen zwischen dem See von Porlezza und Val Colla. Ganz analog wie am Nordabfall der Alpen endigen auch hier die alpeneinwärts ansteigenden, auf steil stehenden

Monte Crocione ges. von Villa Melzi, Bellagio.

Fig. 56.

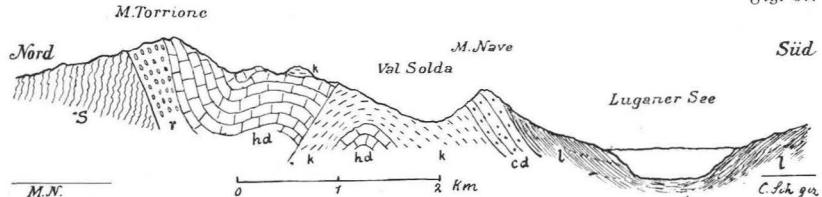
Rhät. Lias

Hauptdolomit



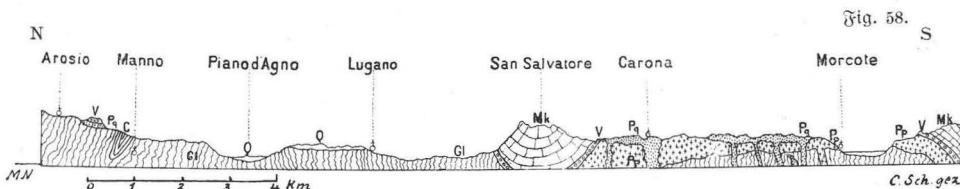
Phot. Bosetti, Bellagio

Fig. 57.



S = Kristalline Schiefer. r = Unt. Trias. hd = Hauptdolomit. k = Rössener Schichten.
cd = Conchondodolomit. l = Lias.

Bgl. v. Büttram. Ber. Nat. Ges. Freiburg i. B. 1903.



Gl = Glimmerschiefer. C = Carbon. V = Verrucano. Mk = Muschelkalk und Eisenkalk.

Pp = Porphyrit. Pq = Quarzporphyr. Q = Quartär.

Bgl. C. Schmidt. Ecl. geol. Helv. 1890.

Fig. 58.

S

kristallinen Schiefern liegenden Sedimente in steilen Abwitterungsprofilen. Die dolomitischen Kalke überragen in den bizarren Formen der „Denti della Vecchia“ die nördlich vorgelagerten, sanft gerundeten Gneisberge. Wie im Norden liegt auf den Gneisen discordant eine Bank von Konglomeraten und Sandsteinen. In den Bergen um den vielverzweigten westlichen Lagonersee werden die Gneise überdeckt von mächtigen Decken, bestehend aus Porphyriten und Porphyren. Zur Zeit als tief unter der Erde die Granitmassen von Baveno innerhalb der Gneise des Seengebirges erstarrt sind, drang auch vulkanisches Magma an die Oberfläche und erstarrte zu den Laven, aus denen heute die buschbewachsenen Porphyrrberge zwischen Lugano und Val Sesia bestehen. — Die Porphyrr und Verrucano überlagernden Sedimente der mesozoischen Formationen sind in ihrer ganzen Ausbildung vollständig verschieden von denjenigen, die an und auf dem Nordrande des Alarmassivs liegen. Die Trias bildet ein bis über 1000 m mächtiges System dolomitischer Kalke mit dazwischen gelagerten mergeligen Horizonten; die dunkeln tonigen Kalke des Lias setzen die ganze Masse des Mts. Generoso zusammen; der Jura ist durch eine wenig mächtige Schicht von roten Radiolarienhornsteinen vertreten; die grauen und roten Mergel der oberen Kreide (Scaglia) erscheinen an den Südabhängen der äußersten alpinen Berge und bilden den Untergrund der Ebene, wo die Gletscher der Diluvialzeit breite Becken gegraben und mächtige Moränenwälle aufgeschüttet haben. — Ein am Nordrand der Alpen dominierendes Element, nämlich die miocäne subalpine Nagelfluh, ist auch auf der Südseite vorhanden, erlangt aber nur geringe orographische Bedeutung. Zwischen Varese und Como finden wir eine aus der welligen Landschaft kaum hervor sich hebende Hügelreihe, die aus Nagelfluhbänken besteht. Am Monte Olimpino bei Como erreicht dieselbe ihre größte Entwicklung. Das ist der Schuttwall der miocänen Alpen an ihrem Südrande, Monte Olimpino ist das Gegenstück des Rigi. Wir sahen, alle Gesteinsmassen der Alpen drängen nach Norden und auch zur Tertiärzeit häuften sich am Nordfuß des Gebirges seine Trümmer zu viel größeren Massen als im Süden. — Ganz anders ist auch die Beziehung zwischen Natur der Gerölle in der miocänen Nagelfluh am Südfuß der Alpen zum anliegenden Gebirge, als am Nordabfall. Die Nagelfluh des Mts. Olimpino enthält massenhaft alle die Gesteinsarten, welche die Luganeser Alpen zusammensezen; daneben finden wir Granite, Diorite *ec.* aus dem Beltlin. Die Heimatbestimmung der Bestandteile dieser Nagelfluh bietet nicht die geringsten Schwierigkeiten. Bemerkenswert ist es, daß Gneise der Tessineralpen unter den Geröllen der Nagelfluh zu fehlen scheinen. Zur Miocänzeit bestand der Südfuß der Alpen aus den gleichen Gesteinsmassen, deren Reste heute noch dort liegen. Es reichten aber damals dieselben noch weiter nach Norden, die inneralpinen Gneise waren von ihnen noch bedeckt.

Auf eine weitere Differenz zwischen Nord und Süd muß ich noch kurz hinweisen. Auf der Nordseite der Alpen gehören die jüngsten, marinen Abläufe

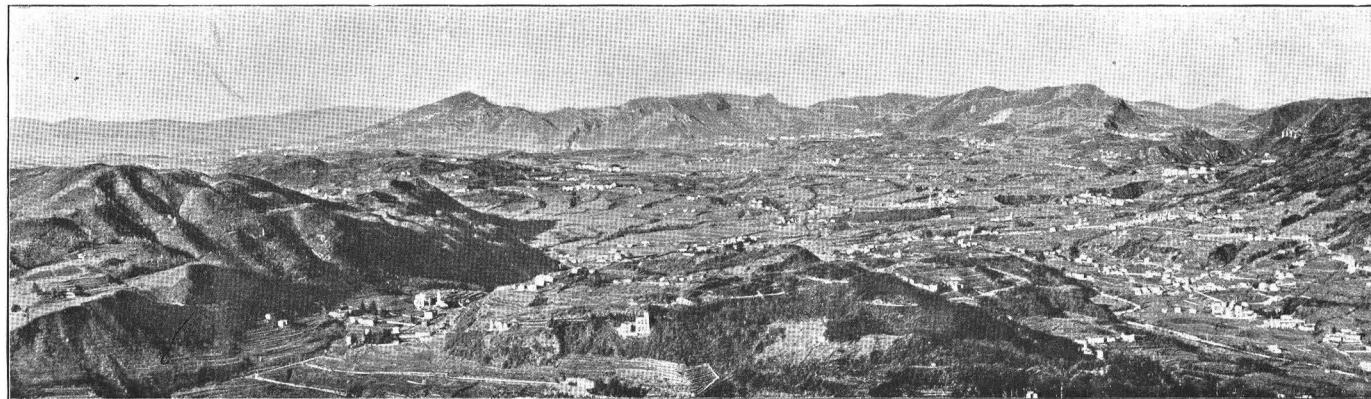
Südrand der Alpen, gesehen von Brunate ob Como.

Mt. Olimpino

Campo dei Fiori
1227 m

Fig. 59.

Poncione d'Arzo 1016 m
Saltrio



Süd

Mt. Olimpino

Pedrinate

Balerna
Fornaci

Ligornetto

Cave di Saltrio

San Giorgio

Nord

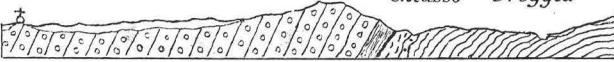
Luganer See



Lucino

Mt. Olimpino

Chiasso Breggia



C. Sch. gez.

Bgl. C. Schmidt. Eclog. geol. Helv. 1890.



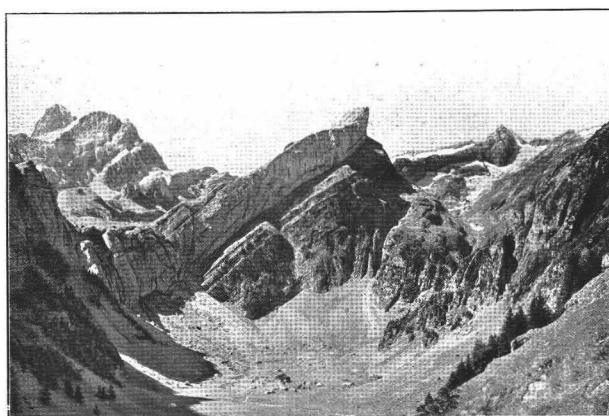
zur miocänen Molasse; den Fuß der Südalpen jedoch hat noch zur Miocänzeit das Meer bespült, fiordartig ins Gebirgsland eindringend.

Unsere Wanderung durch die Schweiz vom Schwarzwald bis in die lombardische Ebene ist zu Ende. Das geologische Bild der Schweizeralpen habe ich versucht zu skizzieren. Wie aus der Gruppierung der Bilder die Erkenntnis eines einheitlichen Baues des ganzen Gebirges sich herauszubilden vermag, wie wir in letzter Linie es versuchen können, die geologische Geschichte des Landes zu rekonstruieren, soll weiterhin dargelegt werden.

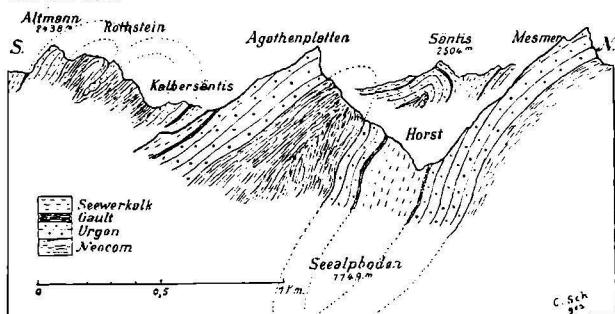
* * *

Die Grundlagen für ein wissenschaftliches Erkennen der Natur der heutigen Gebirge vom Typus von Alpen und Jura sind zweierlei Art. Die Gesteinsmassen sehen wir erstens nicht mehr in ihrer ursprünglichen

S. Altmann und Säntis, ges. vom Seetalpsee. Fig. 60.
N.



Phot. Gebr. Wehrli

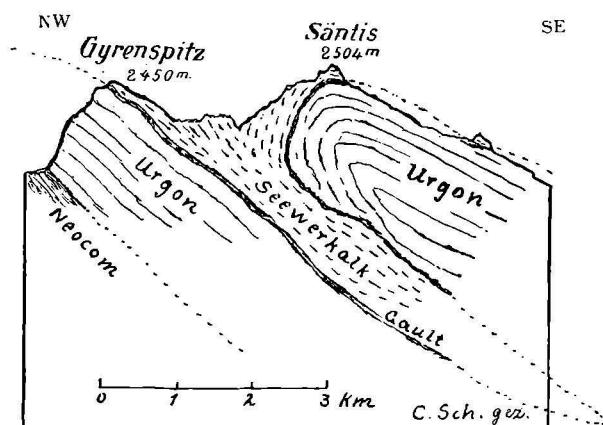
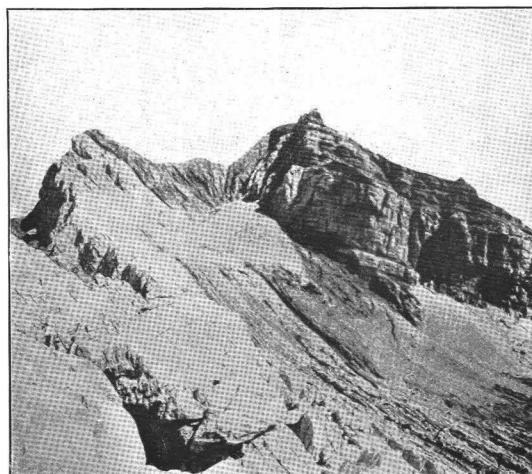


Bgl. A. Heim. B. G. S. XVI. N. 3.

Lagerung vor uns an dem Orte, wo sie entstanden sind. Wir konstatieren Verschiebungen längs Brüchen in annähernd vertikaler, zentripetaler Richtung, wir sprechen von Verwerfungen oder wir beobachten Aufrichtung ursprünglich

horizontal abgelagerter Schichten, wellenförmiges Auf- und Absteigen derselben; die Art der Lagerung der Schichten entspricht einem tangentialen Zusammenschub, wir sprechen von Falten und Überschiebungen. Der zweite Faktor, der die Erscheinungsform der Gebirge bedingt, ist die Erosion. Die Gebirge

Säntisgipfel ges. von Westen. Fig. 61.



Vgl. A. Heim. B. G. S. XVI. N. 3.

finden Ruinen. Die Gesteine, die heute an der Oberfläche liegen, waren einst verborgen unter einer mächtigen Decke von Gesteinsmaterial, das unter dem Einfluß der Atmosphären gelockert und talwärts den Meeren zugeführt worden ist. Um tausende von Metern sind so die Gebirge erniedrigt worden und das Endziel der Erosion ist ein völliges Ausebnen. Nur dem Geologen, der die Struktur des Untergrundes der Ebene untersuchen kann, wird da die

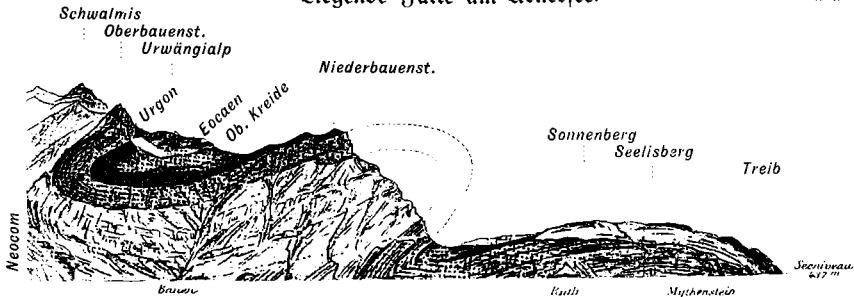
Kunde von dem einstigen Vorhandensein einer hochragenden Gebirgskette offenbar.

In der Gegend von Saarbrücken zieht der Pflug ruhig seine Furchen in fruchtbarem Ackerland, da wo längs eines scharfen Sprunges die südwärts gelegenen Schichten um mehrere tausend Meter gegen diejenigen im Norden versenkt worden sind. In den Kohlengruben Belgiens fand man unter horizontal liegenden Schichten der Kreideformation die karbonischen Schichten stark gefaltet und außerdem verschoben längs zwei gegen Nord und gegen Süd flach geneigten Flächen. Ein altes, unterirdisches Gebirge offenbart sich uns und an 3000 m mächtige Massen desselben sind abgetragen worden. — Bei uns sind die Gebirge jünger. Die einst entstandenen Rundzeln und Sprünge der Erdkruste sind noch nicht wieder ausgeebnet; sie bilden unsere Berge.

Brüche und Falten, die das Gestein längst nach seiner Entstehung erfahren hat, sind seit langem erkannt und richtig gedeutet worden. Wer offenen Auges den Jura z. B. zwischen Basel und Biel durchquert, der erkennt, daß hier in der Richtung des Gebirges lang sich hinziehende Gewölbe und Mulden aneinander sich reihen. In den Alpen wird das Ausmaß der Gesteinswellen größer, die Falten stehen meist nicht mehr nebeneinander, sie überschlagen sich und türmen sich aufeinander. Zugleich wird auch das Maß der Erosion größer und wenn

Liegende Falte am Urnersee.

