Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 9 (1906-1907)
Heft: 4

Artikel: Ueber die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen

Autor: Schmidt, C.

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-156603

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 16.08.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Ueber die Geologie des Simplongebietes

und die Tektonik der Schweizeralpen [1]

von C. SCHMIDT (Basel).

(Mit Tafel 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14 und 10 Textfiguren.)

I. Das Gebiet des Simplon.

Die von mir im Jahre 1892 begonnenen Untersuchungen im Simplongebiet haben einen vorläufigen Abschluss gefunden in folgender Publikation der schweizerischen geologischen Kommission:

1. Geologische Karte, 1 : 50,000, begrenzt:
im Norden durch: Rhonetal Visp-Münster, Nufenenpass Oberes Bedrettotal;
im Westen durch die Linie: Zwischenbergen, Stalden, Visp;
im Süden durch die Linie: Zwischenbergen, Crevola;
im Osten durch die Linie: Crevola, Campo, S. Carlo, Passo Naret.

2. Serie von 16 Querprofilen durch das ganze Gebiet der Karte; Uebersichtskarte der Walliseralpen, etc.

3. Erläuterungsheft.

Die Untersuchungen wurden in den letzten Jahren gemeinsam mit Dr H. PREISWERK ausgeführt und für die Darstellungen auf der Karte konnten mit benutzt werden die Aufnahmen des italienischen Landesgeologen A. STELLA.

Infolge des Baues des Simplontunnels hat die geologische Erforschung des Simplongebietes besonderes, allgemeineres Interesse erlangt [2].

[1] Vorgetragen in den Sitzungen der schweizerischen der deutschen und der französischen geologischen Gesellschaft (12 September 1905, 3. Januar 1906 und 18. Februar 1907).

[2] Vergl. C. SCHMIDT, Untersuchungen über die Standfestigkeit der Gesteine im Simplontunnel. *Gutachten*, abgegeben an die Generaldirektion der Schweiz. Bundesbahnen. Bern, 1907.

Ueber die Geologie des Tunnelgebietes hat H. SCHARDT [1] in letzter Zeit eine Reihe von Arbeiten veröffentlicht, auch A. HEIM [2] hat sich darüber geäussert; A. STELLA [3] besprach ebenfalls das geologische Problem des Simplon.

Eine eingehende Diskussion der genannten und anderer Arbeiten gebe ich hier nicht. — Fig. 1 der Taf. 7 gibt eine Reproduktion des von H. SCHARDT verfassten Profils, das zu den offiziellen Denkschriften gehört, die im Jahre 1891 von der Direktion der Jura-Simplon-Bahn und im Jahre 1894 vom schweizerischen Bundesrate herausgegeben worden sind. — Fig. 2 der Taf. 7 entspricht einem Profil, das ich im November 1901 gezeichnet habe und das hinsichtlich der theoretischen Auffassung noch übereinstimmt mit den Profilen, die H. GOLLIEZ, H. SCHARDT und ICH bis zum Jahre 1900 [4], konstruiert haben. Dieses zu einem unveröffentlichten Privatgutachten gehörige Profil hat H. SCHARDT ohne mein Wissen und ohne meinen Willen bereits mehrfach veröffentlicht [5]. — Fig. 3 der Taf. 7 stellt die verkleinerte Reproduktion des auf Taf. 8 gegebenen Profiles in der Richtung der Tunnelaxe dar, das Dr. PREISWERK und ICH im März 1905 gezeichnet haben. Es zeigt dasselbe, wie wir durch Kombination der Kartierungen an der Oberfläche mit unsern Beobachtungen im Tunnel die theoretische Deutung der komplizierten Lagerungsverhältnisse glauben geben zu müssen. Auf Fig. 4 der Taf. 7 gebe ich ein Schema der Tektonik des Simplongebietes, wie es auf Grund der Serie von Profilen durch das ganze Gebiet kombiniert werden konnte.

Wie ich bereits im Jahre 1895 gezeigt habe (*Eclog. geol. helv.*, vol. IV, p. 361—375), bestehen die gesamten Gebirge des östlichen Wallis und der angrenzenden Teile Italiens aus

[1] Vergl. *Eclog. geol. helv.*, vol. VIII, Nr. 2. — Verhandl. d. Schweiz. Nat. Ges. Winterthur, 1904. — *Bull. tech. de la Suisse romande*, 1905, Nr. 10, 11, 12, 14. — *Bull. de la Soc. de Géographie*, Paris, XI, Nr. 2, 1905, etc.

[2] Vergl. *Eclog. geol. helv.*, vol. VIII, Nr. 4, 1904.

[3] Vergl. *Boll. del R. Com. Geol. d'Italia*, 1905.

[4] H. SCHARDT hat nach eigener Aussage noch für die Ausstellung in Paris im Jahre 1900 ein Profil gezeichnet, das auf analoger Konstruktion basiert (*Eclog. geol. helv.*, vol. VIII, Nr. 2, p. 186).

[5] Vergl.: 1. *Note sur le profil géologique et la tectonique du Massif du Simplon*, suivi d'un *Rapport supplémentaire sur les venues d'eau*, etc., Lausanne, Impr. Corbaz & Cie, 1903. — 2. *Eclog. geol. helv.*, vol. VIII, Nr. 2, 1903. — 3. *Verhandl. d. Schweiz. Naturforsch. Gesellsch. in Winterthur*, 1904. — 4. *Bull. tech. de la Suisse romande*, 1905. — 5. *Geogr. Lexikon d. Schweiz*, Bd. III: Monte Leone.

einem intensiv gefalteten System folgender, konkordant übereinanderliegenden Elemente: 1. Archäische Gneisse und Glimmerschiefer; 2. Marmor, Gyps, Quarzit etc. der Trias; 3. Kalkschiefer der Juraformation mit Ophiolithen (Bündnerschiefer). Das Gebiet gehört zur Zone der inneralpinen mesozoischen Sedimente[1] (Zone du Briançonnais).

Ich möchte hier nur kurz daran erinnern, dass man bis zum Jahre 1894 in der Gebirgsmasse des Simplon ein regelmässig gebautes Gewölbe, bestehend aus altkrystallinen Gesteinen, erblickt hat — die ältern Darlegungen von H. GERLACH waren unberücksichtigt geblieben. Das Profil Fig. 1 Taf. 7 entspricht noch ganz dieser Anschauung[2]. Dass aber auch südlich der Bündnerschieferzone des Rhonetales Einfaltungen und Ueberfaltungen von Bündnerschiefern in Gneissen sich finden, zeigten dann die Profile, die H. GOLLIEZ, H. SCHARDT und ICH SELBST im Jahre 1894 und 1895 gegeben haben.[3] (Vergl. Taf. 7, Fig. 2.) Die weitern Untersuchungen haben es erwiesen, dass die Komplikation im Gebirgsbau noch viel grösser ist, als wir angenommen hatten. Die von mir zuerst begründete neue Grundanschauung hinsichtlich der stratigraphischen Auffassung der Gesteine des Simplon hat sich aber als durchaus richtig erwiesen.

[1] *Livret guide géol.* — Lausanne 1894, p. 139.

[2] Die Theorie des « Simplongewölbes » hat allgemeine Verbreitung gefunden. C. DIENER acceptierte sie rückhaltlos (1891). Vergl. ferner: BERGHAUS *Atlas der Geologie*, Nr. 10 (1892), BRÜCKNER, Die feste Erdrinde und ihre Formen, S. 166 (1897) etc.

Ich muss es hier erwähnen, dass H. SCHARDT in den *Verhandlungen der Schweiz. naturforschenden Gesellschaft* (87, 1904) die Profile von 1882 und 1890—94 unrichtig wiedergibt. In beiden Profilen und dazu gehörigen Texten wurden die unter dem Antigoriogneis in der Cairascaschlucht bei Varzo liegenden Kalkschiefer als ältestes Formationsglied des Simplon angesehen und als « micaschistes inférieurs » oder « micaschistes calcaires » bezeichnet. Während z. B. M. LUGEON auf einer Reproduktion dieser Profile in Schwarz diese Schiefer, getreu den Originalien entsprechend, mit « Mi » bezeichnet (*Bull. tech. de la Suisse rom*, 20 déc. 1902), erlaubt H. SCHARDT sich jedoch eine kleine Verschiebung vorzunehmen und wählt in seinen Reproduktionen (*Verhandl. der Schweiz. naturf. Ges.*, 1904) die Bezeichnung « Ski » für die Varzoschiefer, als ob die Verfasser der Profile aus den Jahren 1882 und 1890/94 schon die stratigraphische Zugehörigkeit der kalkigen Schiefer, die im Cairascatal unter Antigoriogneis auftreten, zu den jurassischen Glanzschiefern des Rhonetales (*Sk.*) erkannt hätten. (Vergl. auch A. HEIM, *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*, Lief. XXV, S. 287, 1891). Auf der SCHARDT'schen Originalzeichnung von 1891 kommt in der Farbengebung (Varzoschiefer = violett; Schiefer von Rosswald-Brig = hellbraun) die vermeintliche stratigraphische Differenz beider Gesteinskomplexe klar zum Ausdruck.

[3] *Livret guide géol.* — Lausanne 1894, p. 230, pl. VIII und X; ferner *Eclog. geol. helv.*, vol. IV, Nr. 5, 1895.

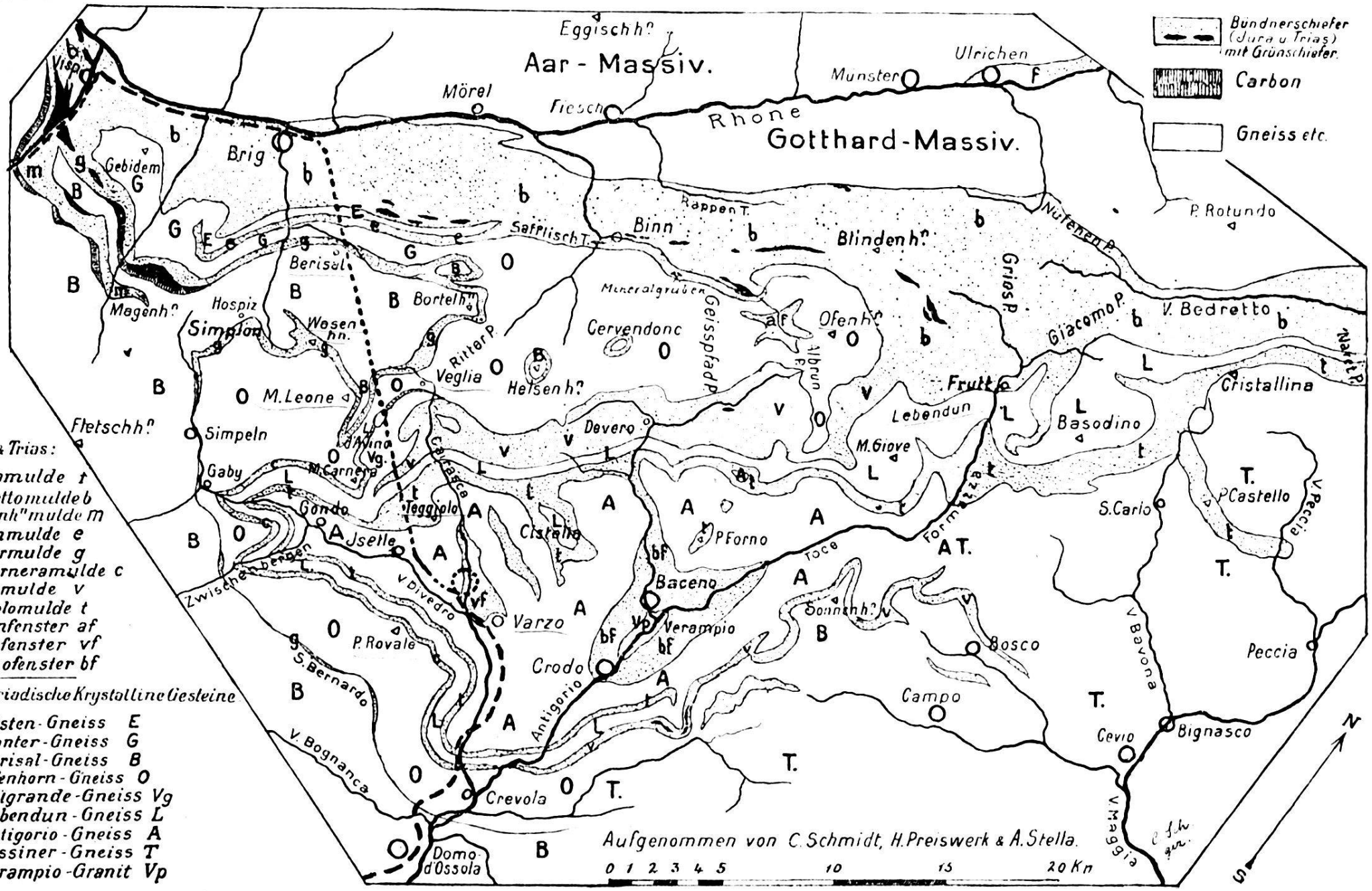


FIG. 1. — Geologische Kartenskizze des Simplonmassivs.

Es ist unmöglich ohne die geologische Detailkarte und die Profilserie die Struktur der Berge vom Gotthard zum Simplon in befriedigender Weise zu erläutern. Fig. 1 und Fig. 2, ebenso die Karte der Tafel 13, können zur Orientierung dienen. Weiterhin zeigt es sich, dass die Tektonik des Simplon erst verständlich wird, wenn wir die Tessineralpen sowohl als auch die westlichen Walliseralpen bis zur oberitalienischen Ebene gleichzeitig untersuchen und endlich erkennen wir, dass der Gebirgsbau im Süden der Rhein-Rhonelinie von Chur bis Martigny die wesentlichen Züge im Aufbau der nördlichen Kalkalpen bedingt.