Fig. 62.



Vgl. N. Heim, B. G. S. XXV.

man nach mühevollsten Untersuchungen glaubt den Verlauf der gefalteten Schichten richtig zu erkennen, d. h. anzugeben, wie über dem heutigen Gebirge einst die Schichten verlaufen sind und wie sie unter der Oberfläche verborgen ihren Weg finden, so entsteht ein Bild, dessen Komplikation erschreckt, und die Darstellung wurde nur zu oft als ein reines Phantasiegebilde von solchen Forschern angesehen, deren Arbeitsgebiet eine Gegend ist, wo die Gesteine tatsächlich ruhiger geblieben sind. Credo quia absurdum est, sagte scherhaft ein schwäbischer Geologe, dem die Tektonik der Berge am Walensee dargelegt wurde.

Man hat versucht zahlenmäßig einen Begriff für das Maß des tangentialen Zusammenschubes der Erdkruste in Faltengebirgen zu geben. Für den

regelmäßig, wenig stark gefalteten Neuenburger Jura z. B. ergibt es sich, daß durch den tangentialen Zusammenschub ein ursprünglich 23 km breiter Streifen auf 20 km verkürzt wurde, d. h. Gesteine, die ursprünglich 100 km von einander entfernt lagen, sind heute auf 87 km Distanz sich näher gerückt. Für die Nordzone der Alpen hat man vor Jahren einen Zusammenschub von 240 km auf 120 km Breite angenommen, resp. von 100 auf 50. Die Prüfung der heute vorliegenden geologischen Profile durch die Schweizeralpen führt zur Annahme weit beträchtlicherer Verkürzungen. Die Strecke von St. Gallen nach Chur beträgt 60 km, eine bestimmte Gesteinsschicht hingegen, die wir heute bei St. Gallen in der Tiefe finden würden, dürfte nach meiner Schätzung von der gleichalterigen Gesteinsschicht, die in der Gegend von Chur ansteht, ursprünglich 360 km entfernt gelegen haben: ein 100 km breiter Streifen wäre hier auf 16 km Breite verkürzt. Nach unseren Untersuchungen läßt sich für das Simplongebiet eine ähnliche Berechnung ausführen: das Gestein, das beim Nordportal im Rhonetal ansteht, war von demjenigen gleichen geologischen Alters, das jenseits des Gebirges über dem Südportal, also in 20 km Entfernung sich fand, ursprünglich nicht 20, sondern 200 km entfernt: ein 100 km breiter Streifen wurde hier auf 10 km Breite verkürzt. Im Mittel können wir für das gesamte Gebiet der Schweizeralpen eine Verkürzung ihrer Breite von 600 km auf 150 km resp. von 100 auf 25 annehmen.

Die jetzige Breite des Gebirges, dividiert durch die ursprüngliche Breite dieser Zone vor der Faltung ergibt den relativen Zusammenschub. Wir erhalten für den Jura $\frac{3}{4}$, für die Glarneralpen $\frac{1}{6}$, für den Simplon $\frac{1}{10}$. Wenn es vor 30 Jahren als eine Rühnheit galt, den relativen Zusammenschub in den Alpen auf $\frac{1}{2}$ zu schätzen, finden wir heute in gewissen Gebieten Werte von $\frac{1}{6}$ bis $\frac{1}{10}$, und der Betrag des relativen Gesamtzusammenschubes der Erdkruste in den Alpen, infolge von Faltung, beträgt zum mindesten $\frac{1}{4}$.

Werfen wir einen Blick in die gegenwärtige, überreiche Literatur über die Tektonik der Alpen, so werden wir gewahr, daß Verwerfungen und Falten fast als veraltete Dinge erscheinen. Da wird mit ganz anderen Begriffen operiert: Neue faktische Erkenntnisse, geniale Konzeption, wohl auch hier und da blühende Fantasie lassen die Einbrüche und Faltungen der Erdkruste, an deren gewaltiges Ausmaß zu glauben man nur allmählich sich gewöhnt hat, als kleinliche Verzierungen am alpinen Palaste erscheinen; der Grundplan der Architektur soll durch ganz andere Stilmotive bedingt sein. Man hatte sich daran gewöhnt, die tatsächlich vorliegenden gewaltigen Lagerungsstörungen zu erklären durch Annahme eines aus einem Guß entstandenen Faltenwurfs der Erdkruste, derart, daß man — durch Ergänzung der erodierten und durch Konstruktion von in der Erdtiefe verborgenen Verbindungsstückchen — ohne Unterbruch dem Faden der Ariadne glaubte nachgehen zu können. Für denjenigen Forscher, der vorurteilsfrei alle Besonderheiten im Bau des ganzen Alpengebirges im Auge behielt, mußte es von vornehmerein klar sein, daß die Tektonik

der Alpen durch homogenen Faltenwurf niemals allseitig erklärt werden könnte; das banale Bild des zusammengeschobenen Tischtuches oder der sich runzelnden Haut des Apfels konnte auf die Dauer nicht befriedigen. Jeder Erklärungsversuch für die Tektonik der Alpen, der das Phänomen der Klippen und exotischen Blöcke im Flysch außer acht ließ, der die exotische Zusammensetzung der subalpinen Nagelfluh am Nordabfall des Gebirges nicht richtig würdigte, musste Stückwerk sein. Tatsächlich sind wir in der richtigen Erkenntnis der Dinge in den letzten zehn Jahren einen Schritt weiter gekommen. Es ist verzeihlich, und begreiflich, daß die temperamentvollen Aldepten der neuen Lehre die Beweiskraft ihrer Deduktionen mancherorts überschätzen und gar oft glauben, den Schleier ganz gelüftet zu haben, wo doch tatsächlich wir erst einen Schimmer neuen Lichtes wahrnehmen können. — Wohl selten war in der Geschichte der geologischen Wissenschaft die Entwicklung eines Kapitels so interessant und voll zuverlässlicher Lebensfreudigkeit, wie in unseren Tagen die Alpengeologie. „Die Berge werden lebendig,“ ruft ein junger Schweizer zu der strengen Schule in Berlin — und ich möchte nicht rechten mit jenem Professor der école des mines in Paris, der in feierlicher Rede zu Beginn dieses Jahres erklärte, als er von der Alpengeologie von vor 20 Jahren sprach: „A cette époque les Alpes étaient un chaos, et l'on n'osait presque pas parler d'elles aux étudiants“ und fortfährt: „aujourd'hui les Alpes sont en pleine clarté; le brouillard qui les a si longtemps cachées s'est dissipé presque entièrement.“

Die moderne sogenannte Umprägung der geotektonischen Auffassung unserer Alpen besteht darin, daß die Auflagerung stratigraphisch älterer Gebirgsteile — zonenweise in großer Ausdehnung — auf solchen von jugendlichem Alter immer mehr registriert und teils neu beobachtet, teils konstruiert wird.

Die Klippenberge am Bierwaldstättersee sind augenfällige Beispiele derartiger deckenförmiger Auflagerung von fremdartigen Gebirgsteilen auf jüngeren Schichten. Der Felsklotz der Mythen liegt wurzellos auf den stratigraphisch viel jüngeren schieferigen Gesteinen, welche den Untergrund des Berges bilden. Sicher ist es, daß nach allen Seiten hin, nur nicht nach der Tiefe, die Kalkschichten der Mythen sich fortgesetzt haben, daß die stolze Doppelpyramide nur ein kümmerlicher Erosionsrest ist eines einst viel ausgedehnteren Schichtkomplexes, der als Ganzes einem basalen Gebirge aufgesetzt wurde. Im Norden der Mythen liegen die Nagelfluhberge der Voralpen, deren Bänke unter den Alpentörper einschießen. Die Berggruppe der Mythen liegt auf dem Flysch der Eocänmulde Wildhaus-Habkern, unter welchem der „Schrattenkalk“ von Brunnen zum Axenstein aufsteigt. Alpeneinwärts bis zu den kristallinen Gesteinen des Alaremassis, die als Fortsetzung des Schwarzwaldes aus der Tiefe auftauchen, besteht das Gebirge aus den nordwärts übergelegten, gestreckten und gestauten Falten der helvetischen Kalkalpen. Mit den Gesteinen der Mythen sind dieselben nie in direkter Verbindung gestanden. Nach Nord-

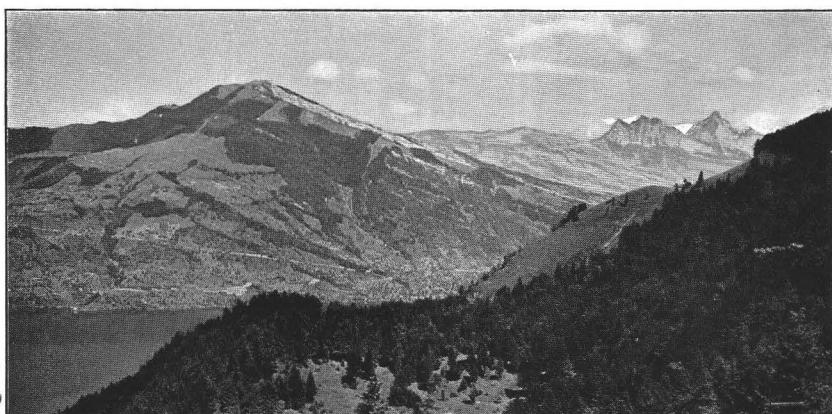
N

Rößberg
(Subalp. mioc. Nagelfluh)

Hohstock
(Flysch)

Mythen Fig. 63.
(Exot. Jura)

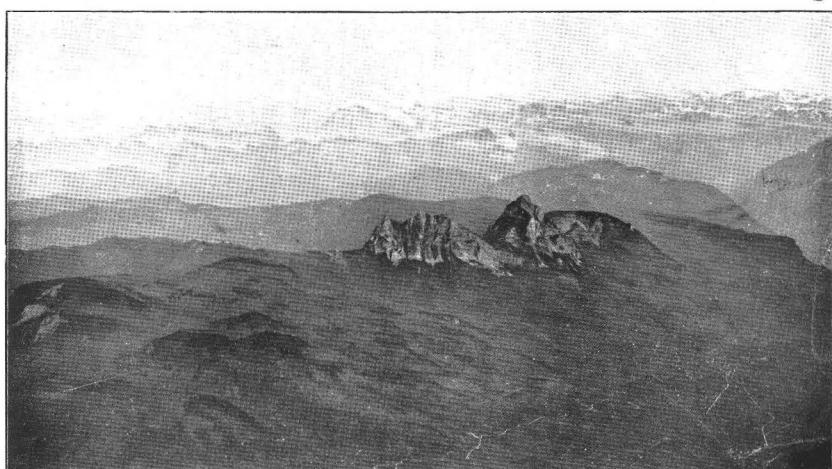
S



Phot. Gebr. Wehrli

N

Mythen-Klippe auf Flysch schwimmend

Fig. 64.
S

Phot. Capt. E. Spelterini vom Ballon Jupiter 1. VIII. 1900.

N

Hohstock
(Flysch)
Brunnen

Kl. u. Gr. Mythen
(Exot. Jura u. Kreide)

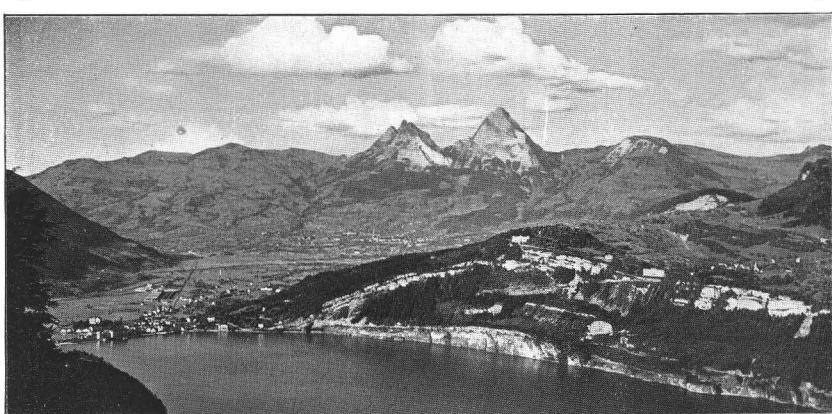
Rote Fluh
(Alpen. Kreide)

Fig. 65.

Arenstein
(Helvet. Kreide)

Gr. Schien
(Alp. Trias)

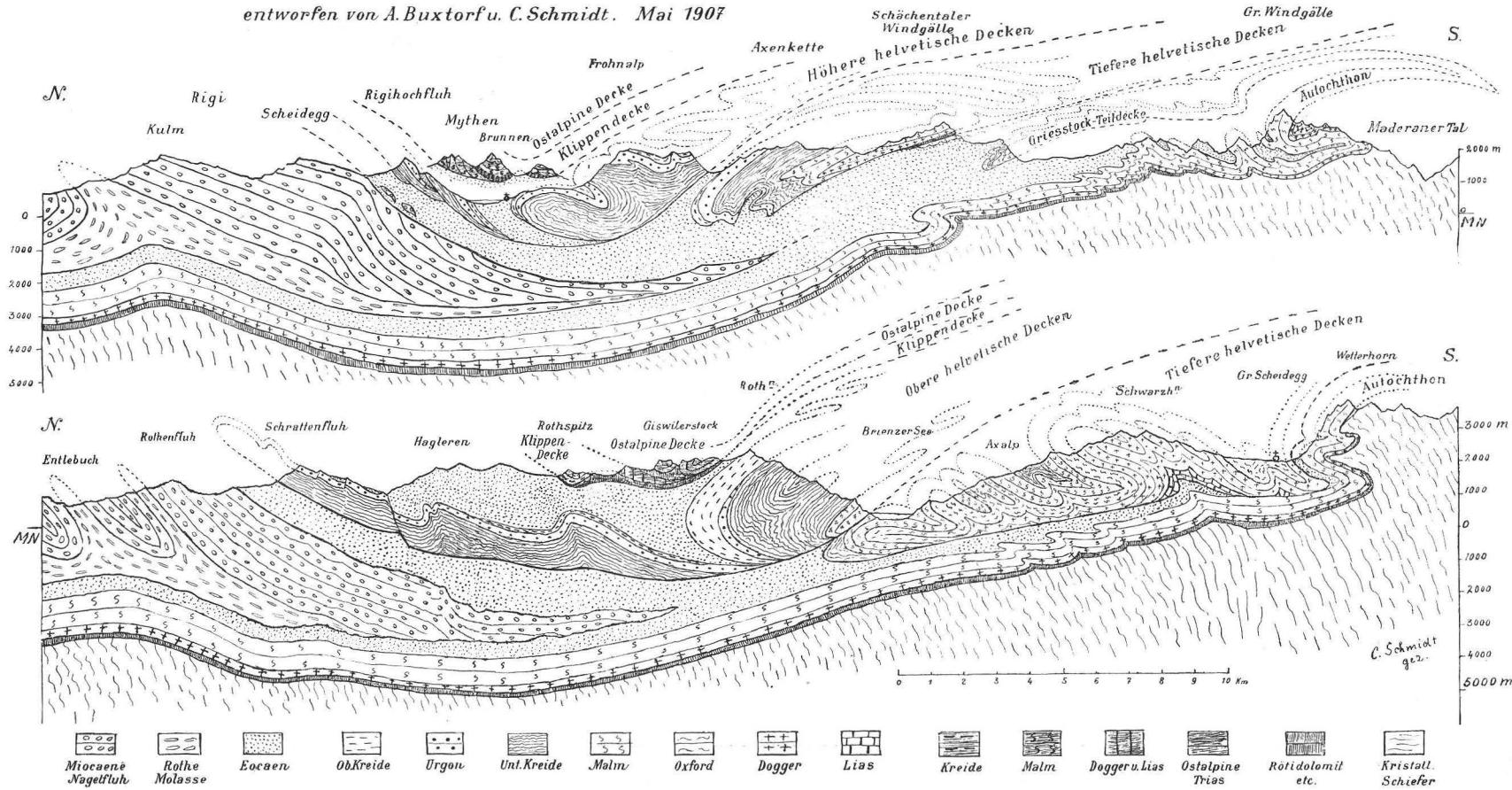
S



Phot. Gebr. Wehrli

Fig. 66.

Zwei geologische Profile durch die nördlichen Alpen der Mittelschweiz.
entworfen von A. Buxtorf u. C. Schmidt. Mai 1907



osten jedoch bei Iberg, dann gegen Südwesten im Buochser- und Stanzerhorn, ferner in den Giswilerstöcken finden wir den Mythengesteinen analoge Schichtkomplexe. Die Erosion hat aus einer einst zusammenhängenden Decke diese uns noch erhalten gebliebenen Stücke herausgeschnitten. In den Voralpen zwischen Thunersee und Genfersee und ebenso zwischen Genfersee und Arve erkennen wir die Fortsetzung derselben Decken. Es ist aber hier der ganze Schichtkomplex stärker versenkt, somit weniger von der Erosion zerstückelt, aber dafür bleibt auch das basale Sockelgebirge in der Tiefe unseren Blicken verborgen.

Es hat lange gedauert, ehe die Richtigkeit dieser Deutung des Tatbestandes allgemeine Anerkennung gefunden hat, auch ist die Opposition heute noch nicht ganz verstummt. Noch schwieriger ist es, die Erklärung des Phänomens zu geben. Von den beiden Alternativen, die Heimat der transportierten Gebirgsstücke zu suchen im Norden, d. h. im Untergrund des schweizerischen Mittellandes, oder im Süden, d. h. in den Alpen jenseits des St. Gotthard, oder gar in der oberitalienischen Tiefebene, hat die zweite immer mehr an Wahrscheinlichkeit gewonnen. Die südliche Herkunft der sogenannten exotischen Massen am Nordrand der Schweizeralpen kann als fundierte wissenschaftliche Theorie gelten, und wie jede Theorie wird auch diese einer Fülle neuer Fragen rufen, ehe vollständige Klarheit erlangt ist. Die geologischen Profile, die wir heute zur Veranschaulichung des alpinen Gebirgsbaues entwerfen, weisen auf den Ursprungsort der Klippen hin und zeigen, wie wir den ursprünglichen Zusammenhang aller Gebirgsteile uns vorstellen.

Wir haben hiemit ein Beispiel von Massendislokation in Gebirgen kennen gelernt: 5000 km² der auf der Nordseite der Schweizeralpen heute noch über dem Meeressniveau sich aufbauenden Gesteinsmasse sind von Süden her auf einem Weg, dessen Länge hundert oder mehr Kilometer betragen mag, an ihren heutigen Platz geführt worden. Durchweg in allen den Gebirgen, welche das Mittelmeergebiet im Norden umrahmen, von den Pyrenäen bis zum Kaukasus, glaubt man nun solche Massendislokationen entdeckt zu haben, und diese sind es, welche den Grundplan des Gebirgsbaues beherrschen sollen.

Für die neuen Anschauungen wurde eine neue Terminologie geschaffen. Die Gebirgsmasse, die von weit her über eine andere hinübergeschoben wurde, liegt der letzteren „wurzello“ auf, sie ist eine Decke, „une nappe“. Deckscholle, lambeau de recouvrement, heißt ein durch Erosion isoliertes Stück der Decke und „Fenster“ wird das unter der erodierten Decke zu Tage tretende basale Gebirge genannt. Der Flysch am Toopaz im Kanton Glarus ist ein unter der Berrucanodecke zu Tage tretendes Fenster; als Fenster unter den Silvrettagneisen auftauchend werden die Bündnerschiefer im Unterengadin erklärt. Neben Faltungen und Verwerfungen haben wir somit als neuen Dislokations-typus die Deckenüberschiebung, charriage der Franzosen, slittamento der Italiener. Die Bewegungsrichtung der Decke ist tangential zur Erdoberfläche

und wenn wir derartige Dislokationen in verschiedenen Graden der Intensität mit einander vergleichen, kommen wir zu dem Resultat, daß die ganze Erscheinung in einer potenzierten Faltung besteht; die Überschiebungdecke ist ein Stück einer liegenden Falte, deren Teile auseinander gezerrt wurden bei dem gewaltigen Ausmaß der Bewegung in horizontalem Sinne.

Wo wir noch Anhaltspunkte haben, die Potenzierung der liegenden Falte zur Überschiebungdecke tatsächlich nachzuweisen, sprechen wir von einer Deckfalte. Ein berühmtes Beispiel hierfür liefern uns die Glarneralpen, wo der Zusammenschub dem Verhältnis 100 : 16 entspricht. Im Kanton Glarus liegt scheinbar unvermittelt der alte Verrucanosandstein auf dem weit jüngeren Flyschschiefer; Verrucano mit normal darauf liegenden jüngeren Schichten erscheint als Decke auf den Flyschschiefer geschoben. Viele Jahrzehnte eifrigster, bewunderungswürdiger Forscherarbeit hat es bedurft, ehe durch das ganze Gebiet das Tatsachenmaterial so gesammelt war, daß eine nach menschlichem Ermessens einwandfreie Erklärung heute versucht werden kann. Ich kann hier nur Andeutungen geben. Südlich von Reichenau in Graubünden, am Aussfluß

Mannen und Segnespaß gef. von Süden.

Fig. 67.

Verrucano

Malm

Gocaen



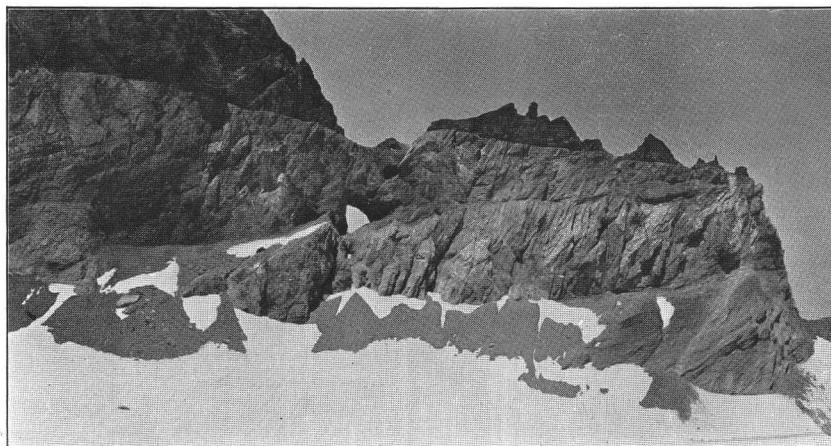
Martinsloch und Segnespaß ges. von Süden.

Fig. 68.

Verrucano

Malm

Eocaen



Phot. Gebr. Wehrli

Bergsturz von Elm, Martinsloch und Eschingelhörner.

Fig. 69.

Verrucano

Malm

Eocaen



Phot. Gebr. Wehrli

des Hinterrheins, steigt unter einer Decke fremdartiger Schiefer der Rest eines Schichtkomplexes empor; in weitem Bogen, stark gestreckt, erhob sich derselbe nordwärts, um darauf erst langsam, dann stärker sich wieder zu senken gegen den Walensee und sich zu stauen im Faltenystem des Säntis. In dieser

Stauregion aber biegt das dem Rheintal bei Chur entstammende Schichtsystem wieder gegen Süden zurück. Da und dort wird es zerrissen, in seiner ganzen Masse ausgewalzt, es erreicht aber, die Höhen des Segnespasses überschreitend, wiederum das Rheintal, um dort in der Tiefe, nur wenige Kilometer nördlich seines Ausgangspunktes, wieder nordwärts umzubiegen, dann von neuem rasch emporzusteigen und wieder nordwärts sich zu senken. Seine Fortsetzung kommt tief unter den Säntis zu liegen; umbraust aber von den Fluten des Rheines bei Schaffhausen taucht es wieder ans Tageslicht.

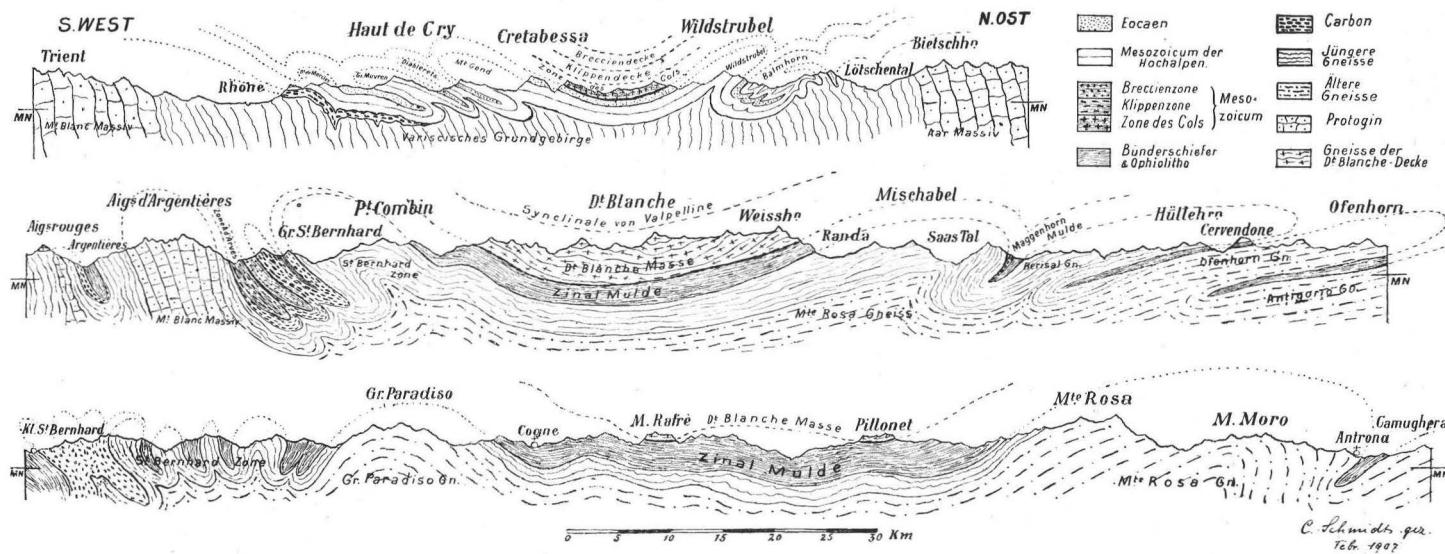
Charakteristisch für die Glarner Deckfalte ist die Erscheinung, daß die nach Norden sich vorschließende Gesteinsmasse auch nach Norden sich senkt, die Stirn der Falte bohrt sich in den Grund. Ein tektonisches Spezifikum für die Deckschollen ist es, daß dieselben immer, in Beziehung zur Struktur des ganzen Gebirges, an Depressionen des basalen Gebirges gebunden sind. Die Deckschollen am Vierwaldstättersee liegen typisch in einer Mulde des basalen Gebirges; unter die Deckscholle, oder wie man auch wohl noch sagt, unter die Klippe des Buochserhorns, tauchen, in der Tiefe sich vereinigend, von Süden her die Schichten der Schwalmis-Brisenlinie, von Norden her diejenigen des Bürgenberges und des Böznauerstocks. Unter die Klippe der Giswilerstücke sinken gegen Norden die Kreideschichten des Rothorn und gegen Süden diejenigen der Schrattenfluh.

Das Wesen der Deckenbildung scheint darin zu beruhen, daß Gesteinsmassen unter der Wirkung lateralen Druckes eine derart potenzierte Aufstauung erfahren hätten, daß sie seitlich abgleiten müßten, hinein sich setzend in vorgebildete Depressionen. Wir wissen, daß auf den Höhen von Montblanc, Finsteraarhorn und Gotthard, über den kristallinen Kernmassen dieser Massive, in einer Mächtigkeit von mehr als tausend Metern Schichtgesteine gelegen haben: die Sedimentbrücke der Zentralmassive. Während man noch allgemein annimmt, daß die Erosion allein diesen Schichtkomplex entfernt hätte, möchte ich vielmehr glauben, daß derselbe nordwärts abgeglitten sei. Nicht als Detritus liegt diese Masse auf dem dunkeln Boden des Weltmeeres, sondern als sonnenbeglänzte Berggrücken an der Nordabdachung der Zentralmassive. Die Gesteinsmasse, die einstens hoch über Göschenen emporragte, spiegelt sich heute in den Fluten des Urnersees.

Dieses Widerspiel in der gegenseitigen Höhenlage der Elemente des basalen, autochthonen Gebirges und der überschobenen, exotischen Massen bedingt in großartiger Weise den ganzen Bau der westlichen Schweizeralpen. Nördlich der Linie Courmajeur-Sitten-Andermatt-Disentis entsprechen die Bergmassen des Montblanc im Westen, des Alarmassivs im Osten Brennpunkten maximalster Erhebung des basalen, autochthonen Gebirges. Rasch sinken die Alpen dieser beiden Massive gegen Nordosten einerseits, gegen Südwesten anderseits, d. h. gegen einander zu; es entsteht zwischen Leuk und Martigny eine 50 km breite Bresche im Gebirgswall nördlich der Rhone.

Die Walliser Alpen.

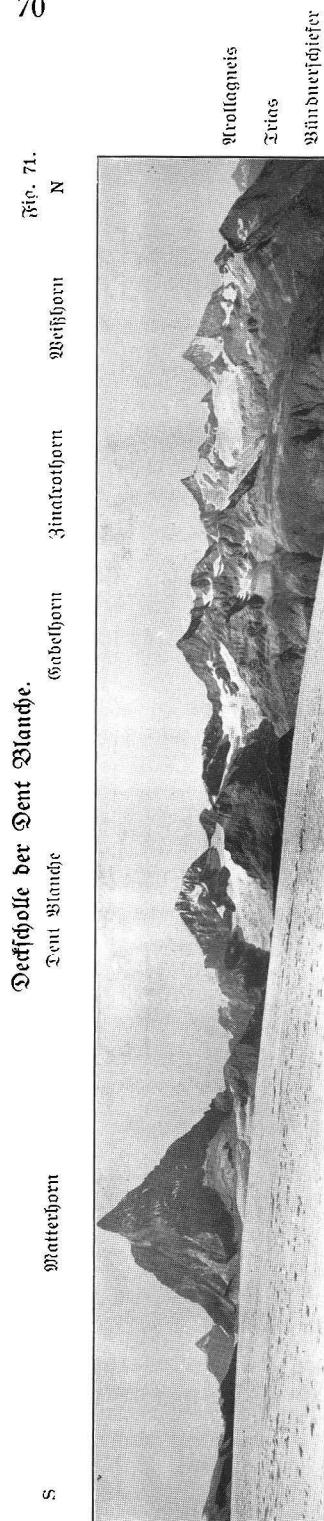
Fig. 70



Längsprofile von Südwest nach Nordost: Quer zum alpinen Streichen sich erstreckende Depression des autochthonen Gebirges zwischen Alarmassiv, Simplon, Monte Rosa im Osten — Mont Blanc, Grd. Paradiso im Westen.

Deckscholle der Dr. Blanche südlich der Rhône; „Zone des cols“, Klippendecke und Breccienteckede nördlich der Rhône.

Bgl. C. Schmidt. Ecl. geol. Helv. IX. 1907.