Im Norden des Simplongebietes treffen wir auf Teile der sog. Centralmassive des Finsteraarhorns und des Gotthard, die westwärts in ihrer Streichrichtung zur Tiefe sinken. Südlich des Gotthardmassivs und, westwärts von Fiesch, südlich des Aarmassivs finden wir in den Bergen auf der Südseite des Rhonetales mächtig entwickelte mesozoische Schiefer, die wir der Bedrettomulde zurechnen. In der ganzen Zone von Vals in Graubünden weg, über Olivone, Airolo, durch das Bedrettotal, über den Nufenenpass, durch das Binnental und weiter westwärts bis zur Simplonstrasse und bis ins Rhonetal bei Visp grenzen die Schiefer der Bedrettomulde in konkordanter Lagerung mit Trias im Liegenden südwärts an alt-krystalline Gesteine, die wir bezeichnen von Ost nach West als: Adulagneisse, Tessinergneisse, Lebendungneiss, Ofenhorn-Gantergneiss, Berisal-St. Bernhardgneiss. In den Gebieten südlich des Südrandes der Bedrettomulde finden wir nun in weit grösserer Ausdehnung und in viel komplizierterer Form, als man früher annahm, durch das ganze Gebirge mesozoische und altkrystalline Gesteine innig miteinander verflochten. An den steilen Berghängen, in den tiefen Tälern stossen wir zwischen den im allgemeinen flach liegenden Gneissen 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 Berisal, Wasenhorn Alpe Veglia, Pizzo Teggiolo, Varzo und den Pizzo Rovale bis ins Val Bognanco z. B. werden folgende 22 Zonen mesozoischer Schiefer- und archäischer Gneisse durchquert: 1. Bedrettoschiefer, 2. Eistengneiss, 3. Eistenmulde, 4. Gantergneiss, 5. Gantermulde, 6. Berisalgneisse, 7. Schiefer am Südabhang des Wasenhorns und in der Ostwand des Monte Leone, 8. Monte

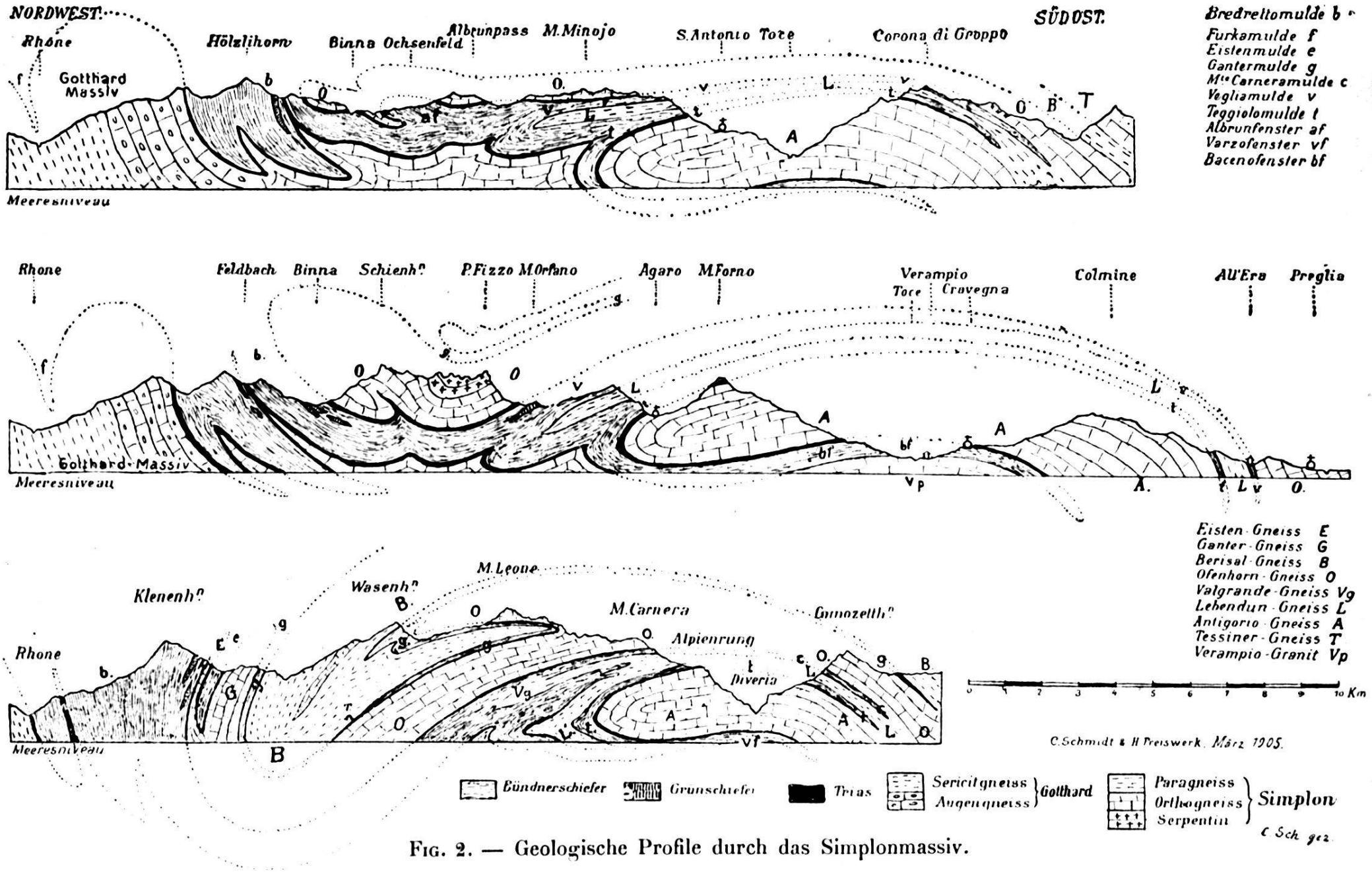


FIG. 2. — Geologische Profile durch das Simplonmassiv.

Leone-Gneisse über dem Lago d'Avino und auf dem Gipfel des Monte Leone, 9. Schiefer und Marmor am Lago d'Avino und Monte Carnera, 10. Valgrande-Gneiss, 11. Kalkschiefer am Nordabhang von Vallé, 12 Lebendungneiss, 13. Schiefer und Marmor von Vallé-Pizzo Teggiolo, 14. Antigoriogneiss, 15. Schiefer von Varzo-Val Cairasca, 16. Antigoriogneiss, 17. Unteres Schieferband am Nordabhang der Rovalekette, 18. Dünnschiefrige Gneisse, 19. Oberes Schieferband am Nordabhang der Rovalekette, 20. Weisse, zweiglimmerige Gneisse des Rovalekammes, 21. Kalke und Schiefer von San Bernardo, 22. Gneisse bis ins Val Bognanco. (Vergl. Taf. 8.)

Wie diese Zonen das Gebirge durchziehen und sich verbinden, kann ich hier nur an wenigen Beispielen erläutern. (Vergl. Taf. 13.)

Am steilen südlichen Abhang des Val Divedro ob Gondo, Iselle und Varzo treffen wir z. B. zwei ostweststreichende, mesozoische Einlagerungen in den Gneissen[1]. Wir sehen, wie dieselben gegen Osten einerseits bei Crevola 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 Km. sich verfolgen lassen. Andrerseits sind die gleichen beiden Bänder mesozoischer Gesteine gegen Westen im Talgrund von Zwischenbergen und an der Simplonstrasse unterhalb Al Gaby aufgeschlossen, von wo aus sie, wiederum im Streichen umbiegend, nordöstliche Richtung annehmen und vom Ostfuss des Monte Leone aus über Veglia und Devero bis zu den Tosafällen die Zone der « Deveroschiefer » bilden, welche am Griespass mit den Schiefern der Bedrettomulde verschmelzen. In ihrem ganzen hemizirkulären Verlaufe schliessen die beiden genannten Kalk- und Schieferbänder die schmale Zone des Lebendungneisses ein. Die Deveroschiefer werden nordwärts von den « Gneissen des Ofenhorns », denen der Serpentin des Geisspfades angehört, in flacher Lagerung überdeckt; südwärts liegen sie dem « Antigoriogneiss » auf. Hoch oben an den Flanken des Monte Leone, des Bortelhorn, des Helsenhorn und des Cherbadung tritt über den Ofenhorngneissen ein neues Band von mesozoischen Schiefern zu Tage, das von den « Berisalgneissen » bedeckt wird. Tief unten an der Diveria bei Varzo und am Toce bei Baceno erscheint unter dem Antigoriogneiss noch einmal ein Komplex meso-

[1] Auf der geologischen Uebersichtskarte 1:500,000 (1894) ist nur eine der beiden Zonen eingetragen. (Vergl. auch Taf. 6. Fig. 2.)

zoischer Schiefer, in deren Liegendem ein neuer, tiefster Gneiss, der «Verampiogneiss» zu Tage tritt. (Vergl. Taf. 7 und 8.)

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 Aeltern darstellen. Als jüngstes Glied haben wir die jurassischen Bündnerschiefer zu bezeichnen, die in gewissen Horizonten fossilienführend, als Bedrettomulde zwischen den nördlichen Centralmassiven und den südlichen Gneissen lagern und einst als kontinuierliche Decke südwärts über das ganze Gebiet sich ausgedehnt haben. (Vergl. Taf. 7, Fig. 4.) Südlich der Bedrettomulde liegen sechs Horizonte verschiedenartiger Gneisse mehr oder weniger horizontal übereinander und immer werden je zwei verschiedenartige Gneisse 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 Gneisskomplex von typischen Triasgesteinen in mehr oder weniger kontinuierlichem Zuge begleitet. Durch Kombination von Querschnitten durch das Gebirge zwischen Brig und Binn im Norden und Zwischenbergen und Crevola im Süden erhalten wir so für die Region des italienisch-schweizerischen Grenzkammes ungefähr folgendes Profil, das bei vollständiger Erhaltung aller Bestandteile eine Mächtigkeit von 8000-9000 M. erreichen muss (Vergl. Taf. 7, Fig. 3 und 4, Taf. 9, Fig. 1 und Taf. 8):

1. Bündnerschiefer der Bedrettomulde, der Eistenmulde, der Gantermulde, der Magenhornmulde und des allgemeinen Hangenden der Gneisse.
2. Granatglimmerschiefer, Sericit- und Biotitgneisse, Amphibolite, zweiglimmerige Augengneisse:
   Berisal-Gneisse (1800 M. mächtig) . Gneiss A
3. Bündnerschiefer der Ganter-Monte Leone Hüllehorn-Mulde . . . . . Mulde I
4. Zweiglimmergneisse, Biotitgneisse, Hornblendegneisse, Serpentin:
   Monte Leone-Ofenhorn-Gneiss (1000 M. mächtig) . . . . . Gneiss B

5. Bündnerschiefer des Monte Carnera-Pizzo del Rovale-Mulde . . . . . Mulde II
6. Granat- und Hornblende-Gneiss: Pizzo Valgrande-Gneiss (200 M. mächtig) . . . . . Gneiss C
7. Bündnerschiefer der Veglia Devero-Mulde Mulde III
8. Dünnschichtige, zweiglimmerige Gneisse, mit Conglomeraten (?): Lebendungneiss (400 M. mächtig) . . Gneiss D
9. Bündnerschiefer der Teggiolomulde . . Mulde IV
10. Dickbankige, homogene Zweiglimmergneisse: Antigoriogneiss (1600 M. mächtig) . . Gneiss E
11. Bündnerschiefer der Varzo-Bacenomulde Mulde V
12. Granitischer Gneiss: Verampiogneiss . . . . . Gneiss F

Weitere Darlegungen über die Verbreitung und die Natur der Bündnerschiefer des Hangenden und der fünf genannten Schiefermulden sowie der sechs Gneisskomplexe können hier nicht gegeben werden; über die genetische Natur, über die Altersfolge der verschiedenartigen Gneisse und Glimmerschiefer kann ich mich hier auch nicht äussern. Bemerkenswert ist es, dass die Schiefermulden in sich selbst wieder als Ganzes gefaltet sein können, zugleich mit ihren hangenden und liegenden Gneissen. An der Ostwand des Monte Leone ist eine solche Falte einer Mulde, der Ganter-Monte Leone-Mulde, mit ihrer Umbiegung prachtvoll erhalten. Die Ostwand des Monte Leone ob dem Lago d'Avino zeigt folgendes Profil von unten nach oben: 1. Val grande-Gneiss (C), 2. Bündnerschiefer und Trias der Monte Carneramulde (M. II), 3. Monte Leone-Ofenhorn-Gneiss (B), 4. Trias, Bündnerschiefer, Trias (M I), 6. Berisalgneiss und Glimmerschiefer (A), 6. Trias, Bündnerschiefer, Trias (M. I), 7. Monte Leone-Ofenhorn-Gneiss (B) (Taf. 7, Fig. 3 und Taf. 10). Ferner zeigt es sich, dass die lang ausgezogenen Mulden in ihrem Verlaufe in hohem Grade bald gestaut, bald ausgezogen, sogar ausgequetscht sein können.

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 Gneisskomplexe als übereinander lagernde flach liegende Isoklinalfalten auffasst,

die von Süden, Südwesten und Südosten aufsteigen und gegen Norden wieder einsinken. Die Bündnerschiefer mit Trias in ihrem Liegenden und in ihrem Hangenden sind je Muldenkern mit Mittelschenkel und Muldenschenkel; die Gneisse je Gewölbekern. Die Gneisse sind aufgefaltet, als Gewölbekerne nordwärts übergelegt worden, so dass sie bis auf 20 Km. Länge den flach nach Süden ausgezogenen Mulden der mesozoischen Schiefer auflagern. Nordwärts bohren sich die Stirnen dieser flachliegenden Gneissantiklinalen in die Tiefe, verbreiten sich oder werden wieder aufgestülpt. Jede Schiefermulde muss mit der höher liegenden Mulde einerseits, mit der tiefer liegenden andrerseits in Verbindung treten je an einer nordwärts gerichteten Gewölbebiegung, welche eine Gneissantiklinale als Gewölbekern umfasst.

So verbindet sich z. B. der auf Antigoriogneiss liegende Triasmarmor des Teggiologipfels mit dem unter Antigoriogneiss auftauchenden Marmor im Tunnel bei 4325 M. ab Südportal, d. h. die Teggiolomulde (IV) vereinigt sich mit der Varzo-Bacenomulde (V) den nordwärts gerichteten Gewölbekern des Antigoriogneisses (E) umfassend. (Vergl. Taf. 7, Fig. 3, 4, 5 und Taf. 8.)

Der Vergleich der Figuren 1, 2 und 3 auf Tafel 7 zeigt deutlich, in wie weitgehendem Masse der Bau des Tunnels neue geologische Aufklärungen gebracht hat und wie durch dieselben die Probleme geändert und präzisiert worden sind. Durch die Verbindung der Aufnahmen im Tunnel mit der geologischen Kartierung an der Oberfläche ergibt sich die Konstruktion des Tunnelprofiles entsprechend Taf. 8 und des geologischen Schemas (Fig. 4) auf Taf. 7.

In wesentlichen Punkten stimmt unser Profil nicht überein mit den Profilen, die H. SCHARDT in den Jahren 1902 bis 1905 gegeben hat[1]. Gegenüber den Profilen, die bis zum Jahre 1891 gezeichnet worden sind, hat die geologische Untersuchung des Gebietes unabhängig von den Resultaten der Tunnelbohrung selbst, die Prognose in zwei fundamental wichtigen Punkten geändert.

Im Jahre 1893 ist von mir die wahre Natur des Teggiolomarmors und des Kalkglimmerschiefers im Liegenden des

[1] Das Profil Taf. 8 ist zu vergleichen mit dem von H. SCHARDT nach den Ergebnissen der Ausführung gegebenen geologischen Längenprofil. (Lausanne, September 1905, Akten der S. B. B. — Vergl. auch *Verhandl. der Schweiz. naturf. Ges.*, 1904 : Geolog. Profil des Simplontunnels, Varianten, 1902-03 und 1904).