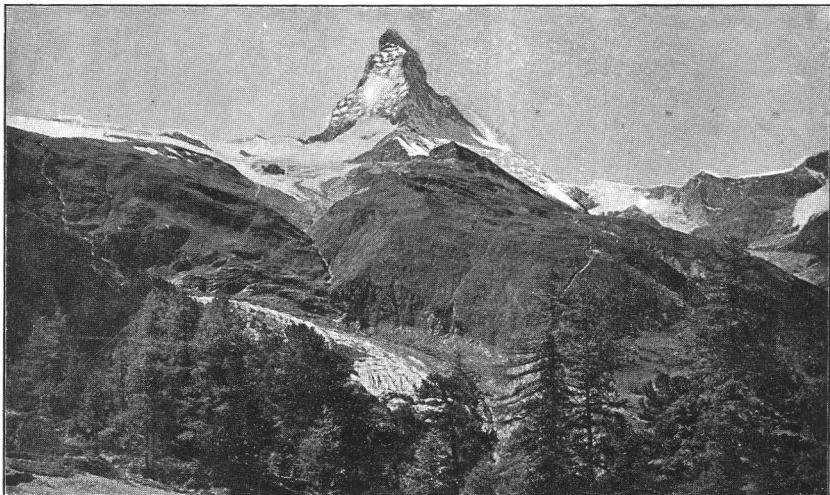
In den Walliser Alpen ist der Nordoststrand dieser Bresche deutlich ausgeprägt: die Schichten des Simplongebirges, der Mischabel und des Monte Rosa sinken alle ab gegen Südwesten und symmetrisch dazu senken die kristallinen Schiefer am Großen St. Bernhard sich ostwärts. Eine Überstauung hatten die Gebirge am südlichen Rande der Alpen erfahren, und nun sehen wir, wie die kulminierenden Teile des einstigen Gebirges von Ivrea nordwärts überstürzen, abgleiten und die Walliser Depression im Norden erfüllen. Die Riesen der zentralen Walliserberge Matterhorn, Dent Blanche, Weisshorn sind solche abgeglittene, von Süden her importierte Massen, sie schwimmen auf einer ihnen fremden Unterlage und ihre Masse erfüllt die durch den geologischen Bau des Untergrundes bedingte Depression, so ursprünglich angelegte Niveaudifferenzen im Terrain wieder ausgleichend, schneeige Gipfel an Stelle tiefer Talböden sehend. Unter dieser gegen Norden vorrückenden Gebirgsmasse, der wandernden Dent Blanche-Decke, dem „*traîneau écraseur*“, wird der Untergrund aufgestaut und ebenfalls nordwärts verschoben; aus dem Rhonetal werden die dort liegenden Schichtmassen aufgepreßt, über den relativ niedrigen Grenzwall zwischen Montblanc- und Gotthard-Massiv in drei Schuppen, als drei aufeinander sich türmende Decken, hinüber geschoben und als die „*préalpes romandes*“ liegen sie heute zwischen Thuner- und Genfersee, mit ihrem Nordrand wenigstens, auf der Molasse des schweizerischen Mittellandes.

* * *

Der alpine Gebirgswall Europas, dem sich die Pyrenäen, der Alpenrin, die Dinarischen Alpen, die Karpaten, die Transylvanischen Alpen und die Gebirgszüge des Balkan sowie des Kaukasus angliedern, ist seit Langem als eine orogenetische Einheit erkannt worden, indem diese sämtlichen südeuropäischen Gebirge,

Gornergletscher, Hörnli, Matterhorn.

Fig. 72.



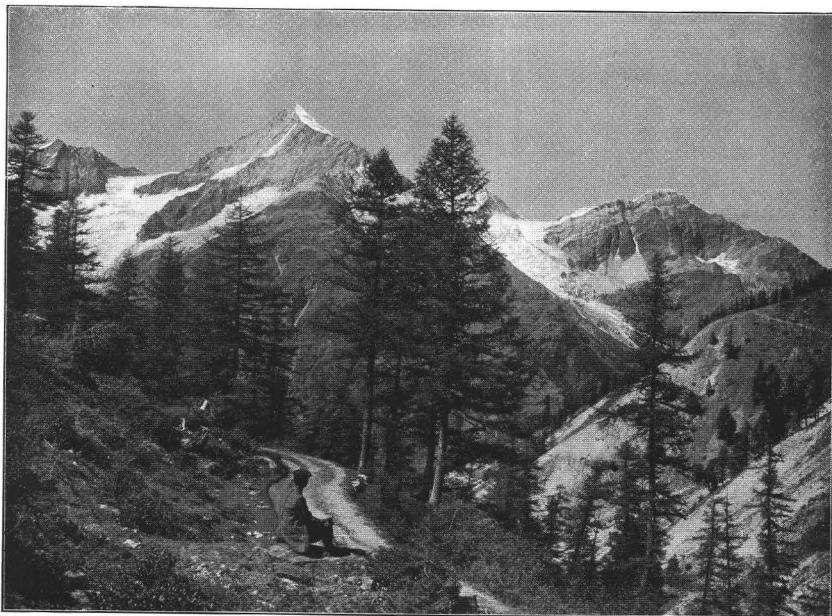
Grotlogneis

Bündnergneis

Phot. Jullien

Weißhorn

Brunegghorn Fig. 73.



Urolla-
gneis
Triaskalk
Mischabel-
gneis

Phot. Gebr. Wehrli

Fig. 74.

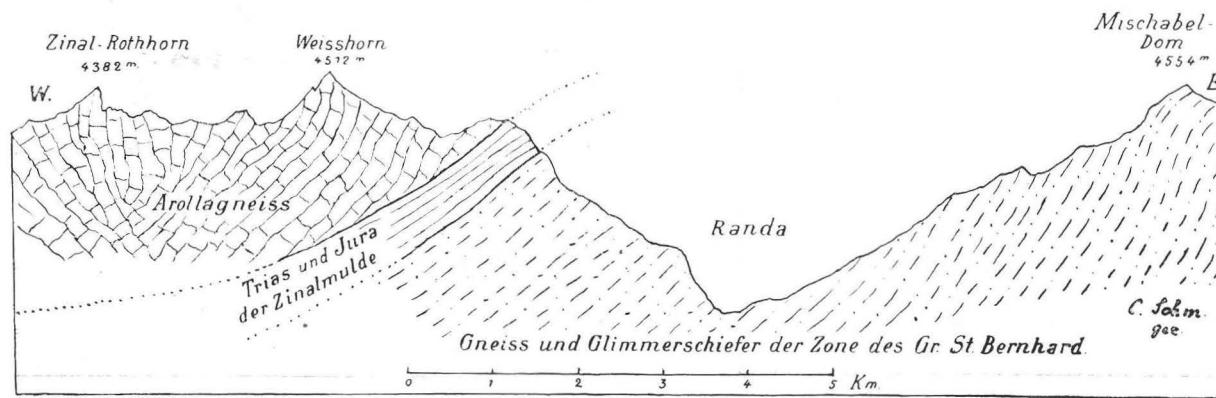
Dent Blanche-Masse

Zermatter-Tal

Mischabel

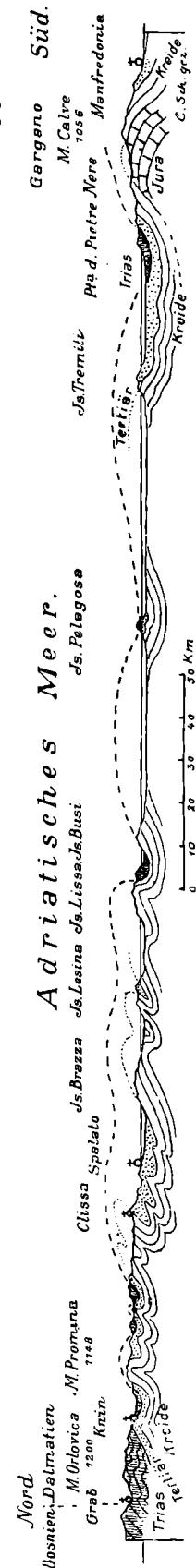


Phot. Gebr. Wehrli



Bgl. C. Schmidt. Ecl. geol. Helv. IX.

Fig. 75.



im Gegensatz zu denen des nördlichen Europa, erst in der jüngsten Tertiärzeit ihre heutige Gestalt erlangt haben. Es ist einleuchtend, daß, wenn in der Schweiz die Existenz von Deckschollen nachgewiesen werden könnte, auch anderwärts im Alpenlande ähnliche Erscheinungen zu erwarten sind. In der Tat wird das ganze Alpengebirge als ein „pays de nappes“ bezeichnet. In größtem Ausmaß werden für die Ostalpen Massendislokationen von Süden nach Norden konstruiert; der ganze östliche Teil von Sizilien wird als eine Deckscholle erklärt, die ihre Wurzel im Norden unter den Wassern des Tyrrhenischen Meeres hat. Auch die Kalke der Insel Capri sollen auf Tertiär aufliegen als „lambeau de recouvrement“. — Durch die ganze Alpenkette vom belebten Strandte des Biscayischen Meerbusens bis ans sandige Ufer des Caspischen Meeres war es mir vergönnt, mancherlei zu sehen, in raschen Streifzügen; da und dort länger verweilend zu ernstlicher Untersuchung. Nur einen derartigen Exkurs möchte ich mir erlauben hier zu erwähnen. Wir fahren längs der dalmatinischen Küste des Adriatischen Meeres, in breitem Streifen längs dem Festland tauchen langgestreckte Inseln zwischen schmalen Meeresarmen hervor. Es sind das aufragende Anticlinale, gebildet aus den Schichten der Kreide- und der Tertiärformation. Landeinwärts reiht sich Falte an Falte, von Nordwest nach Südost sich erstreckend, bestehend aus den gleichen cretacischen und tertiären Schichten. Dann steigt empor der lange Gebirgswall des Velebit, auf dem noch der Schnee in der Frühjahrssonnen erglänzt. Die Axe dieses Gebirges, das weit nach Bosnien hin sich erstreckt, besteht aus marinem Absätzen des alpinen Triasmeeres. Von Spalato aus durchqueren wir das verkarstete Vorland bis an den Rand des Velebitgebirges bei Knin auf 50 km Länge. Auf dieser Strecke finden wir mitten zwischen Tertiär und Kreide, in eigentümlichen Versenkungen, den sogenannten „Poljen“, die charakteristischen Gesteine des Velebitgebirges. Nicht, wie man früher glaubte, handelt es sich hier um aus der Tiefe aufbrechende und durch Erosion entblößte, alte, in der Tiefe wurzelnde Gebirgskerne, sondern um von Nordosten her über das Tertiärland hinübergeschobene und in dasselbe hineingesenkte Stücke des Velebitgebirges, das wohl z. T. wenigstens ebenfalls von jüngeren Schichten der

Kreide und des Tertiärs unterteuft wird. Unter den roten Sandsteinen der Trias, den Erosionsresten der „Velebitdecke“, liegt bei Dernis am Monte Promina nicht Karbon und Gneis, sondern unter denselben verbirgt sich die kohlenflötzführende Schichtserie der Tertiärformation. Die Poljen sind, orogenetisch gesprochen, negative Klippen. Ja noch mehr, das Adriatische Meer selbst ist eine große Polje, wo das basale Kreidegebirge und die darüber lastende Decke triadischer Gesteine versenkt sind. Wir fahren hinaus, entlang den schmalen felsigen Inseln und in engen Kanälen zwischen denselben hindurch. Auf der Insel Lissa, am Strand bei Comisa, entdecken wir rote Mergel- und Sandsteine, Gips und Melaphyr, die charakteristischen Gesteine des Velebit bei Knin, aufliegend den weißen Kalken der Kreide. Die kleinen Inseln Brusnik und Pomo westlich von Lissa bestehen ganz aus Melaphyr. Weit draußen, ein Fels im Meer, liegt die einsame Insel Pelagosa; hier fand man dem Tertiär aufliegende, fremdartige, dunkle Kalke, Gips und basische Eruptivgesteine, die wiederum ein Zeuge der Velebitdecke sind. Fremdartig an das vom Alpenin durchzogene Italien gliedert sich die Halbinsel Gargano, der Sporn Italiens. „Un pezzo della Dalmatia“ ist der Gargano genannt worden. Fossilführende Trias und basische Eruptivgesteine bilden an der „Punta delle pietre nere“ das Gestade des Adriatischen Meeres. Bis hierher erstreckt sich auf 300 km Länge die in Bosnien heimatberechtigte Deckscholle. — Südlich der Halbinsel Gargano wird der Alpenin in ostwestlicher Richtung durchquert von jener Spalte, auf der im Westen die Vulkane der Pontinischen Inseln, Ischia und der Vesuv, im Osten der Monte Vultur bei Melfi hervorbrechen. Können wir hier einen ursächlichen Zusammenhang zwischen der zur Bildung gewaltiger Überschiebungsdecken potenzierten Gebirgsbildung und dem Eröffnen vulkanischer Schläge vermuten?

Das Problem der Gebirgsbildung, das heißt, dasjenige der Beweglichkeit der Gesteinsmassen, längst nach ihrer Verfestigung, scheint auf den ersten Blick rein „mechanischer“ Natur zu sein. Dem ist nicht so und zwar in viel bedeutenderem Maße als gewisse Tektoniker glauben möchten. Erst dann verstehen wir eine Lagerungsstörung, wenn es gelingt, den status quo ante zu erkennen, die ursprüngliche Lagerung der Gesteine wieder zu rekonstruieren. Versunkene Stollen müssen wir um das richtige Maß heben, gefaltete Schichten wieder ausglätten. Heimatfremde Deckschollen müssen wir auf dem gleichen Wege, den sie wandernd zurückgelegt haben, wieder zurückführen in ihre Wurzelregion: den Säntis sezen wir wieder in das Rheintal bei Chur, die Berge des Rientales auf den Petersgrat, den Lohner ins Lötschental, den Moléson in das Rhonetal bei Sitten, Weizhorn, Dent Blanche und Mont Colon auf die Hügel von Ivrea, den Giswilerstock vom Brünig weg an das Südende des Lago maggiore, die Punta delle Pietre Nere am Gargano nach Bosnien.

Für die Richtigkeit derartiger Rekonstruktionen liefert uns eine bestimmte geologische Methode einen sichern Prüfstein. Wir kennen die Gesetze des Nebeneinanderentstehens der Gesteine, und zwar waren diese Gesetze genau gleich in der geologischen Vergangenheit, wie sie heute noch gelten. Untersuchen wir die Bedingungen, unter denen heute Sedimentgesteine auf der Erde entstehen. In der ozeanischen Tiefe häufen sich die Kieselpanzer der Radiolarien, es bildet sich in langem Zeitraume eine dünne Schicht von rotem Radiolarienhornstein und eisenschüssigen Tonen. In größerer Nähe der Küste bis zur Meerestiefe von 2000 Meter verfestigen sich zum Gestein die feinsten Zermalmungsprodukte der präexistierenden Gesteine der Festländer, zoogene Kalke von homogener Beschaffenheit bauen sich hier auf. In dem Meeresraume zwischen der Brandungszone und der 200 Meterlinie häufen sich die terrigenen Bildungen, Tonschiefer, tonige Sandsteine, mergelige Kalke entstehen hier; in der Litoralzone scheidet sich Gips und Steinsalz, Korallenkalk aus; am Ufer häufen sich grobtörnige Sandsteine und Breccien und auf dem Festlande endlich lagern die Flüsse ihre Gerölle ab, Süßwasserkalke entstehen auf dem Grunde der Seen und auf dem Lande selbst verbreitet sich allgemein die Verwitterungskruste, die in den Tropen die typische Form des Laterites annimmt. — Jedem Sediment ist unauslöschlich der Stempel seiner Entstehung aufgedrückt, es zeigt — wie man sich ausdrückt — eine bestimmte Facies. Gewisse Ablagerungen, deren Zugehörigkeit zu einer bestimmten geologischen Altersstufe erkannt worden ist, müssen über weite Gebiete ein Nebeneinander ihrer Faciesdifferenzen zeigen, die eine gewisse Analogie mit der geschilderten, heute herrschenden Ausbildungsmöglichkeit der Sedimente erkennen lässt. Dadurch, daß nun, wie dargelegt wurde, in unsren Gebirgen die Schichten weit aus ihrer ursprünglichen Heimat entführt werden, kommen nicht nur z. B. geologisch ältere Bildungen anormal über jüngere zu liegen, sondern auch geologisch gleichalteige müssen so in gegenseitige Berührungen kommen, daß die nach dem Faciesgesetz zu erwartende Abhängigkeit nicht mehr statt hat; es entstehen anormale Kontakte. Man hat noch vor kurzem, als man eben die Massenbewegungen noch nicht erkannt hatte oder nicht daran glauben wollte, in vielen solchen Fällen an unerklärlichen, abrupten Facieswechsel gedacht und an der Persistenz des Faciesgesetzes gezweifelt — in ganz analoger Weise, wie man in den ersten Zeiten der geologischen Alpenforschung in gewissen Fällen lieber auf die Beweiskraft der Leitfossilien verzichtete, als daß man durch Faltung erzeugte Umkehr der Schichtfolge annehmen wollte.

Durch die postulierte Rekonstruktion des ursprünglichen Gesteinsverbandes, des ursprünglichen Nebeneinander müssen nun solche anormale Kontakte verschwinden. Das ist die stratigraphische Gegenprobe, durch die erst die Begründung für die Konstruktion der großartigsten Lagerungsstörungen erwiesen wird. Es ist wohl wahr, wir kommen dazu, die Gebirgsmassen auf der Erde herumzuschieben, wie die Figuren auf dem Schachbrett. Die Realität unserer

Schlüsse resultiert aber aus der strikten Anwendung einwurfsfreier Forschungsmethoden, und sie wird verbürgt dadurch, daß im Grunde alles einfacher wird. Ich muß bekennen, daß ich jahrelang zu denjenigen Geologen gehörte, die wohl die Wurzellosigkeit der Klippen am Vierwaldstättersee, d. h. die Deckennatur derselben anerkannten, aber gegenüber den bestimmt ausgesprochenen Theorien über den Ort ihrer Herkunft, d. h. über das eigentliche Wesen des Phänomens, sich skeptisch, wenn nicht abweisend, verhielten. Erst als ich sah, daß es möglich ist, eine ideelle Rekonstruktion des ursprünglichen Nebeneinander gleichaltriger Schichten durch das ganze Alpengebirge zu finden, ohne irgendwo auf faciellen Hiatus zu stoßen, wagte ich es, mich bedingungsweise gewissen Meinungsäußerungen anzuschließen. Tektonische und stratigraphische Prüfung aller Details, konsequentes Durchführen der als richtig erkannten Grundlehren lassen in der Tat das Problem fast restlos lösen.

Die Rekonstruktion der Dinge, wie sie in der Vorzeit waren, ist die vornehmste Aufgabe der Geologie. Wie sehr die Mythen und ihre Genossen tatsächlich die Klippen waren, an denen die Versuche zu diesen Rekonstruktionen scheitern mußten, will ich nicht darlegen. Ich möchte — allerdings nur andeutungsweise — zeigen, wie für die mesozoischen Zeitalterschnitte der Entwicklungsgeschichte unserer Erde, für die Zeiten der Trias- und Juraformation, wir den Zustand der Erdoberfläche im Gebiet unserer Alpen uns vergegenwärtigen können; allerdings müssen wir da über diesen engbegrenzten Raum hinausgreifen. Ich schildere das zeitliche Nebeneinander verschieden tiefer und verschiedenartig bevölkert Meere von Norden nach Süden quer durch den mittlern Teil der Schweizeralpen vorschreitend.

Die Sedimente der Triaszeit im zentralen Europa sind charakterisiert durch eine Folge von Sandsteinen, Mergeln und Litoralkalken, Gips und Steinsalz; es herrschte hier ein Binnenmeer. Südwarts stoßen wir auf eine allmähliche Reduktion in der Reichhaltigkeit und Mächtigkeit der Sedimente; dieses seichte Meer, hie und da unterbrochen von Landrücken, dehnte sich aus über das ganze zentrale Gebiet unserer heutigen Alpen. Dann aber, wie wir aus der Natur der Schichtgesteine herauslesen, wurde das Meer südwärts immer tiefer; einem weit sich ausdehnenden Weltmeer gehörte damals das Gebiet südlich der heutigen Alpen an.

Zur Jurazeit treffen wir im zentralen Europa ein kontinuierlich herrschendes Meer; wie der Wechsel von kalkigen und tonigen Schichten zeigt, war dasselbe nicht sehr tief und die Tiefe wechselte öfter im Lauf der Zeit an derselben Stelle. Eine außerordentlich reiche Fauna belebte das Meer zur Jurazeit. Gegen Süden änderte sich die Natur dieses Meeres vorerst nur wenig und auch nicht in gleicher Weise in allen Abschnitten der langdauernen Jurazeit. Gegen die zentrale Zone der heutigen Alpen hin mußte aus dem von Ort zu Ort ungleich tiefen Meer da und dort Land aufgetaucht sein. Breccien, Korallenkalke, landpflanzenführende Mergel kamen zur Ablagerung.

Dann aber in einer weiteren südlicheren Region, welche der heutigen Medianzone der Alpen entspricht, muß auf das seichte Meer der Trias ein ebenfalls seichtes Jurameer in homogener Ausbildung durch das ganze Alpengebiet gefolgt sein. Der Boden dieses Meeres senkte sich kontinuierlich und so konnte sich in ungeheurer Mächtigkeit ein System von kalkigen, tonigen und sandigen Detritusgesteinen ablagern. Endlich, genau so wie zur Triaszeit, vertieft sich auch dieses zentralalpine Jurameer südwärts immer mehr und schließlich finden wir in der heutigen Mittelmeerregion auch zur Jurazeit ein offenes Weltmeer. Wir begreifen nun einerseits, weshalb im allgemeinen die Ammonitengeschlechter Schwabens verschieden sind von denjenigen der Lombardei: ein seichtes, an Sinkstoffen reiches Meer, in welchem die Ammoniten sich nicht recht wohl gefühlt haben müssen, trennte beide Regionen und anderseits ist es doch wiederum verständlich, daß aus Ablagerungen, die nach unserer Anschauungsweise direkt südlich des Alpamassivs gelegen haben, ein Vermischen schwäbischer und mediterraner Formen bekannt geworden ist.

Jetzt kann ich auch noch einmal kurz die auffallendste Eigentümlichkeit des Klippenphänomenes berühren. An den Giswilerstöcken, an den Mythen und bei Iberg fand man Sedimente der Triasformation, die genau in ihrer Fossilführung übereinstimmen mit denjenigen der Lombardei. Nordwärts und südwärts aber von diesen engbegrenzten Punkten fanden sich nur Ablagerungen, die dem Faciesgebiet des seichten, mitteleuropäischen Triasmeeres angehören. Suchte man, was zunächstliegend erschien, das Auftreten dieser fremdartigen Triasgesteine zu erklären durch ein Emporstecken derselben aus der Tiefe oder durch einen Aufschub von Norden her aus dem schweizerischen Mittelland hervor — in beiden Fällen mußte man annehmen, daß mitten im Gebiet des seichten Triasmeeres ganz unvermittelt hier ein tiefer Meeresarm sich durchgezogen hätte, in welchem die Tiere südlicher Regionen gelebt hätten: ein facieller Hiatus war unvermeidlich. Dadurch aber, daß wir diese dem basalen, autochthonen Gebirge aufliegenden Triaskalke an den Südrand der Alpen zurückversetzen, erlangen wir wieder die vollste facielle Harmonie.

* * *

Überblicken wir den Gebirgsbau der Schweizeralpen im Ganzen, so erkennen wir, daß gerade im mittleren Teil derselben, da wo die Zwillingssmassive des Finsteraarhorns und des St. Gotthard sich erheben, die maximalste Aufstauung des Gebirges stattgefunden hat. Die Gebirgselemente, hier am meisten über das Meeresniveau erhoben, sind hier auch am stärksten denudiert. Wir kommen zu der Annahme, daß über dem St. Gotthard einst eine Gesteinschicht gelegen hat, die über 10,000 m mächtig war. Westwärts und ostwärts des Alpamassivs auf der Linie Bodensee-Chiavenna einerseits, Freiburg-Ivrea anderseits liegt die Basis des Gebirges tiefer. Hier sind deshalb die weniger hoch aufgestauten Schichten auch in geringerem Betrage erodiert worden. Auf

diesen beiden Linien kann es uns eher gelingen, den Zusammenhang der einstigen sedimentären Bedeckung des Grundgebirges wieder zu rekonstruieren. Tatsächlich erkennen wir in der einstigen Auseinanderfolge der Faciesentwicklungen von Nord nach Süd durch das Gebirge im Osten und im Westen gewisse Analogien, sodaß wir es versuchen können den Zustand des Landes, dessen Gesteine späterhin zum Gebirgssystem unserer Alpen zusammengefaßt worden sind, uns in seinen Entwicklungsphasen zu rekonstruieren. Wir kommen so dazu, die **Geologische Geschichte des Alpenlandes** zu ergründen.

Über die Natur unseres Landes in der ältesten Periode der Erdgeschichte, zur Zeit des Paläozoikums wissen wir sehr wenig. Die ältesten durch Fossilführung charakterisierten Sedimente gehören dem jüngsten Paläozoikum, dem Karbon an. Aus der Art und Weise, wie heute da und dort im Umkreise der Schweiz karbonische Sedimente zu Tage treten, können wir den Schluß ziehen, daß auf einem uralten Festlande da und dort in Süßwasserbecken Sandsteine und Tonschiefer mit Kohlen zum Absatz gelangt sind in relativ geringer Mächtigkeit. Das Meer der Karbonzeit hat von Norden her bis in die südlichen Vogesen gereicht.

Wie überall hatten auch im Gebiete der Alpen während der ersten Zeiten der Erdgeschichte in großartigem Maßstabe Reaktionen des Erdinnern nach außen stattgefunden, indem vorzugsweise granitisches Magma in solcher Menge unter der Sedimentdecke erstarrte und zwischen die Sedimente eindrang, daß dieses Gesteinsmaterial ein mächtiger Bestandteil der festen Erdrinde wurde. In Form von Gängen, Lagern und größeren Massen, sogenannten Laccolithen, sind diese alten Granite den ursprünglich horizontalen Sedimenten der vorkarbonischen Zeit eingelagert, und hatten dieselben wohl auch stellenweise durch Kontaktmetamorphose verändert.

Zur Karbonzeit entstehen in unserem Gebiete auch oberflächliche vulkanische Bildungen, es sind dies zum Beispiel die Porphyre an der Windgälle.

Von einem gesonderten alpinen System war am Ende der paläozoischen Periode noch keine Spur vorhanden. Ganz Mitteleuropa bot den Anblick einer hügeligen Plateau-Landschaft dar, auf welcher sich hier und dort Seen und seichte Meere ausbreiteten.

Am Ende der Karbonzeit begannen im heutigen Alpengebiet die gebirgsbildenden Kräfte zum erstenmale in deutlich nachweisbarer Weise sich geltend zu machen. Das ganze konkordante System der alten Gneise und paläozoischen Sedimente mit den eingeschloßenen Eruptivgesteinen wurde durch eine tangential zur Erdoberfläche wirkende Kraft in Falten gelegt. Der Gegensatz des geologischen Baues der Schweizeralpen im Norden und im Süden des Rheines und der Rhone erklärt sich als eine Folge der Ereignisse der damaligen Zeit. Von dieser Faltung am Ende des Paläozoikums wurde ganz Mitteleuropa erfaßt. Von der Rhein-Rhonelinie, Chur-Martigny, bis an den Nordrand der hohen Venn, des westfälischen Sauerlandes und des Harzes

hatte sich ein einheitliches Faltengebirge, das Variscische Gebirge, aufgebaut. Die Gesteinsmassen der medianen Zone der Alpen hingegen wurden damals in ihrer ursprünglichen Lagerung nicht gestört. Damals war also der Gegensatz zwischen nördlicher und südlicher Zone noch viel schärfer ausgeprägt als zur Zeitzeit. Am Südrand des ins heutige Alpengebiet hineingreifenden Variscischen Gebirges bildete sich aus dem Detritus desselben ein Schuttwall: Der Verrucano der Glarneralpen und des Bündneroberlandes, der Quarzit des Unterwallis sind die Reste desselben. — Während die Gesteinsmassen der medianen alpinen Zone: Gran Paradiso, Monte Rosa, Tessin, Rheinwaldhorn in ihrer ursprünglichen Lagerung nicht gestört worden sind, setzte die variscische Gebirgsbildung wieder ein in den heutigen Südalpen: Die Zone von Ivrea, das Seegebirge sind Reste dieses postkarbonischen Gebirges.

Es ist eine allgemeine Erscheinung, daß ausgedehnte und energische Faltung im Gefolge hat das Nachdrängen vulkanischen Magmas aus der Tiefe. Viele granitische Gesteine des Schwarzwaldes und der Vogesen, des Mont Blanc-, des Gotthard- und des Alarmassivs sind so als Folgewirkung der variscischen Gebirgsbildung aufzufassen. Zum Teil ist dieses vulkanische Magma in der Tiefe unter der Erdoberfläche erstarrt, zum Teil ist es als Lava zu Tage getreten. So finden wir im Verrucano eingelagert Quarzporphyre, z. B. bei Bergün an der Albulastraße und Melaphyre in dem heute in den Glarner Freibergen liegenden, aber aus dem Bündner Rheintal stammenden Verrucano. Ganz besonders energisch aber war diese vulkanische Tätigkeit am Ende der paläozoischen und zu Beginn der mesozoischen Zeit im Gebiet der Südalpen. Nickelerzführende Olivinfelse, Diorite, Gabbro erfüllen als Tiefengesteine die Zone von Ivrea; an dieselbe reihen sich südwärts die Granitmassen von Baveno und Val Sesia. Die Oberflächenergüsse, die zu diesen granitischen Tiefengesteinen gehören, sind die Porphyrdecken zwischen Val Sesia und Lugano, sowie diejenigen von Bozen in Südtirol. Von Bedeutung ist es, daß diese jung-paläozoischen Intrusionen von vulkanischem Magma in den südöstlichen Alpen, im Adamello z. B., fortgedauert haben auch noch in der mesozoischen Zeit.

Von dem einstigen zusammenhängenden, weit ausgedehnten variscischen Gebirge geben uns heute nur noch wenige zu Tage tretende Reste Kenntnis. Ausgedehnte Massen desselben sind versenkt in der Tiefe und noch von jüngeren Sedimenten überdeckt.

Jedes aufstauende Gebirge wird angenagt durch die nivellierende Kraft des Wassers, es wird abgetragen und über den ausgeebneten Rumpf desselben breiten sich seine Trümmer und neue Massen von Sedimenten. Das Meer überflutet wieder die Stelle, wo einst hohe Berge sich erhoben haben. Lehrreich für uns ist das Studium von Vogesen und Schwarzwald, der deutschen Mittelgebirge überhaupt, des Zentralplateau von Frankreich, der Bretagne. Es sind diese Gebiete, bei analogem Grundplane in ihrer Entwicklung hinter derjenigen der Alpen zurückgeblieben und führen uns also gleichsam

Entstehung von Vogesen, Schwarzwald und Rheintal.

Fig. 76.