Antigoriogneisses erkannt worden und damit erst war auch die Annahme einer südwärts gerichteten Umbiegung des Teggiolomarmors im Berginnern gegeben, wie Fig. 2 auf Tafel 7 es darstellt.

Im April des Jahres 1902 legte H. SCHARDT, in Uebereinstimmung mit theoretischen Anschauungen, die kurz vorher M. LUGEON dargelegt hatte, ein neues geologisches Profil vor, nach welchem der Kern des Gebirges nicht aus alten Gneissen, sondern aus mesozoischen Kalkschiefern bestehen sollte. Der Ort des Nordtunnels stand damals (April 1902) ungefähr bei Km. 7 in Gneiss, der Ort des Südtunnels bei Km. 4,440 in der zur Trias des Teggiolo gehörenden Druckpartie ; zirka 8300 M. d. h. die Hälfte der ganzen Tunnellänge im Berginnern war noch unbekannt. Bei zirka 9200 M. ab NP sollte nun nach der von H. SCHARDT gegebenen neuen Konstruktion der Tunnel im Liegenden des Gneisses auf Marmor der Trias und dann auf jene Kalkschiefer treffen, die den Kern des Gebirges bilden sollten. Ende Juni 1903 traf man bei 9400 M. ab NP auf den vorausgesagten Wechsel des Gesteins und auf 3500 M. Länge hielten die Kalkschiefer an. Eine gerechte Kritik der Tätigkeit der Geologen am Simplon darf die Tatsache nicht ausser Acht lassen, dass hier die scharfsinnige Konstruktion, die H. SCHARDT gegeben hat, sich glänzend bewahrheitet hat.

Die Gesteinsfolge im Tunnel ist nun etwa folgendermassen zu präzisieren (vergl. Taf. 7, Fig. 3 und Taf. 8).

I. **Km. 0—4,08 ab NP.** Kalkphyllite mit triadischem Marmor und Gypseinlagerungen zwischen Km. **0**,67 und **0**,715 und Km. **1**,23 und **1**,530. Zwischen Km. **3**,843 und **3**,913 erscheint im Liegenden der Kalkschiefer Triasmarmor mit Anhydrit, dann zwischen Km. **3**,913 und **3**,993 eine schmale Gneissantiklinale und von Km. **3**,993 bis Km. **4**,08 finden wir eine Kalkschiefersynklinale mit Marmor beiderseits . . . **Bedretto-Mulde.** (4080 M.)[1]

[1] In der Trias zwischen Km. **1**,23 und **1**,53 liegen schwarze Klintonitschiefer in 60 M. Mächtigkeit. die wohl als synklinal gestelle Bündnerschiefer zu denken sind. Ferner erscheint es naturgemäss, das südliche Ende der Bedrettomulde schon bei Km. **3**,913 anzunehmen, und fernerhin den Gneiss bis Km. **3**,993 als eine besondere Gneissantiklinale (als « Eisengneiss ») und dann die darauffolgenden, bis zum Gantergneiss bei Km. **4**,08 sich erstreckenden Kalkschiefer mit beiderseitigem Marmor als neue Schiefermulde (als « Eistenmulde ») zu bezeichnen. (Vergl. Taf. 8.)

II. **Km. 4,08—4,410 ab NP.** Quarzreiche, graue grobbankige Muscovitgneisse. Antiklinal gestelltes aufgestautes Ende der Antiklinale des Leone-Ofenhorn-Gneisses (vergl. Fig. 4 Taf. 4)
Ganter-Gneiss (I) (330 M.)

III. **Km. 4,410—4,426 ab NP.** Kalkschiefer mit schmaler Marmorgrenzbank. **Ganter-Mulde (I)** (16 M.)

IV. **Km. 4,426—7,246 ab NP.** Granatführende sericitische Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer, zweiglimmerige Augengneisse, Biotitgneisse, etc. . . . . **Berisal-Gneiss.** (2820 M.)

V. **Km. 7,246—7,254 ab NP.** Kalkschiefer und Marmor mit Anhydrit . , **Ganter-Mulde (II).** (8 M.)

VI. **Km. 7,254—8,145 ab NP.** Dickbankige, helle Muscovitgneisse.
Ganter-Monte Leone-Gneiss (II). (891 M.)

VII. **Km. 8,145—8,155 ab NP.** Zerquetschte Lager von Marmor, Anhydritsekretionen.
Monte Carnera-Mulde. (10 M.)

VIII. **Km. 8,155—9,4 ab NP.** Hornblende- und granatführende, sericitische Gneisse . . . .
Valgrande-Gneiss. (1245 M.)

IX. **Km. 9,4—12,359 ab NP.** oder **Km. 10,329—6,87 ab SP.** Marmor, grobspäthiger Anhydrit, Glimmerschiefer mit Anhydrit, etc. bilden zwischen Km. 9,4—9,68 die Trias auf der Grenze zwischen Valgrande-Gneis und Kalkphylliten. — Von Km. 9,68 ab NP bis 7,12 ab SP, auf zirka 3 Km. Länge fanden sich flachliegende, grobkrystalline, hellgraue, glimmerige Kalkschiefer, z. T. granathaltige Hornfelse (Bündnerschiefer). — Von Km. 7,12 bis 6,87 ab SP bilden grobkrystalline, glimmerreiche Marmore die Trias auf der Grenze gegen den liegenden Lebendun-Gneiss.
Veglia-Mulde. (3459 M.)

X. **Km. 12,859—14,403 ab NP** oder **Km. 6,87—5,326 ab SP.** Biotitreiche, dünnbankige Gneisse, reich an Quarzlagen und Knollen und konglomeratartigen Einlagerungen . . . . **Lebendun-Gneiss.** (1544 M.)

XI. **Km. 14,403—15,404 ab NP** oder **Km. 5,326 bis 4,325 ab SP.** Bündnerschiefer erscheinen

ohne trennende Trias über dem Lebendun-Gneiss und erstrecken sich, flach südfallend, bis Km. 4,946 ab SP. Die Trias im Hangenden der Bündnerschiefer ist jedoch sehr mächtig, sie hält auf 621 M. Länge an. In ihr findet sich zwischen Km. 4,795 und 4,613 eine Masse von körnigem, phlogopithaltigem Anhydrit, ferner Anhydrit führende Glimmerschiefer (Km. 4,5—4,46 ab SP), dann die berüchtigte Druckpartie, bestehend aus kaolinigem Glimmerkalk (Km. 4,46—4,42 ab SP) und endlich der die Vauclusequellen liefernde Marmor zwischen Km. 4,42 und 4,325 ab SP. . . . . **Teggiolo-Mulde.** (1001 M.)

XII. **Km. 15,404—19,729 ab NP oder Km. 4,325—0 ab SP.** Dickbankiger, zweiglimmeriger Gneiss mit basischen oder mit aplitischen Einlagerungen. **Antigorio-Gneiss.** (4325 M.)

Bei Km. 4,325 ab Südportal wird der südliche Grenzmarmor der Teggiolomulde von Antigoriogneiss überschoben. Die wichtige Stelle ist auf beistehender Figur (Fig. 3) zur Darstellung gebracht.

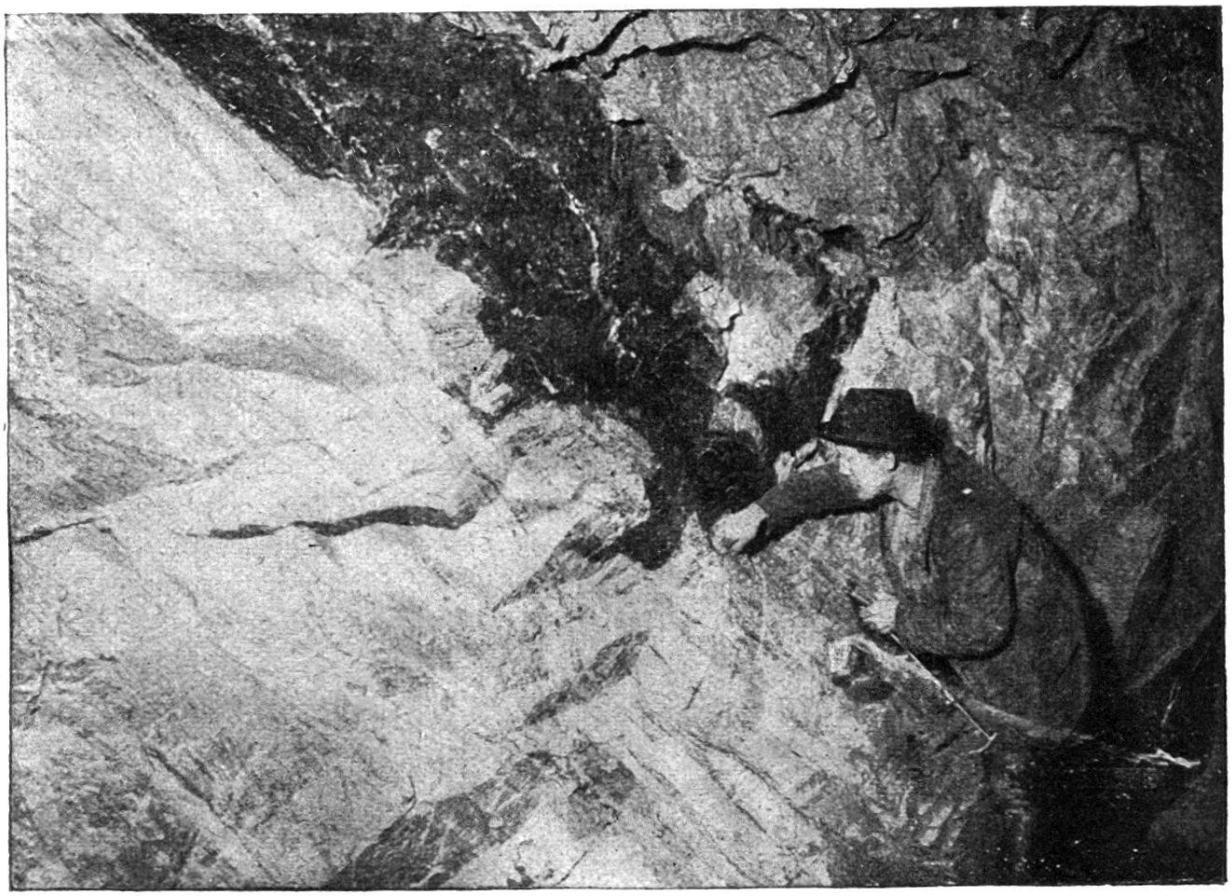
Bei der Auffassung der Tektonik des Simplon, wie sie im Jahre 1869 durch H. GERLACH inaugurirt, von H. GOLLIEZ, H. SCHARDT und MIR seit 1894 vertreten worden ist, hätten wir ein System liegender Falten vor uns, deren aus Gneiss bestehende Gewölbebiegungen teils nach Süden, teils nach Norden gerichtet sind, deren Schiefermulden mit Ausnahme einer einzigen, nämlich derjenigen, die vom Antigoriotal bis über Varzo hinaus zu verfolgen war und die auch im Tunnel erwartet werden musste, nicht sehr tief ins Innere des Berges eingreifen würden. Das Substrat im Berginnern auf dem Tunnelniveau z. B. sollte überall der Gneiss bilden.

M. LUGEON[1] hat zuerst gegen diese Auffassung opponiert, indem er vor allem die supponierten südwärts gerichteten Gneissantiklinalen mit Recht nicht anerkannt hat. Sowohl H. SCHARDT als ich selbst sind dazu gelangt, dieser Grundanschauung von M. Lugeon beizupflichten; auf die Differenzpunkte, welche die nun vorliegenden Profile verschiedener Autoren sowohl als auch diejenigen ein und desselben Autors aufweisen, trete ich hier nicht näher ein.

[1] C. R. Ac. Sc. Mars 1902.

Bei der Konstruktion der Profile durch die Simplonberge im Jahre 1895 ging ich, wie erwähnt, von der Annahme aus, dass von einer einst das ganze Massiv überspannenden Schieferdecke Mulden sowohl gegen Süden als auch gegen Norden geneigt, mehr oder weniger tief in die Gneisse eindringen. Jede diese Mulden wäre also von den Profilen so

NW SE



Antigorio-Gneiss.

Phot. H. Suhle, Ing.

FIG. 3. — Kontakt von Antigorio-Gneiss mit Triasmarmor bei 4325 M. ab SP am Rechten Stoss von Stollen I.

durchschnitten, dass die Wurzel derselben nach oben, die Muldenbiegung bergwärts gerichtet wäre (Taf. 7, Fig. 2). Somit dürfte keines der Schieferbänder in seinem ganzen Verlaufe von Gneiss eingedeckt sein. Die den Antigoriogneiss unterlagernden Schiefer von Varzo und Devero, Varzo-Baceno-Mulde (V) einerseits, würden nach dieser Theorie durch die den Antigoriogneiss nordwärts umfassende Teggiolomulde (IV) ihre Verbindung mit der allgemeinen, hangenden Schieferdecke finden, die über dem Divedro- und über dem Antigoriatal erodiert wäre. Die auf Fig. 2, Taf. 7 dargestellte Mulde süd-

lich ob Iselle andrerseits wäre eine neue von der hangenden Bündnerschieferdecke ausgehende, zur Teggiolomulde (11.) spiegelbildlich gestellte Schiefersynklinale. Somit wurden diese beiderseits des Divedrotales aufgeschlossenen Bündnerschieferzüge jeder für sich als besondere Mulden betrachtet, die je bergwärts ihre Muldenumbiegung hatten. Die südwärts auf die südliche, die nordwärts auf die nördliche Mulde folgenden Gneisse müssten also als gegen einander gerichtete Gewölbekerne ganz von einander getrennt sein, zwischen ihnen müssten die Schiefer der beiden Partialmulden nördlich und südlich ob Iselle nach oben mit der gemeinsamen Schieferdecke sich verbinden. (Vergl. *Livret guide géol.* 1894, p. 230.) Die Verfolgung der nördlichen Mulde am Teggiolo zeigt nun aber, dass dieselbe, wie bereits oben angedeutet worden ist, im obern Divedrotal mit der südlichen Mulde am Pizzo Rovale durch Umbiegen im Streichen sich vereinigt. Es liegen also nicht zwei getrennte Mulden vor. Der hangende Gneiss der Mulde nördlich und südlich der Diveria ist beiderseits identisch und auch er lässt sich in geschlossenem, kuppelförmigen Verlauf über die Diveria hinüber verfolgen. Es ist deshalb nicht anders möglich, als dass die Schiefermulde sowohl ihre Wurzel als auch ihre Muldenbiegung bergeinwärts gerichtet hat [1]. Aehnlich verhält es sich mit den beiden höher gelegenen Mulden derjenigen von Veglia (M. III) und derjenigen des Monte Carnera (M. II). Verfolgen wir den Verlauf aller muldenförmig den Gneissen eingelagerten Schieferbänder, so sehen wir, dass dieselben von Norden nach Süden sich verjüngen und zum Teil im Gneiss auskeilen, wir nehmen deshalb die Muldenumbiegungen im Süden an und suchen die Wurzeln gegen Norden bergeinwärts da, wo die drei genannten Mulden (M. IV, M. III und M. II, Fig. 3 und 4, Taf. 7) am Monte Leone unter Gneisse untertauchen mit nach unten immer wachsender Mächtigkeit, wie die Aufschlüsse im Tunnel es lehren (Taf. 8). Die Deutung der Aufschlüsse im Divedrotal führt uns in den Tunnel tief unter die Berge und wo wir hier die flach nordwärts einfallenden Bündnerschiefer mit ihren charakteristischen Gneissdecken finden, werden wir zu der Annahme gedrängt, dass dieselben noch weiter nordwärts unter ihren Gneissdecken unterhalb der Tunnelaxe sich fortsetzen, bis sie mit den Schiefern der Bedrettomulde verschmolzen wieder ans Tageslicht treten.