*I. Am Ende des Unterkarbons
(Variszisches Gebirge)*



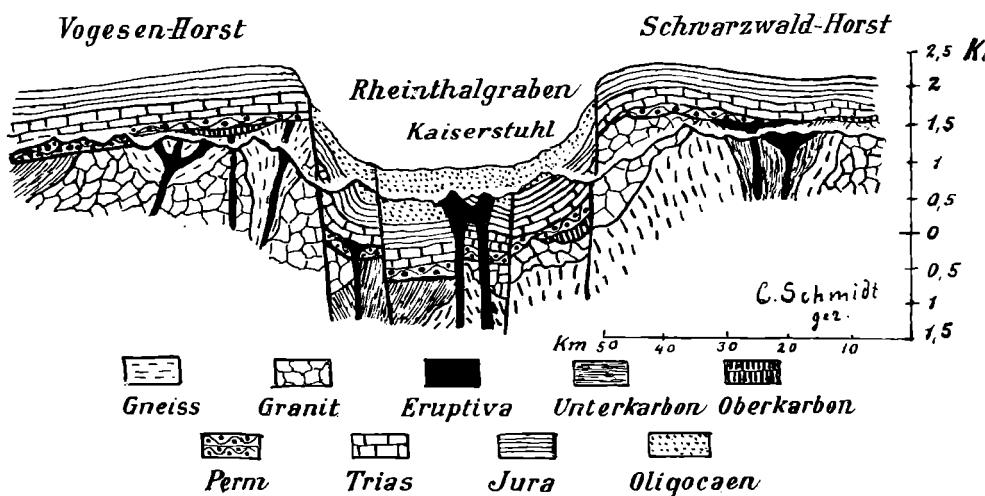
II. Am Ende der Jurazeit.



*III. Am Ende des Oligocaens.
Rheinthalseenke.*



IV. Am Ende des Miocaens.



frühere Stadien der alpinen Gebirgsbildung vor Augen. In oder vielmehr an solchen ältern Gebirgen werden naturgemäß Sedimente horizontal gelagert sein, deren Äquivalente in den Alpen steil aufgerichtet sind.

Unter den in der Normandie horizontal liegenden Juraschichten taucht gegen Westen, in der Bretagne, ein altes Faltengebirge empor, dessen jüngste mitgefalteten Sedimente der Karbonzeit angehören. Die Falten dieses karbonischen Gebirges wurden denudiert, niedere Hügelzüge sind heute die letzten Reste gewaltiger Gebirgsketten. Seit der Karbonzeit ist das Land niemals mehr vollständig vom Meere überflutet worden. — Wir wissen, daß, wo heute die nördlichen Schweizeralpen, Schwarzwald und Vogesen sich erheben, zu Ende der Karbonzeit ebenfalls ein Gebirge entstanden war, daß dann die Falten desselben durch die Erosion abgetragen wurden und das Gebiet lange Zeit Festland blieb. Die heutige Bretagne führt uns den geotektonischen Zustand der nordalpinen Zone vor Augen, wie er von der Zeit des Verrucano bis zum Lias herrschend war. Wie heute die Wasser des Kanals und des atlantischen Ozeans an den Küsten des alten Festlandes der Bretagne nagen und immer weiter landeinwärts vordringen, so breitete sich einst im Alpengebiet das Jurameer allmählich über das Festland aus.

Die mesozoischen Sedimente hatten das variscische Gebirge, d. h. ganz Mitteleuropa überdeckt. Während sie aber zur Tertiärzeit zugleich mit ihrer ältern Unterlage einerseits in den Alpen und im Jura aufgefaltet wurden, anderseits im Gebiete des schweizerischen Hügellandes und der oberrheinischen Tiefebene zur Tiefe sanken, sind Schwarzwald, Vogesen und das französische Zentralplateau seit Ende der mesozoischen Zeit im Großen und Ganzen stationär geblieben und nur die Kräfte der Denudation haben hier seit jener Zeit das Relief des Gebirges modifiziert. Da, wo auf diesen Gebirgen die mesozoische Sedimentdecke von der Denudation verschont geblieben ist, sehen wir das getreue Bild des Baues der nördlichen Schweizeralpen vor ihrer letzten Faltung vor uns; wo jedoch, wie im südlichen Schwarzwald und in den gegenüberliegenden Vogesen die Sedimente denudiert wurden, enthüllt sich auch hier, wie in der Bretagne, das alte Europa, wie es am Schlusse der paläozoischen Zeit sich gebildet hatte.

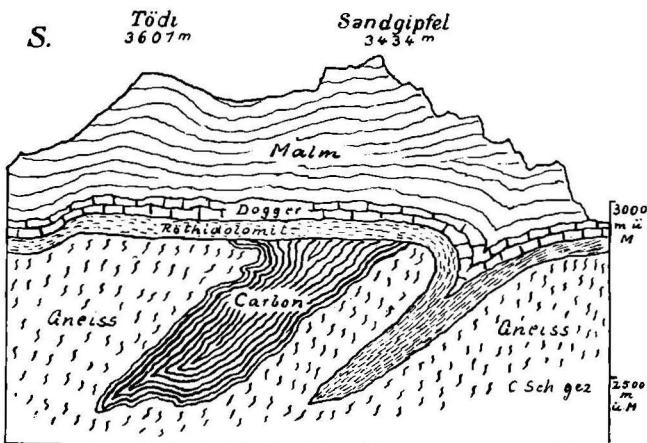
Ebenso wie in Vogesen und Schwarzwald haben sich im ganzen Gebiet des Jura, des Mittellandes und der Alpen über den paläozoischen Kern die Sedimente der Trias-Jura-Kreide und Tertiärformation abgelagert. Dass dieser Untergrund nicht gleichartig struiert ist durch das ganze Gebiet, wissen wir bereits. Das variscisch gefaltete Rumpfgebirge liegt unter der Tafel und unter den Ketten des Jura, es unterteuft die Molasse des Mittellandes und in steil aufgerichteten, zusammengestauten Bänken tritt es wieder hervor im Alar- und Gotthardmassiv. Südlich des Zentralmassivs glätten sich die Falten, die Gneise des Tessin lagen horizontal während der ganzen mesozoischen Zeit; dann in der Zone von Ivrea und im Seegebirge setzen die variscischen Falten wieder ein.

Nordöstliche Wand des Tödi, gesehen vom Ochsenstock.

Fig. 77.



Phot. Gebr. Wehrli



Vgl. Rothpletz, Abh. S. P. G. VI. (1879)

Ein Hauptziel der geologischen Forschung ist es nun zu untersuchen, wie im Alpengebiet die Meere zu- und abgeflossen sind während der ganzen Zeit des Mesozoikums und des ältern Tertiär. Für jede Stelle der Alpen muß diese Rekonstruktion gegeben werden; aber fast unlösbar erscheint das Problem, wenn wir bedenken, daß kein Steinchen, ja kein Berg mehr in den Alpen da liegt, wo sein ursprünglicher Bildungsstand war, daß wir hundert und mehr

Fig. 78.

Schematisches Profil durch die Schweizeralpen.

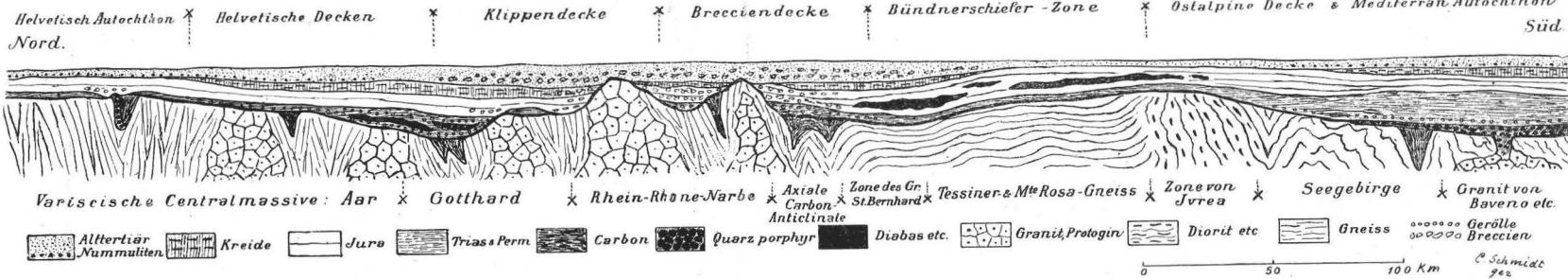


S = Säntis-Teildecke. G = Glarner-Deckfalte. Br = Breccien-decke. OK = Kryst. Kern der ostalpinen Decke.
 A = Axen-Teildecke. K = Klippen-decke. O = Ostalpine Decke. B = Bündnerschiefer.
 H = Helvetisches autochthones Gebirge. D = Autochthones Deckgebirge des Aarmassivs.

Fig. 79.

Das Gebiet der mittleren Schweizeralpen vor der jungtertiären Hauptfaltung.

Facies der Sedimente:



Kilometer weiter die Berge wieder verschieben müssen, um das ursprüngliche Nebeneinander und Übereinander der Gesteinsbildungungen wieder zu erhalten. Wie das Gebiet der Schweizeralpen ausgesehen hat vor der jungtertiären Hauptfaltung, vor der Individualisierung des Gebirges, das müssen wir wissen, wenn wir den heutigen Bau des Gebirges verstehen wollen.

Auf Grund weitgehender Vergleichungen und Verallgemeinerungen gelingt es, die mesozoische und alttertiäre Sedimentdecke im Alpengebiet in ihrer hypothetischen primären Entwicklung zonenweise von Nord nach Süd zu gliedern. Wo die Sedimente von Norden her unter der Molasse emporsteigen und an den aufsteigenden variscischen Kern des Grundgebirges sich anlehnern, zeigen sie diejenige Facies, die mit der mitteleuropäischen am meisten übereinstimmt. Hier haben wir das Gebiet, das als „Helvetisch Autochthon“ und als „Helvetische Decken“ bezeichnet wird, südwärts daran reihen sich die Zonen allmählich in einander übergehender Faciesentwicklungen, die benannt worden sind: Klippenfacies, Breccienfacies, Bündnerschieferfacies, Ostalpine und Mediterrane oder Dinaridische Facies. Jedes Faciesgebiet hat annähernd ein ihm eigenständiges Grundgebirge: Die helvetische Facies ruht auf dem nördlichen Teil des heute zu den Alpen gehörenden variscischen Gebirges. Klippen- und Breccienfacies liegen auf einem Zwischengebiet zwischen variscisch gefaltetem Grundgebirge und der medianen Zone horizontal liegender Gneise. Bezeichnend für dieses Gebiet ist der Umstand, daß die Bestandteile des Grundgebirges relativ hoch aufragen und das Material für Breccienbildung durch die ganze mesozoische Zeit bis ins Eocän geliefert haben. Der medianen Gneiszone eigentlich ist die Flyschfacies der Bündnerschiefer. Auf der Zone von Ivrea und auf dem Seegebirge liegen die Sedimente in ostalpiner und dinaridischer Facies.

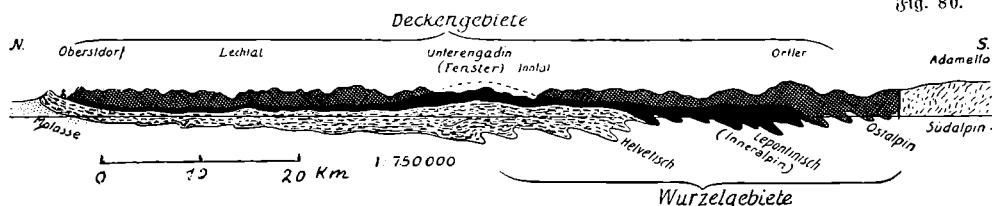
Ein weiteres Postulat alpiner Geologie ist es nun, zu untersuchen, wie dieses ganze, zum Teil recht heterogen aufgebaute Schichtensystem, mit eingelagerten Eruptivgesteinen, zu dem heute als einheitlicher Bau uns entgegentretenden Alpengebirge zusammengeschweißt worden ist. Am Ende der ältern Tertiärzeit gab es noch keine Alpen, erst seit diesem relativ jungen geologischen Zeithorizont ist das stolze Gebäude aufgerichtet und z. T. wieder zerstört worden. Auch außerhalb des alpinen Gebirgssystems sind seit Schluß des ältern Tertiärs, seit der Oligocänzeit gebirgsbildende Veränderungen eingetreten. Wir können nachweisen, daß damals vom Südwestrand des heutigen Harzes längs einer nord-süd verlaufenden Linie entsprechend des heutigen Rheintales von Frankfurt a./M. bis Basel, quer durch Jura und die Alpen bis Ivrea sich eine Senkungszone entwickelt hat. In diese Senke drang das Meer von Norden her ein in die werdende oberrheinische Tiefebene und von den so sich emporhebenden Randgebirgen des Schwarzwaldes und der Vogesen wurde die mesozoische Sedimentdecke aberodiert. Einbrüche der festen Erdkruste und damit verbundenes Aufdringen vulkanischer Magmen charakterisieren die

gebirgsbildenden Bewegungen des mittlern Europa zur Tertiärzeit. Der schweizerische Tafeljura gehört mit zu diesem System, wo zentripetale Bewegungen der Erdkruste herrschend waren.

Im alpinen Gebiet müssen sich vorerst infolge weitausgreifender Einsenkungen und wohl auch infolge gleichzeitiger Aufstauungen namhafte Niveau-differenzen herausgebildet haben und das Ganze ist ergriffen worden von einer gewaltigen, lange Zeit andauernden, von Nord nach Süd gerichteten, tangentialem Schubkraft. Was diese Schubkraft bewirkt hat, das zeigt uns der heutige Bau der Alpen.

Wie im Einzelnen gezeigt wurde, können wir im Gebirge den Verlauf der Schichten so verfolgen, daß in erster Linie erkannt wird, wie am Nordrand der alpinen Zentralmassive die südlichen Teile in mächtigen Falten auf die ebenfalls nordwärts überstürzten nördlichen Teile sich hinüberlegen. Die helvetischen Decken (Glarner Deckfalte mit Säntisteildecke; Axenteildecke *sc.*) legen sich auf das autochthone helvetische Gebirge. Vom Südrand der Zentralmassive, aus der Rheintal- und Rhonetalarne heraus, von den Höhen von Gotthard und Mont-Blancmassiv herab, schieben sich nordwärts Klippen-decke und Brecciedecke. Vom Ortler her legt sich die Ostalpine Decke über das mittlere Bünden bis ins Vorarlberg und als ihr Äquivalent in der westlichen Schweiz wird von den Höhen des Jvreamassivs der Dent Blanche-Deckenkern abgeschoben und ins mittlere Wallis gelegt. Die Sedimente, die in mediterraner Facies über dem Jvreamassiv gelegen haben, gelangen als Südalpine Decke noch weiter nach Norden; bei Uberg, in den Giswiler-stöcken liegen sie zu oberst auf dem ganzen System der Decken, die sukzessiv vom Tieffsten zum Höchsten immer je einen weiter südlich gelegenen Ursprung besitzen.

Fig. 80.



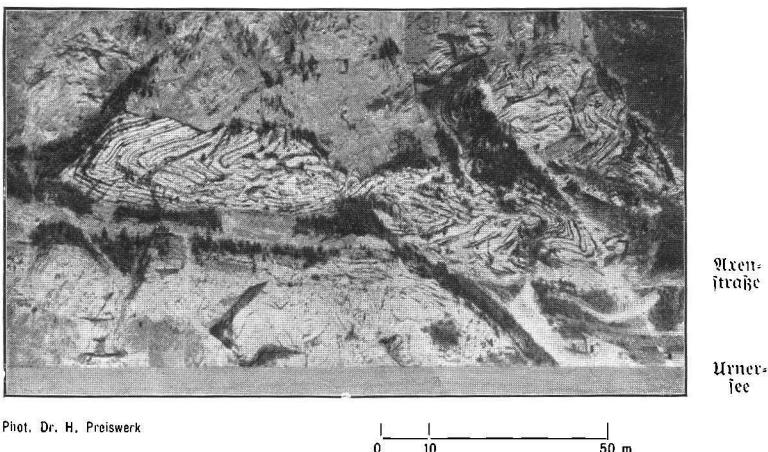
Schematische Darstellung der Faltungsdecken in den östlichen Alpen (G. Steinmann, Zeitschrift d. D. Öst. Alpenvereins, 37. 1906).