[1] Vergl. H. Schardt, *Note sur le profil géologique et la tectonique du Simplon.* Lausanne 1903, p. 20.

In der Gegend des Albrunpasses, am Westabhang des Ofenhorns, bilden die Schiefer der Bedrettomulde im Binnental von Norden her, im Liegenden der Gneisse des Ofenhorns eine Ausbuchtung gegen Süden. Auf der Südseite des Albrunpasses sind die Deveroschiefer, flach nordwärts einfallend, in deutlichster Weise ebenfalls von Ofenhorngneissen überlagert, sodass man annehmen kann, dass am Albrunpass auf etwa 1000 M. Länge eine kaum 100 M. mächtige Gneissdecke durchsägt werden müsste, damit die direkte Verbindung der Schiefer von Devero mit denjenigen des Binnentales unter dem Ofenhorngneisse hindurch sichtbar würde. Da wir vom Albrunpass aus bis in die Gegend des Tunnels die Schiefer des Binnentales, den Gneiss des Ofenhorns und endlich die Schiefer von Devero ohne Unterbruch verfolgen können, so ist es uns jetzt durchaus verständlich, dass auch dort die beiden, die Gneisse des Monte Leone im Norden und Süden flankierenden Schieferkomplexe (Bedrettomulde und Vegliamulde) unterirdisch sich vereinigen können, wie der Bau des Tunnels es wahrscheinlich gemacht hat. (Vergl. Taf. 8.)

Es ist immerhin zu betonen, dass im Tunnelprofil die Verbindung der Bündnerschiefer ab 3843 M. bis 9500 M. zirka vom Nordportal (Verbindung der Bedrettomulde mit der Vegliamulde, vergl. Taf. 8) nicht tatsächlich erwiesen ist. A. Stella glaubt auch heute noch eine solche Verbindung nicht annehmen zu müssen. Mehr entscheidend als der jetzige Simplontunnel wäre für diese Frage speziell etwa die Durchtunnelung des Albrunpasses.

Entgegen früherer Auffassung betrachten wir somit das ganze System der Falten in den Simplonbergen als ein isoklinales nach Norden gerichtetes; die Gewölbekerne (Gneisse) haben je ihre Wurzel im Süden, die Muldenkerne (Bündnerschiefer) haben ihre Wurzel im Norden. Das Profil in der Richtung des Tunnels zeigt, dass die auf 25 Km. Länge sich ausdehnenden Mulden nicht horizontal liegen. Sie sind vielmehr als Ganzes domförmig aufgewölbt und nach Norden und Süden, nach Osten und Westen abgebogen. Ihre Höhenlage im Gebirge ändert sich von Ort zu Ort und die Erosion hat da und dort ganz verschiedene Elemente entfernt oder blossgelegt oder in den Tiefen der Berge verborgen gelassen. Taf. 7, Fig. 4 soll ein Bild der Kombination aller geotektonischen Elemente geben, wie dieselben in einer von Nord nach Süd 25 Km. breiten und von West nach Ost 35 Km. langen Zone bis zu einer Mächtigkeit von über 9000 M. übereinander

sich emporgetürmt haben. Wir sehen, wie die mesozoischen Schiefer und Kalke mit den alten krystallinen Schiefern verfaltet worden sind. Die Schiefer der Varzo-Baceno-, der Teggiolo-, oder Veglia- und der Monte Carnera-Mulden (M. V-M. II) hängen alle mit den Bündnerschiefern der Bedrettomulde zusammen, gleichsam weit nach Süden ausgezogene Apophysen derselben darstellend. Die Leone-Ofenhorngneiss-Antiklinale wird in ihrer Gewölbebiegung als Gantergneiss aufgestaut und südlich dieser Aufstauung zweigt sich von den hangenden Schiefern eine neue weitausgreifende, in sich wieder gefaltete Mulde gegen Süden ab, die Ganter-Monte-Leone-Mulde, die ihrerseits von dem Gewölbekern der Berisal-Gneisse eingedeckt wird. — Die Wurzeln aller dieser Mulden liegen im Norden und südwärts endigen dieselben in zugespitzten Muldenbiegungen. Symmetrisch zu den südwärts ausgezogenen Bündnerschiefermulden dringen die fünf Gneissgewölbekerne nach Norden vor; an den Gewölbebiegungen sind dieselben oft gestaut, eigentümliche Bifurkationen zeigend (Lebendungneiss im Tunnel; Gantergneisskuppe des Leone-Ofenhorn-Gneisses mit seiner Sekundärmulde; Berisalgneiss die Magenhornmulde umschliessend). Die Wurzeln aller dieser Gneissgewölbekerne liegen im Süden bei den zugespitzten Muldenbiegungen der Schiefer und südwärts dieser Muldenenden liegen die Gneisse in ununterbrochener Masse übereinander. — Es scheint als ob diese, in der Richtung von Süd nach Nord übereinander geschobenen, je durch südwärts ausgezogene Schiefermulden von einander getrennten Gneissmassen in ihrem Vordrängen nach Norden gestaut worden wären an dem variscischen Horst des Aarmassivs und als ob diese gewaltigen, tangentialen Ueberfaltungen ein mechanisches Aequivalent des zur Tiefe sinkenden Gotthardmassivs darstellen würden [1].

In den Regionen unseres Gebietes, wo, durch Mulden mesozoischer Schiefer getrennt, die Gneisskomplexe als Gewölbekerne übereinander liegen, erkennen wir in den meisten Fällen, dass die Gneisse zweier übereinander liegender Gewölbekerne (z. B. Antigoriogneiss [E] und Lebendungneiss [D], ferner Leone-Ofenhorn-Gneiss [B] und Berisalgneiss [A]), die gemäss der Faltentheorie je an der Muldenumbiegung sich verbinden sollen, durchaus verschiedenartigen Charakter zeigen. Die Erkenntnis, dass solche Gneisse, die an einer bestimmten Stelle im Profil durch eine nur wenige Meter mäch-

[1] Vergl. C. Schmidt, *Eclogæ geol. helv.*, vol. IV, N° 5, 1895.

tige Lage von Bündnerschiefern von einander getrennt sind, tatsächlich längs dem Verlauf der Falten ursprünglich zwanzig und mehr Kilometer von einander getrennt lagen, giebt uns die Erklärung für diese höchst eigentümliche Art des Zusammenvorkommens der einzelnen Typen des Grundgebirges. Auf solchen wohl 20 Km. langen Strecken kann tatsächlich die Facies der geotektonisch äquivalenten Glieder des Grundgebirges sich in weitgehendstem Masse geändert haben. Gehen wir nun von den zentralen Teilen unseres Gebietes südwärts oder ostwärts in die Region der engzusammengepressten Muldenumbiegungen, so beobachten wir tatsächlich ein Verschmelzen gleichartiger Gneisstypen vom Hangenden und vom Liegenden der sich auskeilenden Mulde her, so z. B. am südlichen Ende der Ganter-Monte-Leone-Mulde (I) in der Gegend von Zwischenbergen, am Ostabhang des Grenzkammes von Val Antigorio und Tessin etc.

In unserer Auffassung des Gebirgsbaues am Simplon gelangen wir somit zu Anschauungen, die sich den von M. Lugeon und H. Schardt[1] vertretenen nähern. M. Lugeon kennt im Jahre 1901 drei über südwärts aufgepresste Bündnerschiefermulden hinübergeschobene, nordwärts gerichtete Gneissantiklinalen, deren Wurzeln unmittelbar südlich und östlich der Ueberschiebungsregion liegen. Unsere Detailuntersuchung zeigte, dass mindestens fünf derartige Gneisszungen vorhanden sind.

Wir haben es mit einer Erscheinung zu tun, die in ihrem Wesen, dank der Untersuchungen von A. Heim in erster Linie, dem alpinen Geologen durchaus nicht neu ist. Ein ursprünglich konkordantes System ist in liegende Falten gelegt; die Muldenkerne mit ihren jüngern Schichten erscheinen ebenso viel südwärts, als die Gewölbekerne mit ihren ältern Bildungen nordwärts geschoben Die Erdrinde ist hier um das Zehn- bis Fünfzehnfache zusammengestaut. Die Wurzeln der Gewölbekerne im Süden ebenso wie diejenigen der Muldenkerne im Norden schliessen sich unmittelbar an die dazwischen liegende Region der maximalen Lagerungsstörungen an. Neu und überraschend ist nicht die Art des Phenomenes überhaupt, wohl aber einerseits die Intensität desselben in vertikaler und in horizontaler Ausdehnung und andererseits die Tatsache, dass die Fallrich-

[1] Vergl. H. Schardt, Die wissenschaftlichen Ergebnisse des Simplondurchstiches. Winterthur 1904.

tung der übereinander gefalteten Schichten divergent strahlig nach Osten, Süden und Westen gerichtet ist und dass somit das Faltensystem als Ganzes domartig aufgewölbt erscheint. (Vergl. Taf. 13.)

Dass der Faltungsprozess in sehr grosser Tiefe vor sich gegangen ist, darauf weist einerseits der weitausholende, beinahe ununterbrochene Verlauf der Falten hin und anderseits die eigentümliche Metamorphose der gefalteten Gesteine. Für die Lehre, dass die Alpen entstanden seien dadurch, dass Gebigsschollen, hunderte von Kilometern wandernd, sich aufeinander türmten, finden wir speziell am Simplon keine Stütze [1].

[1] Ich möchte hier erwähnen, dass M. Lugeon in seinen beiden Originalpublikationen (*C. R. Ac. Soc.*, mars 1902 und *Bull. soc. géol. de France*, 4e serie, t. I, p. 814) vorerst nur von aufeinander liegenden, nach Norden übergelegten Gneissantiklinalen spricht, deren Wurzeln unmittelbar südlich der Diveria liegen sollen. Den Ausdruck « nappes » (Deckschollen) an Stelle von « plis » für die Gneisse am Simplon braucht, soviel ich aus der Literatur ersehe, zuerst P. Termier (*Bull. soc. géol. de France*, 1902, p. 428) und in Wien im Jahre 1903 (*Compte rendu Congr. géol. internat.*, p. 489) erklärt M. Lugeon, dass « l'énorme masse de gneiss qui constitue le fier Monte Leone et le grand Ofenhorn est formé aussi par une ou plusieurs nappes de recouvrement digitées » und endlich zeichnet Arnold Heim nach dem von H. Schardt gegebenen, vom Autor selbst wieder modifizierten, aber immer noch unrichtigen Profil « die verzweigte Tauchdecke des Gneiss vom Simplon ». (*Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges.*, 1905, S. 111.) Nach L. de Launay (*La Métallogénie de l'Italie*, S. 31), ist das Gebiet des Simplon : « Une région de plis couchés liés à leurs racines, qui commencant à peine à être des nappes et pour lesquels le transport a été insignifiant. »

In einer kurzen Notiz : « Sur la nature des charriages (*Comptes rendu d. sc. d. l'Ac. d. Sc.*, 7 novembre 1904) spricht Ed. Suess die Vermutung aus, dass die Grünschiefer des Simplongebietes, welche die von Gneiss überschobenen, mesozoischen Schiefer hier begleiten, der « Zone von Ivrea » entstammen möchten. A. Stella hat bereits darauf aufmerksam gemacht, dass nach unsern gemeinsamen Untersuchungen die basischen Gesteine des Simplon-Gebietes total von denen der Zone von Ivrea verschieden sind. Wenn wir nordwärts des Lago maggiore in den Alpen nach Aequivalenten von Gesteinen der Zone von Ivrea suchen, so finden wir solche zuerst im Gotthardmassiv (Diorit von Ufiern etc.) oder im südlichen Teile des Aarmassivs (Amphibolite von Gletsch im Rhonetal) etc. — Der « Zone von Ivrea » hat Diener in seinem « Gebirgsbau der Westalpen 1891 » eine besondere Rolle in der alpinen Gebirgsbildung der Tertiärzeit zugeschrieben, es soll dieselbe eine Grabenversenkung darstellen, die Ost- und Westalpen trennt. Demgegenüber betrachte ich (*Livret guide* 1894, p. 193/194) diese Zone als ein den nördlichen Centralmassiven analoges, variscisch gefaltetes Gebirgsstück, innerhalb welchem alte Gneisse bis zu Ende des Paläozoikum in reichem Masse von vornehmlich basischen Intrusivgesteinen durchsetzt worden sind *. Diese variscische Gebirgszone ist von mesozoischen Sedi-

* Vergl. M. Kæch, Geol. petrograph. Untersuchung des Porphyrgebietes zwischen Lago maggiore und Valsesia, 1903. *Eclog. geol. helv.* VIII.

Von heimatsfremden Deckschollen kann ich im Simplongebirge nichts entdecken, die Gesteine sind dort alle heimatsberechtigt, autochthon, und in dieser Auffassung stimme ich mit A. Stella überein, obwohl derselbe den Verlauf der Falten etwas anders glaubte konstruieren zu müssen, als wir es schliesslich getan haben.

Es ist in neuerer Zeit, so auch von A. Heim [1], mehrfach betont worden, dass die Auffassung der Tektonik der Simplonberge durch die modernsten Lehren über die Tektonik der Alpen überhaupt besonderes Licht empfangen hätte. Ich glaube aber, dass die geologische Forschung am Simplon allein durch intensivste und weitausgreifende Detailuntersuchung ihr Ziel erreichen kann. Das Studium der Arbeiten von H. Gerlach zeigt, dass, wenn es ihm vergönnt gewesen wäre, so, wie er begonnen, seine Arbeiten fortzusetzen und seine Aufnahmen auf gute Karten einzutragen, er unbedingt vor vielen Jahren schon die Wahrheit, der er so nahe war, ganz hätte erkennen können.

Wir haben gesehen, wie die moderne Auffassung der Geologie der Simplonberge bedingt ist durch die Erkenntnis, dass metamorphosierte triadische und jurassische Sedimente einerseits, altkrystalline, meist schichtige oder schiefrige Gesteine anderseits, ursprünglich ein konkordantes System mit mannigfaltigen Transgressionen gebildet haben. Durch die alpine Hauptfaltung der Tertiärzeit sind die beiden Gesteinsgruppen in kompliziertester Weise verfaltet worden. Die richtige Deutung der stratigraphischen Natur der einzelnen Gesteinskomplexe von Ort zu Ort durch das ganze Gebirge musste das erste Ziel der Untersuchung sein und auch im Simplongebiet ist es unstatthaft, bei unzureichender stratigraphischer Erkenntnis, tektonische Fragen lösen zu wollen [2].

Die elementare Frage, die uns überall im Gebiet entgegentritt, lautet: Ist ein vorliegendes krystallin entwickeltes Schiefergestein den mesozoischen oder den archäischen For-

menten in mediterraner Facies überdeckt worden und ich werde weiter unten zu zeigen versuchen, wie bei der alpinen Hauptfaltung die kulminierenden Teile der Zone von Ivrea als Deckscholle nordwärts gewandert sind. Die Idee Dieners, dass der Amphibolitzug von Ivrea ostalpine (dinaridische) und westalpine Gebiete trennt, hat ihre Berechtigung.

[1] *Eclog. geol. helv.*, vol. VIII, Nr. 4, 1904.

[2] Vergl. M. Lugeon. *Bull. soc. géol. de France*, 1901, S. 727, und H. Schardt, Note sur le profil géologique, etc. 1903, S. 20.

mationen zuzuzählen [1] ? Die *mesozoischen* Gesteine erscheinen wesentlich in zwei Abteilungen. Es sind einerseits ursprünglich sandige Kalkschiefer, Tonschiefer oder Sandsteine in flyschartiger Facies ; sie erscheinen als : Kalkphyllite, kalkige Glimmerschiefer, Granat-Zoisitschiefer, Granat-Biotit-Zoisit-Hornfelse, Clintonit-Phyllite, gneissartige Schiefer, etc. etc. Anderseits bilden ursprüngliche Dolomite, Kalke, Mergel, Gyps und Anhydrit, Sandsteine etc. eine tiefere Stufe der mesozoischen Sedimente. Diese letztern Typen erscheinen als Rauchwacken, zuckerkörnige Dolomite und Marmore, die geschwefelte Erze, sowie Kalk- und Magesium-Silikate enthalten [2], ferner als albitführende Glimmerschiefer, glimmerige Quarzite, etc. Gyps und Anhydrit enthalten Glimmer- und Hornblende. Besonders bedeutsam ist das Vorkommen von Gyps und Anhydrit in Form ausgedehnter Stöcke und Linsen. Wir erinnern an den alten Satz von Gustav Bischof, dass Gyps nicht als Gemengteil archäischer, krystallinischer Gesteine gefunden wird (1847). Gyps und Anhydrit verbunden mit Rauchwacken sind in unserem Gebiet für Trias indizierend. Die Anhydrit-Krystalle, die im Leone-Gneiss und im Valgrande-Gneiss des Tunnels von Brig bei 7520 M. und 8450 M. gefunden worden sind (vergl. Taf. 9) erklären wir durch Infiltrationen, die von einem nahegelegenen Gyps- resp. Anhydritstock ausgegangen sind [3].

Die obere Stufe dieser inneralpinen, mesozoischen Sedimente (schistes lustrés) rechnet man summarisch zur Juraformation, die untere wird der Trias zugezählt. Jurassische Petrefakten sind in dem Schieferzug unmittelbar südlich der Rhone vom Nufenen bis nach Brig an vielen Punkten gefunden worden ; südlich des Griespasses, im Gebiet der sogenannten Deveroschiefer hingegen, sind Petrefaktenfunde nur vereinzelt gemacht worden und endlich die hochkrysallinen Schiefer bei Baceno und in der Cairascaschlucht bei Varzo haben keine Spur von Petrefakten geliefert. Einzig petrographische Analogien und der tektonische Verband führt uns dazu, auch diese Schiefer als « mesozoisch » zu deuten. Im obern Rhonetal erscheinen im Liegenden der

[1] *Livret-Guide géol.*, 1894, S. 139 ff.

[2] Am verbreitetsten unter den Kalksilikaten des Trias-Dolomites ist der Tremolit. Bemerkenswert ist es, dass neuerdings auch Skapolith entdeckt worden ist. A. Stella fand dieses Mineral in dem den Antigoriogneiss unterteufenden Triasmarmor bei Wald im Val Formazza, und G. Spezia erwähnt dasselbe aus der Trias im Simplontunnel.

[3] H. Preiswerk : Ueber Anhydritkrystalle aus dem Simplontunnel. *Neues Jahrb. f. Min.*, 1905.

petrefaktenführenden, jurassischen Schiefer Dolomite in rauchwackiger Ausbildung, mergelige Gesteine und Gypsstöcke, die als Ganzes die typische Facies der inneralpinen Trias zeigen. Weiter südwärts im Binnental, am Simplon, auf Devero und Veglia, dann bei Baceno und bei Varzo, am Grenzkamm vom Val Antigorio gegen das Tessin etc., finden wir hochkrystalline Marmore mitten in den krystallinen Schiefern, meist begleitet von Gesteinen, die wir den « jurassischen » Schiefern beizählen möchten. Im Anschluss an die Darstellungen auf den Blättern XVIII und XXIII habe ich zuerst einzelne dieser Marmorzüge noch als altkrystallin gedeutet, allmählig haben sich uns fast alle derselben verjüngt und erscheinen uns als « triadische » Einklemmungen. Auf viele Kilometer müssen wir diese Zonen durch das Gebirge verfolgen. Die im Gebiet des « schistes lustrés » auftretende Trias charakterisiert sich als eine typische lagunäre Bildung[1], Fossilien sind in derselben von vorneherein nur spärlich zu erwarten. Im westlichen Piemont (Val Grana, Val Varaita) haben die italienischen Geologen S. Franchi und A. Stella Gyroporellen, Avicula exilis, etc. in der die schistes lustrés (calcescisti) unterlagernden Trias gefunden[2]. Wir finden also dort Anklänge an die mediterrane Entwicklung der Trias. In den dolomitischen Kalkbänken der Trias am Simplon haben wir eifrigst nach Spuren von Fossilien gesucht und glauben tatsächlich an den « Schwarze Balmen » ob Alpien, im liegenden Marmorband der Monte-Carnera-Mulde Crinoiden gefunden zu haben. In einem rostig anwitternden Dolomit sind dicht gedrängt dunkelgraue, spätige, kurzstengelige Calcitindividuen von zirka 3 Mm. Querschnitt lagenweise eingesprengt. Die Untersuchung im Dünnschliff zeigt, dass die pigmentierten Calcite als scharf umgrenzte einheitliche Individuen von dem feinkörnigen Dolomit des Gesteines sich abheben. In der Art der Verteilung des feinstaubigen, schwarzen Pigmentes möchte man eine Andeutung der charakteristischen Mikrostruktur der Crinoiden erkennen. Das Pigment besteht aus kohliger Substanz und aus Magnetit. Durch Behandeln des Gesteines mit zirka 15prozentiger Salzsäure (etwa während einer halben Stunde) lassen sich

[1] Vergl. M. Bertrand. Etudes dans les Alpes françaises. — Schistes lustrés de la zône centrale. — *Bullet. soc. géol. de France*, t. XXII, 1894.

[2] S. Franchi. Sull' età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle alpi occidentali. — *Boll. del. R. Com. geol.*, 1898.

A. Stella. Calcari fossiliferi e scisti cristallini dei Monti del Saluzzese. — *Boll. del. R. Com. geol.*, 1899.

die schwarzen Körner aus dem Gesteine isolieren. Durch die Freundlichkeit von Herrn A. STELLA war ich in der Lage, die fraglichen Crinoiden der « Schwarze Balmen » mit denjenigen von S. Antonio (Piasca) bei Saluzzo im Piemont zu vergleichen und konnte eine weitgehende Uebereinstimmung beider Vorkommnisse konstatieren, nur hätten wir bei unseren Vorkommen es weniger mit einzelnen Stielgliedern als vielmehr mit einer breccienartigen Anhäufung von Bruchstücken zu tun.

Der Provinz alpiner Sedimente, zu welcher die mesozoischen Schichtgesteine der Simplongruppe gehören, sind Einlagerungen basischer Eruptivgesteine (Ophiolithe) eigentümlich ; man nennt in den piemontesischen Alpen diese ganze Zone « Zona delle Pietre verdi ». Am Simplon finden sich bei Visp, im Binnental, sowie vereinzelt östlich Devero, solche schiefrige Diabase und Peridotite [1]. (Vergl. Fig. 1.)

Die Abgrenzung des Mesozoicums gegen die Gruppe der altkrystallinen Schiefer wird ermöglicht durch das Auftreten des Kalkhorizontes an der Basis des Systems der Bündnerschiefer. Charakteristisch für diesen Horizont ist seine Ausbildung als « Rauchwacke » am Ausgehenden. Archäische Kalke sind niemals als Rauchwacke entwickelt. Am klarsten ist die Grenze zwischen Mesozoicum und Altkrystallin zu erkennen, wo mit dem Marmor basale Konglomerate sich verbinden. Wir finden solche Stellen namentlich über dem Antigoriogneiss im Tal von Zwischenbergen, am Nordostabhang des Teggiolo, bei Agaro und bei Campo im Val Bavona, etc. Mit weit grössern Schwierigkeiten ist die prinzipielle Trennung von hochkrystallinen, mesozoischen Schiefern und altkrystallinen Gesteinen verbunden da, wo der Kalkhorizont stellenweise aussetzt und zugleich die petrographische Ausbildung der tiefsten mesozoischen Schiefer und der darunter liegenden altkrystallinen Gesteine in ihren metamorphen Facies einander sehr ähnlich werden.

Wenn es gelungen ist, das Grundgebirge als Ganzes überall vom Mesozoicum abzugrenzen, gilt es, ersteres selbst stratigraphisch zu gliedern. In dieser Hinsicht können wir erst einige Klassifikationsversuche machen. Kartographisch lassen sich mehrere Zonen ausscheiden, denen eine gewisse tek-

[1] H. PREISWERK. Die metamorphen Peridotite, etc. — *Verhandl. der naturf. Ges. Basel.* Bd. 15. 1903. Ferner : Die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes. — Lief. XXVI. I. T. *Beiträge zur geol. Karte der Schweiz.*

tonische Selbständigkeit zukommt, indem dieselben im Simplonquerprofil durch Sedimentmulden getrennt erscheinen; wir unterscheiden: 1. Verampiogranit (Crodogneis-Gerlach), 2. Antigoriogneiss = Tessinergneiss, 3. Lebendungneiss, 4. Valgrandegneiss, 5. Monte Leone-Ofenhorngneiss, und 6. Berisalgneiss.

Der Verampiogranit erscheint einzig unter dem Fenster der Bündnerschiefer bei Baceno, er ist der tiefliegendste « Gneiss ». (Vergl. Taf. 7 Fig. 4.)

Nach Struktur und chemischer Zusammensetzung ist das Gestein ein kataklastisch metamorphosierter alkalireicher Granit. Seine Uebereinstimmung mit Graniten des Gotthardmassivs (Fibbiagranit [1]) ist bemerkenswert.

Der Antigoriogneiss ist ein grobbankiger, homogen ausgebildeter Zweiglimmergneiss, der zu den « Orthogneissen » gerechnet werden muss. Vom Formazzatal zum Val Maggia steht er in direkter Verbindung mit den Tessinergneissen. Nach den vorhandenen Analysen sind beide Gesteine identisch, sie entsprechen normalen granitischen Magmen. Genau wie die Tessinergneisse zeigt auch der Antigoriogneiss mannigfache Uebergänge zwischen zwei extremen Typen, die als helle und dunkle « Granit » varietäten unterschieden werden, deren SiO^2-Gehalt zwischen 75 % und 67 % ungefähr liegt. Diorit- bis Gabbrofacies des Antigoriogneisses kennen wir im Simplongebiet nur im Formazzatal westlich ob Wald. Verbreitet sind im Antigoriogneiss in Form von Linsen und Lagern basische, namentlich biotitreiche Einlagerungen.

Der Lebendungneiss ist auf ein schmales, zwischen zwei Bündnerschiefermulden liegendes Band beschränkt, das vom Passo Naret bis zur Simplonstrasse bei Gaby und von dort wieder bis ins Antigoriotal verfolgt wird. Der Hauptmasse nach sind es dünnschichtige, biotitreiche Gneisse. Mehr massige, ausgebildete, z. T. aplitische Typen finden sich im Lebenduntal, wo die Zone sich verbreitert; Augengneisse treten am Basodino auf und hornblendeführende Varietäten sind recht selten, wir finden sie z. B. an der Simplonstrasse bei der alten Kaserne. Charakteristisch für die Lebendungneisse sind Einlagerungen in denselben, die an Konglomerate erinnern. Diese, meist elliptischen Einschlüsse werden oft mehrere Dezimeter lang, sie häufen sich lagenweise. Das Gestein derselben ist als Aplit zu bezeichnen. Manchmal sind

[1] Vergl. P. Waindziok. Petrographische Untersuchungen an Gneissen des St. Gotthard. — *Inaug.-Dissert.*, Zürich, 1906.

diese geröllähnlichen Bildungen von Glimmerflaser umsäumt, manchmal verschmelzen sie mit dem Nebengestein. Im Simplontunnel herrschen die Lebendungneisse auf $1\,^1/_2$ Km. Länge; sie bilden hier ein flaches Gewölbe, den zentralen Teil des ganzen Simplonpseudogewölbes.

Im Gegensatz zu H. SCHARDT und A. STELLA betrachten wir hier den Lebendungneiss als eine an ihrem Ende breitgequetschte Einfaltung in den Schiefern der Vegliamulde und nicht als die unter dem Varzofenster liegenden krystallinen Schiefer, die unter der Bedrettomulde hindurch mit den Aar- und Gotthardmassivgesteinen sich verbinden. Erst bei Baceno ist im Verampiogranit das Liegende des Fensters erodiert. (Vergl. Fig. 1, ferner Taf. 9 Fig. 1.)

Der Valgrandegneiss ist auf das Gebiet von Veglia (Pro Valgrande) am Ostabhang des Monte Leone beschränkt und erscheint als eine vom Lebendungneiss abzweigende Partialantiklinale. Die Valgrandegneisse sind im allgemeinen dünnbankig, feinkörnig, flaserig und meist zweiglimmerig. Fast alle Typen derselben enthalten Granat. Hellere und dunklere Varietäten wechseln miteinander. Reichlich vorhandener serizitischer oder paragonitischer Glimmer bedingt die Herausbildung seidenglänzender, schiefriger Typen, in denen sich oft chenopoditische Hornblende einstellt.

Eine im Simplongebiet tektonisch höher liegende Gneisszone bezeichnen wir als Ofenhorn-Ganter-Monte-Leonegneiss. Die Hauptmasse dieser Gneisse gehört zu den Orthogneissen; in denselben eingelagert sind Hornblendegesteine am Ofenhorn, Serpentin am Geisspfad. Eine grünglimmerige Varietät des Monte-Leonegneisses ist nordöstlich ob der Simplonstrasse bei Simpeln verbreitet.