Ungemessene Zeiträume haben diese gewaltigen gebirgsbildenden Vorgänge beansprucht. Die sich aufstauenden Gebirgsmassen wurden durch Erosion zerstört. Die Zusammensetzung des Schuttwalles am Nordrand des Gebirges, dessen Entstehung zu Beginn der jüngern Tertiärzeit einsetzt, weist darauf hin, daß damals die weit aus dem Süden stammenden Decken die der Denudation sich darbietende Oberfläche gebildet haben. Hiermit haben wir prinzipiell die Lösung für das Problem der Entstehung der exotischen Nagelfluh gefunden.

Der zur Miocänzeit angelegte Schuttwall des Gebirges, welcher während der großen Ausdehnung der Gletscher durch Moränenmaterial weiter aufgebaut wurde, wächst bis heute immer fort. Die losen Flussgerölle werden zum festen Gestein der diluvialen Nagelfluh verkittet. Die Geschiebe der Flüsse füllen die alpinen Randseen allmählich aus, gerade so wie zur Miocänzeit alpine Ströme mächtige Deltas in das seichte Meer der Mittelschweiz hinausgebaut hatten. — Diejenige Periode der Gesteinsbildung, die nur auf Kosten des vorhandenen Baumaterials des Gebirges wirksam ist und die zu Anfang der jüngern Tertiärzeit begonnen hat, dauert heute noch fort und wird erst dann ihr Ende finden, wenn das Alpengebirge vollständig nivelliert sein wird und das Meer von neuem dauernd unsere Gegenden überflutet.

* *

Gefaltete „Unterste Kreide“ an der Axenstraße. Fig. 81.



Phot. Dr. H. Preiswerk



Schichtfaltungen von Röthidolomit und Quartenschiefer.
P. Urlaun — P. Ner am Tödi. Fig. 82.

0 | 10 cm

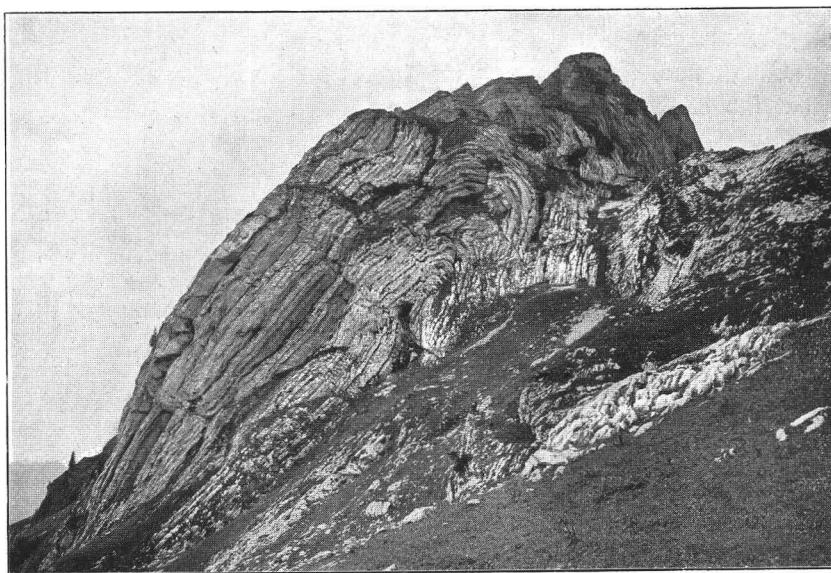


Vgl. N. Heim. B. G. S. XXVI.

Die Beweglichkeit der Gesteinsmassen im Großen ist die Bedingung für die Entstehung der Gebirge. Die Erdbeben sind der Beweis dafür, daß auch heute noch die Erdrinde nicht starr ist. Wenn wir einerseits aus der anomalen Auseinanderlagerung der Gesteinsmassen in den Alpen auf eine Transportfähigkeit der Massen schließen müssen, so ist es andererseits eine besondere petrographische Ausbildung, d. h. eine nachträglich eingetretene Umformung der alpinen Gesteinsarten, die uns weiterhin erkennen läßt, daß auch die Gesteinsmasse selbst veränderlich ist. Wenn ich bis jetzt lediglich von der Beweglichkeit der Gebirgsteile, der Gesteinsmassen im Großen, gesprochen habe, sind somit die modernen geologischen Probleme des Alpengebirges nur zum Teil berücksichtigt worden. Schritt auf Schritt begegnen wir im Gebirge Tatsachen, die dem kundigen Auge auch eine gewaltige stoffliche und strukturelle Umwandlungsfähigkeit der Gesteine offenbaren. Über Art und Ursache der Metamorphose alpiner Gesteine ist heute der Widerstreit der Meinungen heftig entbrannt. Unabweislich ist aber die Tatsache, daß der Mechanismus der Gebirgsbildung sich auch äußert in einer durchgreifenden Deformation der das Gebirge zusammengehenden Gesteine. Augenfällig ist es, wie die ursprünglich horizontal liegenden Schichtgesteine da und dort gebogen, gefaltet, zusammengefaust, verknnetet sind. Das Bild der Felswand im Großen spiegelt sich wieder auf der Oberfläche des kleinen Gesteinsstückes.

Stoß im Säntisgebirge.
Überliegendes Gewölbe in Schrattentall.

Fig. 88.



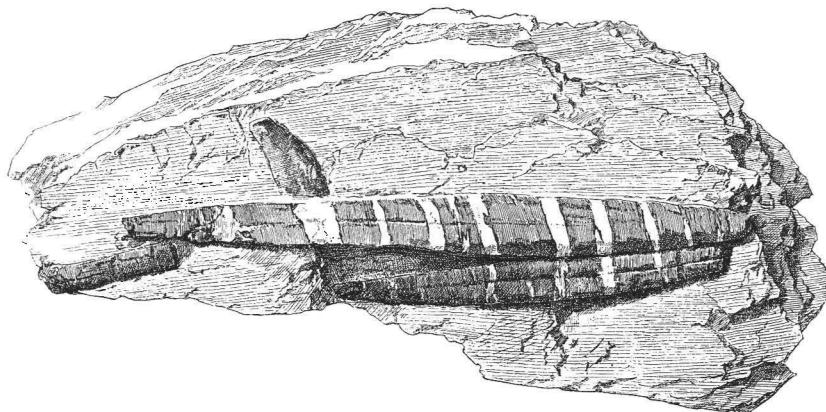
Nicht nur weiche mergelige Schichtgesteine werden gebogen und gefaltet, als wären sie weiches plastisches Blei, auch dickebankige spröde Kalkbänke bilden prachtvoll geschwungene Gewölbe.

In den Gesteinen eingeschlossene Petrefakten werden deformiert. Kreisrunde Ammoniten sind elliptisch in die Länge gezogen, die harten Belemniten wurden in Stücke auseinander gerissen.

Zerrissene Belemniten in Chloritschiefer des Untern Weissen Jura.

bei Fernigen (Kt. Uri).

Fig. 84.



Wir wissen, daß der im Meeresgrunde sich ablagernde Gesteinschlamm verfestigt wurde ganz allmählich, daß daraus eine harte, spröde Gesteinsbank wurde. Längst nach ihrer Verfestigung ist der Faltungsprozeß eingetreten und dabei hat sich das harte spröde Gestein verhalten wie eine duktile, biegsame Masse.

Die modernen Untersuchungsmethoden der Gesteine lassen uns bis in die letzten Feinheiten erkennen, aus welchen Mineralien ein Gestein besteht und wie die Gemengteile sich aggregieren. Dem unbewaffneten Auge nicht wahrnehmbare Züge, die bei scheinbar ganz verschiedenen Gesteinen auf gemeinsamen Ursprung hinweisen, werden offenbar. Wir erkennen, wie gewisse nur mit dem Mikroskop des Petrographen wahrnehmbare Besonderheiten der Gesteine in manchen Fällen auf eine bestimmte Entstehungsart derselben hinweisen.

Die alpinen Gesteinsarten sind alle dynamisch modifiziert. Die tausendfältige mikroskopische Untersuchung der im Gebirge am intensivst gepreßt erscheinenden Gesteine zeigt uns durchweg Zermalmung in erster Linie, dann aber bei Drucksteigerung und längerer Dauer des Druckes chemische Auflösungen und bei wieder eintretender Druckerniedrigung Auskristallisation neuer Minerale. Man darf die vor Augen liegenden mechanischen Deformationen

der Gesteinsgemengeenteile, die Deformations- und Mikrobreccienstrukturen, nicht als den Schwerpunkt der Dynamometamorphose betrachten. Neben der Wirkung erhöhten Druckes tritt diejenige erhöhte Temperatur und lösender Agentien ganz besonders in Wirkung. Erhöhte Temperatur und Druck bei gleichzeitiger Einwirkung von Lösungsmitteln, d. h. überhitztes Wasser in feinster Verteilung, das Kohlensäure, Kieselsäure, Borsäure und Titansäure enthält, genügen allein vollständig zur Erklärung weitgehendster mineralischer Umbildungen in den Gesteinsmassen. An Stelle mechanischer Vorgänge treten chemische, d. h. beide sind eng mit einander verbunden. So bedeutet der Vorgang der Kristallisation im festen Gestein, das unter der Herrschaft des Gebirgsdruckes steht, unter Umständen eine vollständige Regeneration des mineralischen Bestandes eines Gesteins. Aus einem normalen Sediment wird im Gebirge ein „Kristalliner Schiefer“. Man hat gefunden, daß die Art der Mineralumbildungen in den Gesteinen in charakteristischer Weise bedingt ist durch die Tiefenstufe, in der das Gestein zur Zeit seiner Umwandlung sich befindet. Die allgemeine Verbreitung kristalliner Umbildung der Gesteine in den Alpen weist also darauf hin, daß dieselben sich in der Periode ihrer Dislokation, zur Zeit der Gebirgsbildung, in sehr großer Tiefe in der Erdrinde befunden haben. Die theoretischen Profile, die wir heute durch die Alpen legen, zeigen, daß die mesozoischen Sedimente zum Beispiel, da wo sie am ausgeprägtesten kristallinen Habitus angenommen haben, zur Zeit ihrer Faltung 15 000 bis 20 000 Meter tief unter der Oberfläche gelegen sein sollen. Infolge der späterhin wirkenden Erosion sind diese Gesteine erst wieder relativ näher der Oberfläche zugerück worden.

Unter den vielumstrittenen Fragen in der petrographischen Erforschung alpiner Gesteine, handelt es sich unter anderem um folgendes: In den zentralen Teilen der Alpen zeigen die Sedimente der Trias und des Jura nicht mehr ihre normale Ausbildung, sie sind kristallinisch geworden, genau so wie anderwärts nur die Schichtgesteine der ältesten, azoischen Periode ausgebildet sind. Man möchte sie für „Urgebirge“ halten, sie führen aber da und dort Petrefaktenreste. Nach unserer Ansicht ist die Metamorphose der Gesteine ursächlich geknüpft an die Vorgänge, die bei der Gebirgsbildung in ihrer ganzen Ausdehnung und Komplikation in Aktion traten. Diese sind es, welche neue Mischungen und neues Gewebe in den Felsmassen erzeugt haben. Wir bezeichnen diesen Prozeß der Gesteinsumbildung als Dynamometamorphose. Nach einer andern Lehre sind gewaltige Massen von Eruptivgesteinen zwischen die normalen Sedimente eingedrungen und haben dieselben am Kontakt weit hin umgewandelt. Um dieser zweiten Lehre überhaupt eine Grundlage geben zu können, muß man granitartige Gesteine der Schweizeralpen ihrem geologischen Alter nach für jünger erklären, als die Sedimente der Juraformation. Der Beweis für diese schwerwiegende Annahme ist noch in keiner Weise geliefert.

* * *

Bei meinen Auseinandersetzungen über die Geologie der Alpen habe ich bis jetzt ein wichtiges Kapitel fast gänzlich außer Acht gelassen, nämlich das Problem der Tal- und Seebildung. Aus den dunklen Tiefen, in die uns die Darlegungen über die Metamorphose der Gesteine hinabgeführt haben, steigen wir wieder an die sonnige Oberfläche und auch hier werden wir wieder finden, wie durch Erkenntnis des Baues der Alpen allein die Erscheinungen uns verständlich werden. Die alten Geologen sahen in den tiefen Talfurchen der Gebirge Spalten, klaffende Risse in der Erdkruste; die Modernen lehren uns, daß unbekümmert um den Bau des Untergrundes fließendes Wasser und Eisströme Berg und Tal in ihrer heutigen Gestaltung geformt haben.

Der originelle Geologe Ulrich Stuž hat einmal den Ausspruch getan: „Die Seen sind Löcher, gegen welche die Berge sich gesenkt haben!“ Man hat viel über dieses Diktum gelacht und trotzdem enthält es ein Stück Wahrheit. Der Bodensee ist das Loch, gegen welches der Säntis vorgerutscht ist. Die Depression des Walensees erkennen wir wieder, auch wenn wir die darüber erodierten Schichten in einer Mächtigkeit von 3000 m ergänzen. Die drei Seen von Murten, Neuenburg und Biel am Rande des Jura deuten auf jene starke Versenkung des alpinen Vorlandes hin, in die die exotischen Massen der westlichen Schweiz sich hineingesenkt haben. Die größte Breite des halbmondförmigen Genfersees treffen wir da, wo die Deckscholle des Chablais von den Höhen hoch über dem Mont-Blanc abgerutscht ist.

Die tiefe Längsfurche von Rhein- und Rhonetal ist die Narbe, aus der der Verrucano von Glarus, Churfürsten und Säntis einerseits, die exotischen Freiburger Alpen andererseits herausgequetscht worden sind. Es sind tektonische Täler.

In dem heute herrschenden Streite um Wasser- oder Eiserosion müssen wir beiden Schulmeinungen etwas von dem Gewichte ihrer Argumente nehmen. Täler und Seen sind in ihrer Anlage zu erklären weder durch die Wirkung des nagenden Wassers noch durch diejenige des kolkenden Gletschereises. Sie sind vielmehr in ihrem ersten Werden bedingt durch den Gebirgsbau. Flußwasser und Gletschereis formen die Skulptur der Oberfläche. Die Verteilung von Hoch und Tief im Gebirgsland kann nur durch die Tektonik erklärt werden. Das vordringende Meer allein ist es, das Berg und Tal auszuebnen vermag.