Die oberste der fünf Gneissantiklinalen im Simplongebiet bildet die Zone der altkrystallinen Schiefer Berisal-Grand St. Bernard (Vergl. Taf. 7 Fig. 4). Diese Gesteine repräsentieren in ihrer Gesamtheit den Typus jungarchäischer krystalliner Schiefer. Es sind vorherrschend granatführende Glimmerschiefer, Biotitserizitschiefer, dünnbankige Muskovitgneisse, schiefrige, granathaltige Biotitgneisse mit in ihrer Mächtigkeit wechselnden, zonenartig sich einlagernden Hornblendeschiefern. Etwas fremdartig erscheint eine zirka 100 M. mächtige Zone grobbankiger Zweiglimmergneisse (Orthogneisse).

Das ganze System der von uns dem präcarbonischen Grundgebirge zugerechneten Gesteine zeigt, wenn wir die ursprünglichen Gesteinsverbände wieder rekonstruieren, die

für ein altes Grundgebirge überhaupt charakteristische Gesteinsfolge. Der jüngeren « Glimmerschieferformation » wären die Gesteine der Zone Berisal-Grand St. Bernhard zuzuzählen. Granitische Intrusionen in denselben sind vorhanden. Valgrandegneiss und Lebendungneiss bilden ein Uebergangsglied zu den Ofenhorn-Monte Leone-Gneissen, die ihrerseits vorwiegend Orthogneisse sind und ausgedehnte basische Intrusionen enthalten. Der Antigoriogneiss endlich bildet die tiefstliegende Masse, den Fundamentalgneiss, dessen « plutonische » Natur anerkannt wird. Während im Tessin und im westlichen Graubünden die normale Schichtfolge vom Granitgneiss zu Glimmerschiefern, auf denen die Trias liegt, fast durchweg erhalten ist, gelangte im Simplongebiet die Trias ursprünglich über verschiedenartigen Typen des Grundgebirges zur Ablagerung. Zwischen Simplonhospiz und Visper-tal liegt die Trias auf Berisalgneissen; zwischen beiden schaltet sich sogar da und dort eine wenig mächtige Lage carbonischer Sedimente ein (vergl. Taf. 13). In der Gruppe des Basodino bildet der Lebendungneiss die direkte Unterlage der Trias und endlich liegt längs des Nordrandes der Antigoriogneissmasse die Trias unmittelbar diesem Gneiss auf und umschliesst gerollte Stücke desselben. — Es ist hervorzuheben, dass im Simplongebiet die offenbar primär vorhandenen, differenten Faciesentwicklungen des Grundgebirges ursprünglich nebeneinander lagen, in horizontaler Ausdehnung auseinander sich entwickelnd; durch die gewaltige Faltung der Tertiärzeit sind dieselben an- und übereinander geschoben worden.

Das Grundgebirge, wesentlich aus Orthogneissen und darüber liegenden Glimmerschiefern etc. bestehend, mit konkordanter Decke von inneralpiner Trias, mesozoischen Kalkschiefern und Ophiolithen, verfolgen wir vom Simplon aus gegen Südwesten zum Monte Rosa und Gran Paradiso gegen Osten bis zum Splügen und im Oberhalbstein. — Diese Zone der inneralpinen mesozoischen Sedimente (Zone des Briançonnais, Zone von Piemont, zentrale Zone der Alpen) stellte zu Beginn der mesozoischen Zeit in der Region unmittelbar südlich des variszischen Gebirges eine Geoantiklinale dar, die zuerst durch lagunäre Trias eingedeckt wurde. Die Geoantiklinale senkte sich kontinuierlich, sie wurde successive zur Geosynklinale, innerhalb welcher in kontinuierlicher Sedimentation die flyschartigen Gesteine von jurassischem und unterkretazischem Alter, mit ophiolitischen Intrusionen, zum Absatz gelangten.

Eine der bedeutungsvollsten Fragen in der alpinen Geologie ist die Frage nach der Ursache und dem Wesen der weitverbreiteten krystallinen Umbildung der zentralalpinen mesozoischen Sedimente, um so mehr als es sich hiebei um Sein oder Nichtsein von Kontaktmetamorphose handelt, womit untrennbar verknüpft ist die Frage nach dem Alter von alpinen Gneissen und Protogiuen.

Im Jabre 1862 schrieb G. von RATH : « Es ist niemals bezweifelt worden und kann nicht bezweifelt werden, dass der Granitgneiss der Schöllinen jünger ist und später seine Lagerung eingenommen hat, als das Juragebirge bei Amstäg » (*Zeitschrift der deutschen geol. Gesellschaft*, 1862, S. 526) und B. STUDER schrieb zehn Jahre später bezüglich der Kalk- und Gneisskeile an Mönch und Jungfrau : « Kaum zu vermeiden scheint die Folgerung, dass der Gneiss als eine weiche Masse das Kalkgebirge umwickelt und bedeckt habe » (*Zeitschrift der deutschen geol. Gesellschaft*, 1872, S. 556).

E. SUESS und A. HEIM kennen in unsern Alpen nur prämesozoische granitische Gesteine, die passiv gefaltet worden sind und kein anderes Resultat hat die im Jahre 1888 vollendete Kartierung des ganzen Gebietes im Masstab 1 : 100,000 ergeben.

Die alte STUDER'sche Anschauung, dass die granitartigen Gesteine der Schweizeralpen Intrusivgesteine der Tertiärzeit sein möchten, ist in letzter Zeit von einer ganzen Reihe von Forschern wieder zur Diskussion gestellt worden.

Wie E. REYER in seiner « Theoretischen Geologie » (1888) für den Mont Blanc es ausführt, nimmt er an, dass die granitische Intrusion in archäischer und paläozoischer Zeit begonnen als « chronischer Prozess » in Form « intrusiver Nachschube » aber erst zum Abschluss gelangte, nachdem die jüngsten aufgerichteten Schichten des Mantels (Eocän) abgelagert worden waren.

W. SALOMON[1] postuliert eine weitgehende Analogie der Gotthardprotogine mit dem posttriadischen Tonalit des Adamello; für beide nimmt er tertiäres Alter an. Die Tessiner Gneisse hingegen sollen « sehr alt » sein und merkwürdigerweise ebenso die Protogine des Mont Blanc, die doch in allen Punkten mit denjenigen des St. Gotthard identisch sind.

[1] W. SALOMON, Neue Beobachtungen aus den Gebieten des Adamello und des St. Gotthard. *Sitzungsber. d. kgl. preuss. Ak. d. W.* 19. Januar 1899.

A. SAUER [1] hat eine vorläufige Mitteilung über die Gneisse bei Innertkirchen und darin vorkommende Marmoreinschlüsse veröffentlicht. In gneissartigen Gesteinen, die er als « sicher eruptiven Ursprunges » erklärt, kommen Schollen von Marmor vor, die durch Kontaktmetamorphose in Kalksilikathornfels umgewandelt sein sollen. Andrerseits aber anerkennt SAUER die Vollwichtigkeit des Hauptgrundes, der Baltzer dazu geführt hat, am Gstellihorn z. B. mechanischen Kontakt von älterem Gneiss mit jüngerem Jurakalk anzunehmen und fernerhin stellt er es nicht in Abrede, dass die im Eruptivgneiss eingeschlossenen Marmorschollen mechanisch abgequetschte Jurakalke sein können.

Eine klare Deutung der Beobachtungen SAUER's wird uns dazu führen, in den granitischen Gneissen des Haslitales einerseits kontaktmetamorphe, in Eruptivgesteine eingeschlossene Schollen prämesozoischer Sedimente, andrerseits mechanisch eingeschlossene, dynamometamorph veränderte Jurakalke anzunehmen. — Durchaus zutreffend sind hingegen die Anschauungen, die neuerdings A. SAUER [2] über die Gneisshülle des Aarmassivprotogines hinsichtlich deren Aequivalenz mit den Schwarzwaldgneissen äussert.

H. BÖCKH und FR. SCHAFERZIK [3] versuchten es für den bekannten Quarzporphyr der Windgällen, dessen präcarbonisches Alter ich im Jahre 1886 nachgewiesen habe, ein postjurassisches Alter beweisen zu wollen. Die beiden Autoren, die sich auf einer ersten Studienreise in den Alpen befanden, haben Reibungsbreccien von Porphyr und Sedimenten verwechselt mit primären Intrusionen ; Muscovit im Kalk ist das einzige Mineral, das als kontaktmetamorphe Neubildung von ihnen gefunden werden konnte. Die beiden entscheidenden Stellen übrigens an der Windgälle, nämlich die Südostecke der kleinen Windgälle und ferner das Felskamin zwischen Rothorn und Schwarzhorn, wo einerseits im Carbon, andrerseits im Obern Dogger Rollstücke von Porphyr sich finden, haben die beiden ungarischen Kollegen zu ihrem Bedauern nicht besuchen können.

Sehr weitgehend sind die Behauptungen von E. WEINSCHENK. E. WEINSCHENK [4] äussert sich über die Dolomite des

[1] Vergl. *Sitzungsber. d. kgl. preuss. Ak. d. W.* 5. Juli 1900.
[2] Vergl. *Ber. Versamml. Oberrhein. geol. Ver.* 1905.
[3] Vergl. *Földtani Közlöny*, Bd. 32. 1902.
[4] Vergl. *Zeitsch. f. Krystallographie*, Bd. 32 S.

Binnentales und schreibt : « Die nächste Nachbarschaft eines, wenn auch zunächst noch recht gneissartigen Granites lässt es wohl nicht zweifelhaft erscheinen, dass der Schiefer sowohl, wie der eingelagerte Dolomit auch hier kontaktmetamorphischen Agentien die krystallinische Struktur verdanken ; » — sein Schüler B. LINDEMANN[1] besucht die Marmore von Crevola an der Simplonstrasse, er schreibt : « Ueber die Lagerungsverhältnisse des Dolomits ist in TRAVERSO's « Geologia dell'Ossola » nichts erwähnt ; soviel die Aufschlüsse in der Nachbarschaft erkennen lassen, stellt er eine Einlagerung in den injizierten Schiefern und mannigfaltigen Mischgesteinen vor, welche den Kontakthof des Granites von Gondo zusammensetzen. « Ich kann hier nur kurz auf die weitern ausführlichen Darlegungen von E. WEINSCHENK[2] hinweisen. Nach ihm sind die alpinen Gneisse und Protogine « piezokrystalline » Eruptivgesteine, die sie umgebenden Sedimente sind « piezokontaktmetamorph ». Diese beiden Begriffe entbinden Herrn WEINSCHENK von der Verpflichtung weiterer geologischer Untersuchungen. Er erklärt die auf Grund jahrelanger, mühsamer Untersuchung im Felde von den Geologen gezeichneten Profile als utopistische Konstruktionen ; ein kurzer Streifzug enthüllt ihm die Wahrheit, und überall, wo er ein gneiss- oder granitähnliches Gestein in der Nähe eines Marmors oder eines silikatführenden Schiefers anstehen sieht, ist für ihn die Kontaktmetamorphose resp. die Piezokontaktmetamorphose erwiesen — *Sic volo, sic jubeo : sit pro ratione volumtas.*

G. KLEMM hat in den Sitzungsberichten der kgl. preuss. Akademie der Wissenschaften vier Berichte über Untersuchungen an den sogenannten « Gneissen » und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen veröffentlicht[3]. Nach G. KLEMM sind Gotthardprotogin und Tessinergneiss identisch ; beides sind intrusive Granite, die auch liasische Gesteine injiziert und kontactmetamorph verändert haben, also mindestens jurassisches wahrscheinlich jungtertiäres Alter besitzen, derart, dass die Intrusion der grossen Granitlakkolithe die Auffaltung der Zentralalpen und somit die Ueberschiebungsdecken erzeugt hätten. — Die Behauptung,

[1] Vergl. *Neues Jahrbuch f. Min. etc.*, Beil. 19 S. 267.

[2] Vergl. E. WEINSCHENK, Vergleichende Studien über den Kontaktmetamorphismus, *Zeitschr. d. deutschen geol. Ges.*, Bd. 54. 1902. — Ferner : *Grundzüge der Gesteinskunde*, I. Teil S. 122—147.

[3] Vergl. *Sitzungsber. d. kgl. preuss. Ak. d. W.*, 7. Januar 1904, 13. April 1905, 26. April 1906, 7. April 1907.

dass Gotthardprotogin und Tessinergneiss identisch seien, ist insofern richtig, als beide Gesteine Quarz, Feldspath und Glimmer enthalten. Des Bestimmtesten muss ich die Richtigkeit der Angabe bestreiten, dass Triasmarmore und jurassische Bündnerschiefer von granitischem Magma injiziert seien. Wie ich mich auf einer Exkursion mit Herrn G. KLEMM überzeugen konnte, sind die von ihm als Kontaktphänomene beschriebenen Erscheinungen auf Gesteine beschränkt, die ich als prämesozoisch betrachte (Soresciagneiss am Fibbiagranit; jüngere Gneisse und Glimmerschiefer im Hangenden des Gneisses von Dazio grande). Ebenso wie E. WEINSCHENK behauptet G. KLEMM die Existenz von Kontaktmetamorphose, ohne Beweise zu liefern.

Im Anschluss an Untersuchungen über das « Massif de la Pierre-à-voir » (Bas-Valais) kommt C. G. S. SANDBERG auf rein spekulativem Wege ebenfalls zu der Behauptung, der Granit der zentralen Teile der Alpen sei oligozän und post-oligozän [1].

Endlich ganz neuerdings macht E. HUGI [2], als Schüler WEINSCHENK's, eine vorläufige Mitteilung über seine Unternehmungen in der nördlichen Gneisszone des zentralen Aarmassivs. E. HUGI beschreibt Konglomerate und Schiefer des Carbon vom Wendenpässli, wie dieselben von der Windgälle und vom Bifertenstock seit Langem bekannt sind. Es sollen dieselben kontaktmetamorph sein. Bedeutungsvoller ist die Behauptung HUGI's, dass alle Einlagerungen körnig krystallinen Kalkes in den Gneissen des Berner Oberlandes sicher kontaktmetamorpher Natur seien. Ueber die kontaktmetamorphe Natur der « Zwischenbildungen » auf der sogenannten « Kontaktlinie » von Gneiss und Kalk zwischen Innertkirchen und Unt. Grindelwaldgletscher äussert sich HUGI etwas reserviert. Hier aber hat Herr HUGI Kontaktmineralien in gesetzmässiger Verteilung im Verrucano, im Röthidolomit, im Dogger, im Malm nachzuweisen, hier muss er uns pegmatitische Intrusionen zeigen, dann glauben wir ihm; ein Vergleich mit dem « zentralen Tian-Schan » wirkt in keiner Weise überzeugend. Dass der Verucanosandstein der Zwischenbildungen an die « Merkmale der Aplite » erinnern soll, ist uns neu. E. HUGI macht uns

[1] Vergl. C. G. S. SANDBERG, Etudes géologiques sur le massif de la Pierre-à-Voir. Paris 1905; ferner L. DUPARC, L'âge du granit alpin. *Arch. sc. phys. et nat.* Genève, t. XXI, p. 297—312 et C. G. S. SANDBERG, L'âge du granit alpin, *Arch. sc. phys. et nat.* Genève, t. XXIII, p. 581—594.

[2] Vergl. *Eclog. geol. Helv.*, vol. IX, Nr. 4. 1907.

im fernern bekannt mit den Resultaten der petrographischen Untersuchung von silicatführenden Marmoren, die als Schollen im Gneiss liegen. Es ist für jeden, der die Bedeutung der Untersuchungen BALTZER's und anderer über das tektonische Verhalten von Kalk und Gneiss im Umkreis des Aarmassivs begriffen hat, klar, dass diese Kalkschollen abgerissene und in Gneiss eingekeilte Stücke von Hochgebirgskalk sind. Wenn Herr HUGI somit dieselben als durch den eruptiven Gneiss kontaktmetamorph verändert erklärt, so muss er den Gneiss nicht nur als postcarbonisch, sondern direkt als postjurassisch erklären. Die Identität der Aarmassivgneisse mit den Schwarzwaldgneissen darf dann Herr HUGI nicht anerkennen, sonst muss er auch für die Schwarzwaldgneisse postjurassisches Alter annehmen.

Ich habe mich schon vor Jahren dahin geäussert, dass das Auftreten postjurassischer Granite in unsern Alpen, wodurch die Möglichkeit kontaktmetamorpher Juraablagerungen gegeben wäre, prinzipiell kein Ding der Unmöglichkeit sei[1]. Geologisch ganz junge Granite sind in manchen Gegenden nachgewiesen und sind dem alpinen Gebirgsystem sicher auch nicht fremd.

Unter sorgfältigster, weitgehender Berücksichtigung aller Erscheinungen haben wir die Frage zu prüfen, ob nicht auch in unsern Alpen im Gefolge der gewaltigen Gebirgsbewegungen der Tertiärzeit granitische Intrusionen aufgetreten sind. Gänge von Porphyren, die nicht die geringste Störung in ihrem primären Verlauf zeigen, deren Gestein keine Spur von Kataklase zeigt, würden für die Richtigkeit einer derartigen Annahme sprechen. Ich erinnere an die Quarzporphyrgänge im Aiguilles rouges-Massiv. Wir kämen so dazu, granitische Nachschübe im Sinne REYER's für die jüngere Tertiärzeit zu postulieren.

In den deutschen Mittelgebirgen, in der Bretagne, in der Toscana und auf Elba, in den Ostalpen, im Banat, im Ural, in den Pyrenäen, in der Sierra Morena Spaniens, am Nordabhang des Kaukasus, in Nordamerika, auf Sumatra, auf Celebes, etc., habe ich Gelegenheit gehabt, es kennen zu lernen, wie Tiefengesteine in Sedimente eindringen und dieselben kontraktmetamorph verändern. Ich habe auch gesehen, wie da und dort Tiefengestein und kontaktmetamorphes Sediment nachträglich von der Faltung ergriffen worden sind und

[1] Vergl. Zur Geologie der Schweizeralpen, S. 16. 1889. — *Beiträge zur geol. Karte der Schweiz*, Lief. 25, Anhang. S. 72.

wie somit ursprünglich normale kontakmetamorphe Sedimente nachträglich dynamometamorph noch weiter umgebildet worden sind. Es ist nun nicht zu verkennen, dass in den Schweizeralpen die mesozoischen Sedimente ganz anders über, an und zwischen den granitischen Kerngesteinen liegen, als wir das zu sehen gewohnt sind in Faltungsgebirgen, wo Granitlakkolithe oder Batholithe in präexistierende Sedimente eingedrungen sind und dieselben metamorphosiert haben. In dieser Hinsicht sind z. B. in den Pyrenäen die Granitstöcke der Maladetta und des Portillon d'Oo mit ihrem Sedimentmantel besonders interessant. Beide zeigen in ihrer geotektonischen Lage grosse Analogie mit Aar- und Gotthardmassiv. Am Nord- und Südrand derselben und zwischen beiden eingeklemmt finden sich stark gefaltete silurische, devonische und carbonische Sedimente, die trotz weitgehender dynamometamorpher Umbildung unverkennbar die Charaktere einer von einem postcarbonischen intrusiven Granit ausgehenden Kontaktmetamorphose zeigen und von pegmatitischen und dioritporphyritischen Gängen durchsetzt werden. Aehnliche Erscheinungen fehlen eben vollständig den jurassischen Sedimenten der Furka- und Bedrettomulde und dem Sedimentmantel des Aarmassivs im Norden.

Ueber die Natur und das Alter der Gneisse unseres Gebietes, speziell des Tessiner- und des Antigoriogneisses, äussert sich auch P. TERMIER [1]. TERMIER folgt dem Ideengang von M. BERTRAND [2], den derselbe selbst als « tâtonnement » bezeichnet hat. Nach TERMIER sind diese Gneisse umgewandelte Sedimente der Permcarbonzeit und zwar soll gerade die Abwesenheit von Massengesteinen für dieses System regionalmetamorpher Sedimente charakteristisch sein. Dasselbe Gestein, das sich für uns als archäischer Orthogneiss erweist, wird somit von G. KLEMM als jungtertiäres Eruptivgestein, von P. TERMIER als ein metamorpher Sandstein der Carbonzeit erklärt.

Indem wir für das Simplongebiet das Vorhandensein von granitischen Gesteinen, welche die mesozoischen Sedimente hätten kontaktmetamorph verändern können, in Abrede stellen, müssen wir nach einer andern Ursache suchen, welche die Umwandlung von mesozoischen Kalken, Tonschiefer und Sandsteinen zu Kalksilikat führenden Marmoren, Granat-

[1] Vergl. Congr. géol. int. *Compte rendu*. Vienne, 1903; und *Bull. soc. géol. de France*, t. III. S. 711. 1904.

[2] Vergl. Congr. géol. int. *Compte rendu*. Zürich, S. 163. 1894.

zoisitschiefern und Hornfelsen, Glimmerschiefern etc. hätte hervorrufen können. Man ist gewohnt in diesen Fällen der Kontaktmetamorphose die Dynamometamorphose gegenüber zu stellen. Die Einwendungen gegen die Theorie des Dynamometamorphismus oder des Dislokationsmetamorphismus als Erklärungsversuch für die Entstehung krystalliner Schiefer sind, seitdem K. A. Lossen vor mehr als 25 Jahren als einer der Ersten die Bedeutung derselben erkannt hat, nie verstummt und heute tritt diese Theorie sogar merklich in den Hintergrund, sie wird sogar als « dangereuse erreur » bezeichnet. Viele der gegen die Theorie der Dynamometamorphose erhobenen Einwände verdienen volle Beachtung. Man muss vor allem die als mechanische Deformationen der Gesteinsgemengteile erscheinenden Eigentümlichkeiten, die « Deformations- und Mikrobrecciенstrukturen » nicht als den Schwerpunkt der « dynamischen » Metamorphose betrachten. Dynamis heisst « das wirkende Vermögen ». Die Vorgänge der Gebirgsbildung in ihrer ganzen Ausdehnung und Komplikation, sind die Dynamis, welche « neue Mischungen und neues Gewebe in den Felsmassen erzeugt haben ». Während geologisch die Erscheinungen der « Dynametamorphose » von denjenigen der in ihrer manigfachen Gestaltung klar erkannten « Kontaktmetamorphosen » prinzipiell wohl zu sondern sind, verschwimmen in der Natur die Unterschiede zwischen solchen krystallinen Schiefern die « dynamometamorph » sein sollen und solchen, die man seit Alters als « regionalmetamorph » bezeichnet hat ; ja es wird nicht mit Unrecht behauptet, dass zwischen beiden, selbst bei genauester petrographischer Untersuchung, keine Unterschiede gefunden werden könnten. Die Erfahrung hat fernerhin gezeigt, dass in Fällen, wo die *conditio sine qua non* der Kontaktmetamorphose erfüllt ist, das heisst wo tatsächlich ein in veränderte Sedimente eingedrungenes, die Metamorphose bedingendes Eruptivgestein vorhanden ist, die umgewandelten Sedimente in Mineralbestand und Struktur gar manche Konvergenzerscheinungen zeigen mit Gesteinen, die wir als regional- oder als dynamometamorph bezeichnen, da wo ein veränderndes Eruptivgestein sich nicht nachweisen lässt.

Im Gebiete des Simplon erscheinen fast alle Gesteine, also auch die triadischen und jurassischen Bildungen, in einer Ausbildung, wie wir sie sonst nur gewohnt sind bei den ältesten « archäischen » Gesteinen unserer Erdkruste zu sehen und die wir als regionalmetamorph bezeichnen. Wir können also kurz sagen, die « Regionalmetamorphose »

greift bei uns ungewohnt weit hinauf in der Skala der geologischen Formationen, auch die mesozoischen Gesteine erscheinen fast durchweg in der Facies des Grundgebirges, und als die Ursache für diese Erscheinung erklären wir den Dynamometamorphismus. Das Hülfsmittel nun, das es uns ermöglicht von Fall zu Fall ältere und jüngere krystalline Schiefer zu unterscheiden, ist weit weniger die mikroskopische Untersuchung der Gesteinstypen, als vielmehr die Deutung der Art ihrer Lagerung. So sehr auch die kalkige und gypshaltige Trias unseres Gebietes selbst metamorphen Einflüssen ausgesetzt ist, so behält sie doch eine bestimmte Eigenart und ihr auf weite Strecken konstantes Auftreten ermöglicht es uns eben, bei genauester geologischer Untersuchung, die Schichtsteine, die älter als sie sind, zu trennen von denjenigen, die jünger sind auch da, wo beide in durchaus krystalliner Facies auftreten.

Die Erkenntnis des Baues der Gebirge zeigt uns, wie in staunenswertem Grade die Gesteinsmassen der Erdkruste längst nach ihrer Entstehung bewegt, d. h. auseinandergerissen, gefaltet, in-, durch- und übereinander verschoben worden sind. Es ist das Verdienst von A. Heim durch sein epochemachendes Werk: *Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung* (1878), der Ueberzeugung Bahn gebrochen zu haben, dass der Mechanismus der Gebirgsbildung sich äussert in einer durchgreifenden Deformation der das Gebirge zusammensetzenden Gesteine. Man hat aber längst erkannt, dass die Umformung niemals eine rein mechanische ist. Selbst in den einfachsten Fällen der Kataklase (z. B. Zertrümmerung der Gesteine und Ausfüllung der entstandenen Klüfte mit mineralischer Substanz oder Fältelung und teilweise Marmorisierung dichter Kalke etc.) handelt es sich um Vorgänge chemischer Natur, d. h. um Entstehung von Lösungen von mehr oder weniger grosser Beständigkeit und um Auskrystallisation neuer Mineralsubstanz. Der von neugebildeten Calcitadern durchzogene, stark gefältelte Kalk und der grobspätige Marmor sind die Produkte des nämlichen Vorganges in verschiedenartigen Stadien der Entwicklung. Die Krystallisation im festen Gestein, das unter der Herrschaft des Gebirgsdruckes steht, ist der Vorgang, welcher zur Entstehung der als dynamometamorph bezeichneten, krystallinen Schiefer führt. Die tausendfältige mikroskopische Untersuchung der im Gebirge am intensivst gepressten Gesteine zeigt durchweg Zermalmung in erster Linie, dann bei

Drucksteigerung chemische Auflösung und bei Druckerniedrigung Auskrystallisation neuer Gemengteile. Die ungeheure Manigfaltigkeit im Grad der krystallinen Ausbildung, in der Struktur und der mineralogischen Zusammensetzung der dynamometamorphen Gesteine ist bedingt durch Verschiedenheit der primären Natur der Typen, durch schwächere oder stärkere Intensität der Umkrystallisation, durch Vorhandensein oder Fehlen von Kataklase etc. Erhöhte Temperatur und Druck bei gleichzeitiger Einwirkung von Lösungsmitteln, d. h. Wasser, welches Kohlensäure, Kieselsäure, Borsäure und Titansäure gelöst enthält, genügen allein vollständig zur Erklärung der weitgehendsten Umkrystallisationen in den Gesteinsmassen. Es ist klar, dass unter den spezifischen mit energischer Gebirgsbildung verknüpften Bedingungen mineralische Lösungen entstehen können, die weit durch das Gebirge ihre Wege finden und so die Rolle von « agents minéralisateurs » übernehmen. Es erscheint mir ferner durchaus nicht ausgeschlossen zu sein, dass auch mineralbildende « juvenile » Minerallösungen in die in gebirgsbildender Bewegung sich befindlichen Teile der Erdkruste eintreten können, dass ein « apport interne » stattfindet — einige alpine Erzlager sprechen des Bestimmtesten für diese Annahme.

Die objektive allseitige Prüfung lässt uns nicht los von der Anschauung, dass die Krystallinität der Sedimente unseres Gebietes ebenso wie spezifische Art der Ausbildung von Eruptivgesteinen in denselben (Grünschiefer) auf Dynamometamorphose[1] zurückzuführen ist. Vergleichen wir nun durch das ganze Gebiet der Westalpen den augenfälligen Dislokationszustand der Gesteine mit dem Grade ihrer Metamorphose von Ort zu Ort, so finden wir keineswegs die von der Theorie geforderte Abhängigkeit in der Intensität bei beiden Erscheinungen überall klar sich zeigen. Die mesozoischen und alttertiären Sedimente auf der Nordseite der Alpen sind in ihrer Gesamtheit wohl ebenso stark gefaltet als die Trias-

[1] P. Termier wendet sich neuerdings mit Nachdruck gegen die Theorie der Dynamometamorphose, er kämpft « à côté de M. Weinschenk ». Aber während Weinschenk überall in irgend einer Weise *a priori* Kontaktmetamorphose zu erkennen glaubt, erklärt Termier, dass « l'intrusion et la mise en place des roches massives » nicht die Ursache der Metamorphose sei. Termier deutet einen Erklärungsversuch an, den er selbst als « vague comme un rêve » bezeichnet. Auch er nimmt, aber nicht wie ich als Begleiterscheinung der Dynamometamorphose, sondern als Hauptprinzip der Metamorphose einen « apport » an, den er sich als « colonnes filtrantes venues d'en bas » denkt. (Vergl. *Bull. soc. géol. de France*, 4e Serie, t. II, S. 411 ; und *Compte rendu*. Congr. géol. internat. Vienne, S. 571, 1903.

und Juragesteine der « inneralpinen Zone », die « schistes lustrés » — vollkrystalline Typen, wie sie südwärts des Aarmassivs so häufig sind, fehlen aber hier. Die alttertiären Flyschschiefer, die Varietäten des Hochgebirgskalkes, die Oxfordschiefer, die Eisenoolithe des Dogger etc. zeigen vorherrschend mechanische Deformationen, begleitet von partiellen Umkrystallisationen; die krystallinen Neubildungen haben aber höchst selten das ganze Gesteinsmaterial ergriffen. Nur da wo Stücke des Hochgebirgskalkes z. B., von der Hauptmasse losgerissen, ganz in Gneiss eingebettet erscheinen, sind dieselben zu Kalsilikatfelsen umgewandelt. — Unter den wenigen Typen gleichartiger Gesteine, die nördlich und südlich des Aarmassivs in gleichgradigem Zustand der Metamorphose erscheinen, erwähne ich beispielsweise die Clintonitphyllite, die einerseits von Brig bis Ilanz in weiter Verbreitung und andrerseits in der Gruppe des Faulhorns und an der kleinen Scheidegg im Berneroberland sich finden und charakteristischer Weise haben diese Schiefer als übergeschobene Massen, der « Tiefern helvetischen Decke » angehörend, ihre Heimat an der Südabdachung des Aarmassivs [1].