* * *

Vergleichen wir den Stand der geologischen Alpenforschung von heute mit demjenigen von vor zwanzig Jahren, so erkennen wir, daß in manchen Punkten der Fortschritt, der durch vereinte Arbeit einer immer sich mehrenden Zahl von Forschern erzielt worden ist, ein großer genannt werden muß. Damals hatte man z. B. erst zu kämpfen darum, daß das „Klippenphänomen“ nicht als „Problem für sich“ betrachtet werden durfte, sondern vielmehr den Angelpunkt darstellt zur Lösung der Frage nach der Entstehung der Alpen

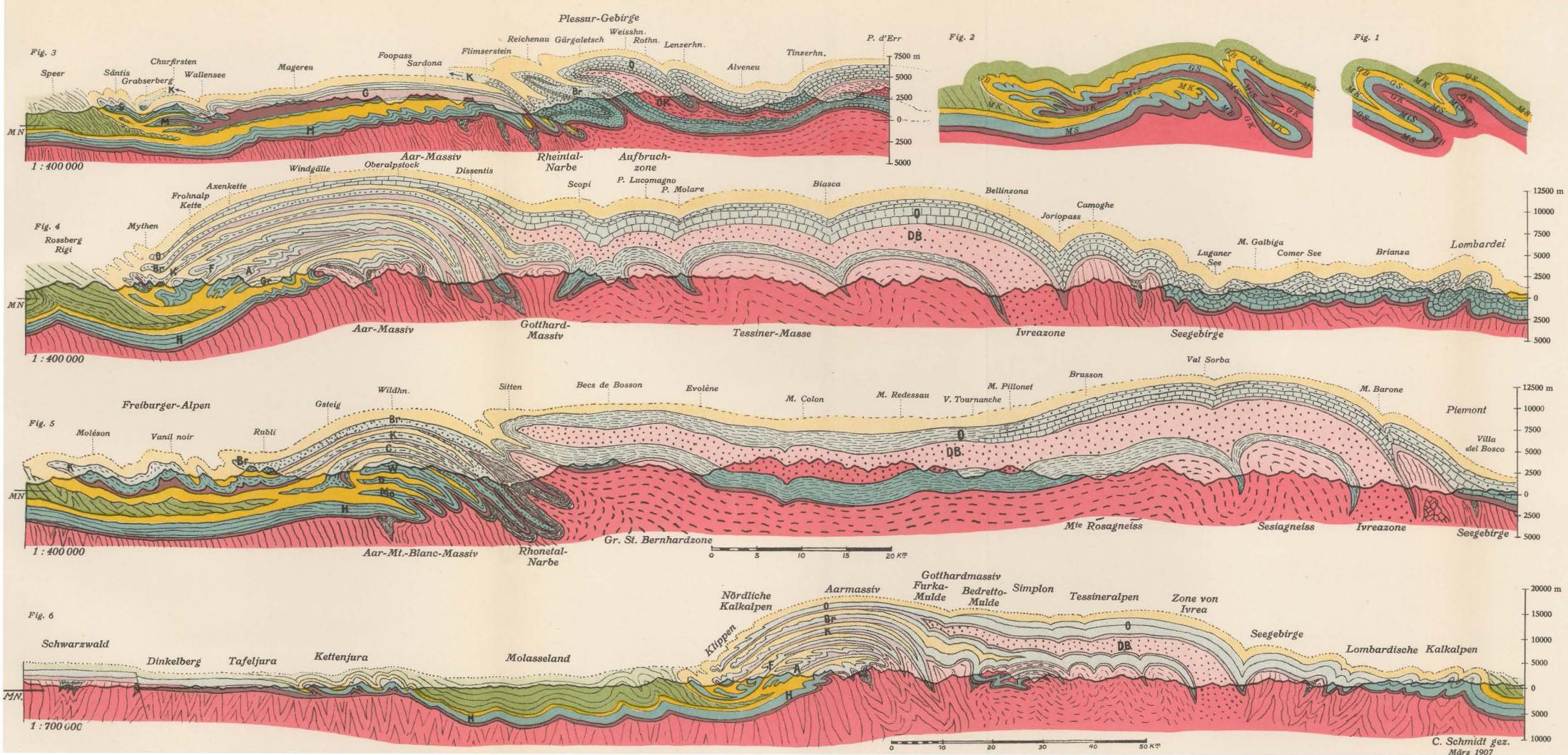
überhaupt. Man zweifelte damals noch an dem geologisch relativ jugendlichen Alter gewisser hochkristalliner, altertümlich ausschender Sedimente, die in kontinuierlichem Zuge die mediane Zone der Alpen einnehmen. Vieles ist heute noch dunkel; aber einerseits in der richtigen Erkenntnis dieser Mangelhaftigkeit unseres Wissens, in der scharfen Formulierung der schwebenden Fragen und in methodisch sicherer, konsequenter Verfolgung des klar vor uns liegenden Ziels liegt die Bürgschaft zu weiteren Erfolgen. Andererseits aber möchte ich doch die Wahrnehmung nicht unterdrücken, daß auch heute noch es nicht an mit Wärme verteidigten Anschauungsweisen fehlt, die nach meiner Ansicht in eine Sackgasse führen, das Schifflein auf den Sand zu setzen drohen. Eine andere Gefahr ist die, daß die in glänzendem Gewande dargebotenen neuen Lehren, die mancherorts sicher einen faktischen Erfolg, einen wirklichen, schönen Sieg bedeuten, berauschkend wirken. Die Theorie wird überall in den Vordergrund gedrängt, vorgefasste Meinungen trüben den Blick und schwächen die Unbefangenheit ruhiger Arbeit. Ich meine auch, heute noch soll der Geologe in erster Linie es lernen und üben, Petrefacten und Gesteine zu untersuchen und draufzen im Kleinen treu und genau zu beobachten. Der Hammer muß auch heute noch für den Geologen das Instrument sein, dessen er sich nie entraten darf.

Ich mußte es mir hier versagen, meine Huldigung darzubringen denjenigen Forschern, deren Scharffinn und unermüdlicher Arbeit wir die erzielten Erfolge verdanken; den vielgeschlungenen, dornenvollen Pfad allmählich wachsender Erkenntnis konnten wir nicht verfolgen. Mitten im Kampf der Meinungen stehen wir heute, nicht nur umgibt uns eine täglich sich mehrende Flut von Druckschriften; an Versammlungen, wo die Geologen der ganzen Welt sich treffen, werden lebhafte Worte gewechselt; in größerer oder kleinerer Anzahl, offiziell oder inoffiziell durchstreifen wir Tage lang das Gebirge und der lebhafte Wunsch, je und je mit eigenen Augen zu sehen, was andere entdeckt, führt uns weithin durch die Länder und über Meere. Es war von jeher das Vorrecht der Geologen, verbunden durch gemeinsame Interessen und persönliche Freundschaft, der Forschung gewidmete Wanderungen gemeinsam zu machen. Dass auch Freunde der Alpenwelt, die nicht wie der Geologe zu wandern und zu arbeiten haben, etwas erfahren von unserem Tun und Denken und auch teilhaftig werden mögen an unseren Freuden, ist der Zweck dieses Büchleins.

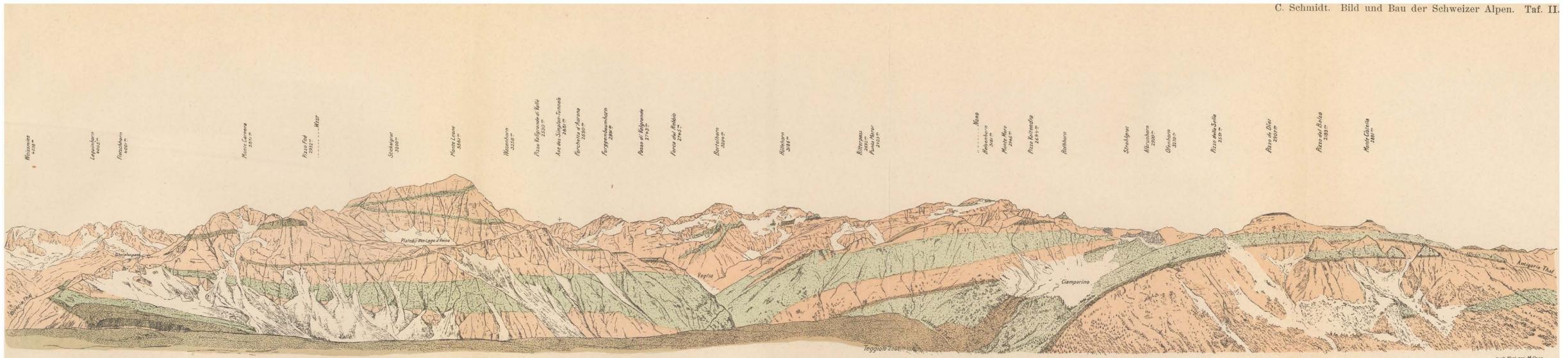
Verzeichnis der Tafeln.

- Taf. I** Profilserie durch die Schweizeralpen, entworfen v. C. Schmidt.
Fig. 1 und Fig. 2. Faltenschema.
Fig. 3. Profil: Speer bis Piz d'Err. 1 : 400,000.
Fig. 4. Profil: Rigi-Lombardei. 1 : 400,000.
Fig. 5. Profil: Moléson-Piemont. 1 : 400,000.
Fig. 6. Profil: Schwarzwald bis Lombardische Kalkalpen. 1 : 700,000.
- Taf. II** Geologische Panoramen aus dem Simplongebiet v. C. Schmidt und H. Preiswerk.
Monte Leone und Cistella, gesehen vom Teggiolo.
Wasenhorn und Hübschhorn, gesehen von Stalden.
Passo Naret, gesehen von Val Torta.
Faulhorn, gesehen vom Altstaffel am Rufenenpaß.
- Taf. III** Geologische Reliefkarte der Schweiz, i. M. 1 : 1,250,000, entworfen von C. Schmidt.



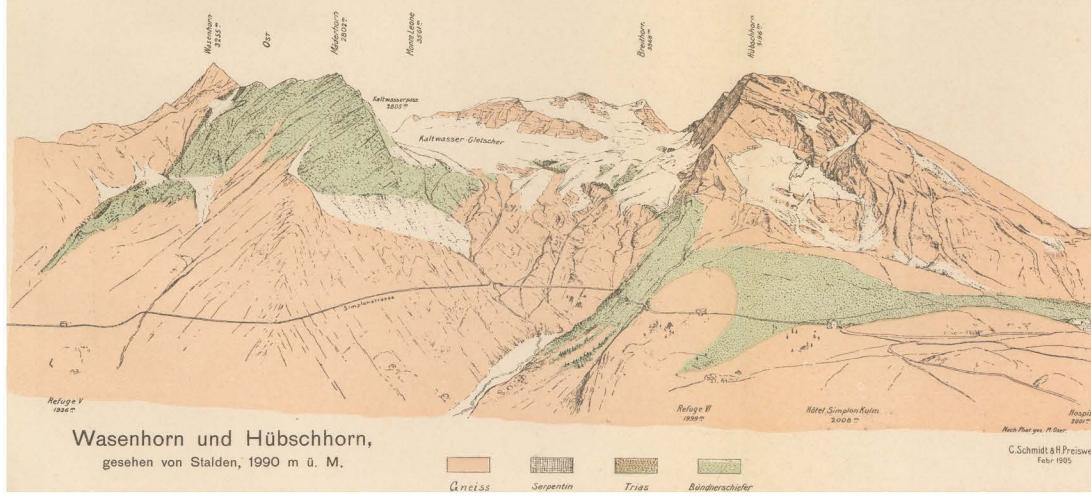


C. Schmidt gez.
März 1907



Monte Leone und Cistella, gesehen vom Teggiolo.

C. Schmidt & H. Preiswerk
Febr. 1905



Wasenhorn und Hübschhorn,
gesehen von Stalden, 1990 m ü. M.

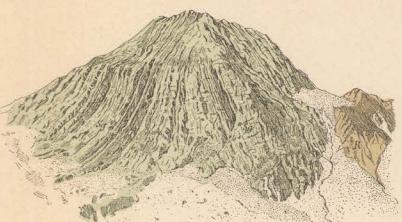
Gneiss Serpentinit Trias Bündnerschiefer

C. Schmidt & H. Preiswerk,
Febr. 1905

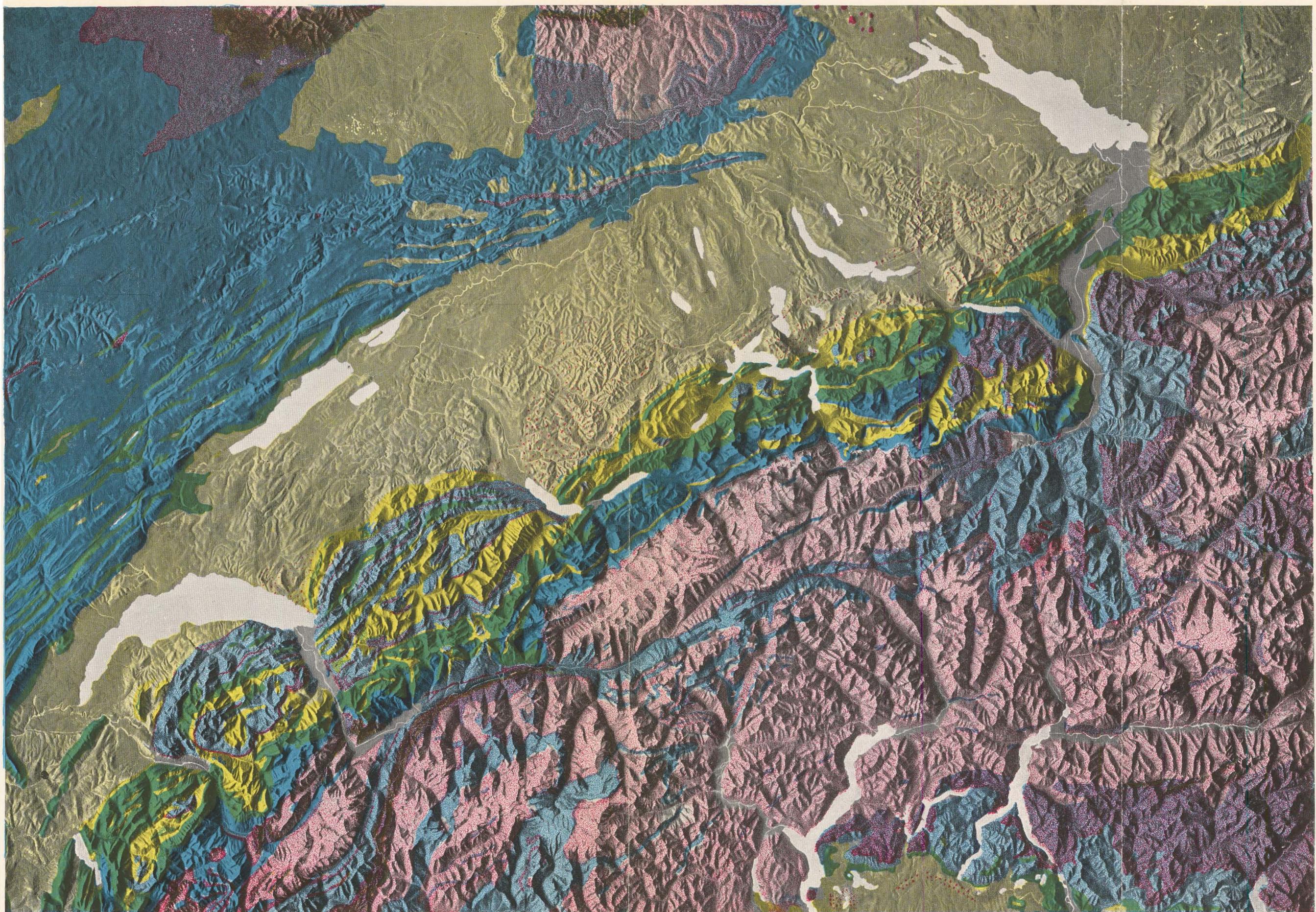
Passo di Naret, gesehen von Val Torta.
Sg = Bündnerschiefer; R = Rauchwacke; Gn = Gneiss.



Faulhorn, gesehen von Altstafel am Nufenenpass.
Sg = Bündnerschiefer; R = Rauchwacke.



Geologische Reliefkarte der Schweiz entworfen von C. Schmidt.



1 : 1250 000
0 10 20 30 40 50 Km.

Dr. G. Niethammer gez. Juli 1907.

Nach dem Relief von C. Perron.