Auch wenn wir innerhalb der Zone der « Schistes lustrés » von Cuneo in Piemont bis ins Prättigau die Typen auf den Grad und die Art ihrer krystallinen Umbildung hin vergleichend prüfen, finden wir die grösste Reichhaltigkeit der Varietäten und den maximalen Grad der Metamorphose bei den mesozoischen Schiefern in der Zone zwischen den Visper-tälern im Wallis und dem Peterstal in Graubünden [2]. Die metamorphen Sedimente sind hier auch am ehesten mit kontaktmetamorphen Bildungen zu vergleichen. Das Auftreten einer ganzen Anzahl von Mineralien wie : Granat (Almandin und Pyrop), Albit, Tremolit, Biotit, Disthen, Zoisit, Dipyr, Staurolith etc.[2], ist fast ausschliesslich auf die genannte Zone beschränkt. Typische Hornfelsstrukturen erlangen auch hier die grösste Verbreitung. Dass aber die Faltung hier eine intensivere war, als zum Beispiel im Gebiet der Flyschschiefer von Glarus oder der Untern Kreide an der Axenstrasse lässt sich *a priori* nicht erkennen. — F. Becke hat gezeigt, wie die Art der Mineralumbildungen in den Gesteinen in charakteristischer Weise bedingt ist durch die Tiefenstufe, in der

[1] Vergl. C. Schmidt : *Bild und Bau der Schweizeralpen.* Fig. 66.
[2] Vergl. *Geologische Karte der Schweiz.* 1 : 500,000. 1894.
[3] Vergl. Bd. LXXV der *Denkschr. d. Math. Nat. Cl. d. K. Akd. d. W.* Wien, 1903.

das Gestein zur Zeit seiner Umwandlung sich befindet. Wir hätten demnach anzunehmen, dass in unserem Gebiet die dynamometamorphe Umwandlung der mesozoischen Sedimente in grösserer Rindentiefe sich vollzogen hat als anderswo. Die theoretischen Profile, die wir heute durch unser Gebiet legen, zeigen, dass die mesozoischen Schichten des Simplon zur Zeit ihrer Faltung 15,000—20,000 Meter unter der Oberfläche gelegen sein sollen! Auf einen andern Punkt möchte ich noch aufmerksam machen: Nirgends im ganzen Gebiet der Alpen finden wir auf grosse Erstreckung eine so innige Verfaltung der mesozoischen Sedimente, mit altkrystallinen Schiefern, wie gerade im östlichen Wallis, nördlichen Tessin und nordwestlichen Graubünden. Liegt in diesem Umstand ein weiterer Grund dafür, dass gerade hier die Metamorphose ihren höchsten Grad erreicht hat?

Wie wir gesehen haben, finden die Bündnerschiefer mit dem ihnen zukommenden Grundgebirge gegen Osten ihr Ende im Oberhalbstein. In den « Fenstern » von Gerzellen und vom Unterengadin sind die Schiefer unter der Decke der Silvrettagneisse anerodiert, aber ohne dass ihr liegendes Grundgebirge mit Sicherheit erkannt werden könnte. Am Brenner und in den Hohen Tauren jedoch finden wir wieder « Bündnerschiefer », mit den « Zentralgneissen » in ihrem Liegenden [1]. Hier setzt wieder die sogenannte « Lepontinische Facies » ein. Ich hatte Gelegenheit, die Schichtfolge von Dorf Gastein bis in den Taurentunnel kennen zu lernen. Bis zum Angertal befinden wir uns in der typischen Bündnerschieferlandschaft. Die « Schieferhülle » der Taurengneisse wird aus gegen Norden einfallenden Kalkphylliten gebildet, die in allen Punkten denjenigen des Binnentales z. B. identisch sind. Ihnen eingelagert finden wir bei Harbach und Laderding « Grünschiefer ». Als unterstes Glied der Schieferhülle erscheint Marmor. Dunkle Kalkschiefer, Marmor und schiefrige Gneisse übereinanderliegend sind in prachtvollem Profil unter der Brücke über die Angerschlucht aufgeschlossen. Die obern Lagen der Taurengneisse, z. T. sogen. Forellengneisse, entsprechen genau gewissen Typen unseres Lebendungneisses und endlich im Zentralgneiss finden wir wieder den Antigoriogneiss. Nach meiner Auffassung bestehen die Hohen Tauren aus einem autochthonen

[1] P. Termier. Les Alpes entre le Brenner et la Valteline. *Bull. soc. géol. de France.* 1903, S. 209.

Gneissgewölbe, das überdeckt wird von transgredierenden, triasischen und jurassischen Kalken und Schiefern [1]. Die Schubmasse der « Dinariden » mag einst darüber gelegen haben. — Indem ich das Altersverhältnis von Zentralgneiss und Schieferhülle in den Tauren deute nach Analogie der von uns im Wallis und im Tessin gewonnenen Anschauungen, muss ich mich auch in Gegensatz stellen zu der Auffassung, die F. Becke [2] vertritt, der ebenso wie Weinschenk im Zentralgneiss eine posttriadische granitische Intrusivmasse erblickt.

II. Die Tektonik der Walliseralpen.

M. Lugeon, H. Schardt und A. Stella bringen mit Recht in die Diskussion über die Lagerungsverhältnisse in der Gegend des Simplon Vergleiche mit den westlichen Walliseralpen [3]. Die geologische Uebersichtskarte der Schweiz 1:500,000 (1894), die Kartenskizze, die A. Stella zusammengestellt hat, ferner unsere Karte (Taf. 13) zeigen, wie hier zwischen den Gebieten der altkrystallinen Schiefer Zonen von mesozoischen Sedimenten mit Grünschiefern sich hindurchwinden [4]. Die tektonische Bedeutung dieser mesozoischen Gesteinszonen ist zu prüfen: es sind dieselben auch hier, wie am Simplon, keineswegs immer nur einfache Muldenzüge. Auf Taf. 9 habe ich drei Gesamtprofile durch die penninischen Alpen entworfen. Die Art der Lagerungsstörungen im Simplongebiet zeigt die nordöstliche Hälfte des Profiles Ulrichen im Rhonetal bis Biella in Piemont; auf den beiden andern Profilen, Fig. 2 und 3, bringe ich es zur Darstellung, wie ich die Arollagneisse der Dent Blanche-Masse als eine der Zone von Ivrea entstammende Deckscholle auffasse.

[1] Vergl. P. Termier. *Bull. soc. géol. de France.* 4e Serie, t. III, 1904, pl. XXII und t. V, 1905, pl. VIII.

[2] F. Becke. Geologisches von der Taurenbahn. *Vorträge d. Vereins z. Verbr. naturw. Kenntnisse,* Wien 1906; ferner: Das nordwestl. Randgebiet des Hochalmkerns. *Sitzungsber. K. Akad. d. W. Math.-Nat. Kl.* Bd. CXV, Dezbr. 1906.

[3] Vergl. C. Schmidt, *Eclog. geol. helv.*, vol. IV, Nr. 5, 1895. — H. Schardt, *Eclog. geol. helv.*, vol. VIII, Nr. 2, 1903. — M. Lugeon, *Bull. soc. geol. de France,* 4e série, t. I, p. 814, 1902. — A. Stella, *Bol. d. R. Com. geol. d'Italia,* 1905. — M. Lugeon et E. Argand, *C. R. Ac.*, Paris, 15 et 29 mai 1905.

[4] Auch auf die in den *Neuen Denkschr. d. Schweiz. Nat. Ges.*, 1869, erschienene « Karte der penninischen Alpen » von H. Gerlach möchte ich besonders aufmerksam machen.

Hinsichtlich der tektonischen Bedeutung der mesozoischen Sedimentzonen zwischen den altkrystallinen Schiefern finden wir in den drei Profilen der Taf. 9 im wesentlichen folgende Fälle vertreten: (Vergl. auch Taf. 12 u. 13)

1. Erosionsreste der normal auf archäischen Gneissen und Schiefern liegenden mesozoischen Decke.
Vergl. Bella Tola-Tounot, Fig. 2.

2. Steilstehende Synklinalen von oben eintauchend. Wurzel = Normales Hangendes gleichartiger Gneisse. Gneisse beiderseits der Mulde identisch.
Vergl. Ulrichen, Fig. 1. — Argentière, Fig. 3. — Südl. Eyenhorn, Fig. 3.

3. Flachgelegte Muldenteile, eintauchend unter von Süden her übergeschobene Gneissgewölbekerne. Wurzel = Normales Hangendes verschiedenartiger Gneisse. Gneisse im Hangenden und im Liegenden der Schiefer nicht identisch.
Vergl. Diablons, Fig. 2, Val de Bagne, Fig. 3.

4. Anerodierte Teile von in der Tiefe flach liegenden, durch Gneisse überschobenen Mulden. (Fenster.) Wurzel = Gewölbebiegung an nordwärts überschobenen, flachliegenden Gneissgewölbekernen. Gneisse im Hangenden und im Liegenden der Schiefer nicht identisch.
Vergl. Zmuttgletscher, Fig. 2.

5. Unter Gneissen hervorstechende, pseudoantiklinal gestellte Muldenteile. (Aufgefaltete Teile von Fenstern.) Wurzel = tiefliegende von Gneissen bedeckte Schiefer. Gneisse beiderseits nicht identisch.
Vergl. Zwischen Alpe di Veglia und Pizzo Teggiolo, Fig. 1.

6. In Gneisse eintauchende, synklinal gestellte Muldenteile. Wurzel = hochliegende, z. Th. erodierte, überschobene Mulden. Gneisse beiderseits identisch oder nicht identisch.
Vergl. Südl. Gondo, Fig. 1; Balmuccia, Fig. 2; Zermattmulde, Fig. 3.

In der Simplongruppe werden zwischen Verzweigungen der südwärts ausgezogenen Bedrettomulde vier flach gelegte Gneissantiklinalen weit nach Norden vorgeschoben, anbrandend an das hochragende hercynische Aarmassiv, da wo das Gotthardmassiv westwärts allmählig zur Tiefe sinkt. Es sind dies die Gneisszungen: 1. Antigoriogneiss (E), 2. Lebendun- + Valgrandegneiss (DC), 3. Leone-Ofenhorn-Gantergneiss (B) und 4. Berisalgneiss (A) (vergl. Taf. 9, Fig. 1). Der halbkreisförmige Verlauf der Bündnerschiefer-

bänder (Teggiolomulde (IV), Vegliamulde (III), Monte Carnera-Mulde (II) von Bosco im Tessin über Crevola, Zwischenbergen, Monte Leone u. s. w., ferner das Einfallen der Gneisse nach Südosten, Süden und Südwesten zeigen, dass die, je die Schiefer überschiebenden, Gneisskomplexe gegen Südosten, Süden und Südwesten ihre Wurzeln finden. Wir sehen wie gegen Südwesten z. B. längs der Simplonstrasse der Antigoriogneiss unter der Teggiolomulde, der Lebendungneiss unter der Monte Carneramulde und der Monte Leonegneiss unter der Ganter-Leonemulde (I) einsinken und in die Tiefe tauchen, wo sie wurzeln. Die höchstgelegene Masse altkrystalliner Schiefer und Gneisse, die Berisalgneisse, bilden im Südwesten des Simplon die Masse des Fletschhorns (Vergl. Taf. 9, Fig. 1). Während also südwestlich der Simplonstrasse die Wurzeln der Antigorio-, Lebendun- und Leone-Gneisse in der Tiefe liegen, ragt diejenige der Berisalgneisse hoch empor in der Bergmasse des Rauthorns, Fletschhorns und Laquinhorns. Von hier aus sind die Berisalgneisse gegen Nordosten geschoben bis auf die Kämme der Berge südlich des Binnentales. Das Liegende der Berisalschiefer und -Gneisse bildet die auf den Leone-Ofenhorngneissen liegende Gantermulde, welche am Monte Leone eine komplizierte Sekundärfalte bildet. Die « Gantermulde » ist im Simplongebiet eine von der grossen Bedrettomulde durch die Aufstülpung des Gantergneisses getrennte Separatmulde, die in ihrem Verlaufe annähernd den südwärts ausgezogenen Verzweigungen der Bedrettomulde folgt, was namentlich darin sich dokumentiert, dass ihr Ausgehendes vom Hüllehorn über Monte Leone und Wasenhorn bis zum Kaltwassergletscher NE-SW verläuft, dann sich südwärts wendet und gegen Simplon und Zwischenbergen südostwärts umbiegt. (Vergl. Taf. 13.)

Prüfen wir die gegenseitige Lage der äquivalenten Glieder im Simplongebirge in der Richtung von Südwest nach Nordost (Taf. 9, Fig. 1), so erkennen wir, dass gegen Südwesten alle einsinken und je von höher liegenden Elementen bedeckt werden, gegen Nordosten im Gegenteil rasch ansteigen, hoch auf den Gebirgskämmen erodiert werden und so immer mehr tiefer liegende Elemente zu Tage treten lassen. In der Achse des Tunnels z. B. kommt die Basis der auf der Gantermulde liegenden Berisalgneisse zu liegen auf 300 M. unter Meeresspiegel, 6 Km. weiter gegen Osten liegt am Bortelhorn dieselbe Basis zirka 2900 M. über Meer, und am Cherbadung, 11 Km. östlich vom Tunnel finden wir sie noch auf 3100 M.

Höhe, während dann noch weiter östlich Berisalgneisse und Gantermulde hoch über den Kämmen der Berge erodiert sind. Unter der Gantermulde liegen die Leone-Ofenhorn-Gneisse auf den Schiefern der Monte Carnera- und Veglia-Mulde, und zwar kommt im Profil längs des Tunnels dieser Kontakt auf zirka 1000 M. unter Meeresniveau zu liegen; 25 Km. weiter gegen Nordosten am Hohsandgletscher ist das Dach der Vegliamulde bis auf 3000 M. Höhe emporgestiegen und die darüber liegenden Ofenhorngneisse streichen gegen Osten in die Luft aus. — Auf beistehender Textfigur 4 ist der Bau des Gebirges in der Richtung von SW nach NE senkrecht zur Tunnelaxe ab Km. 8 von SP dargestellt. Auch

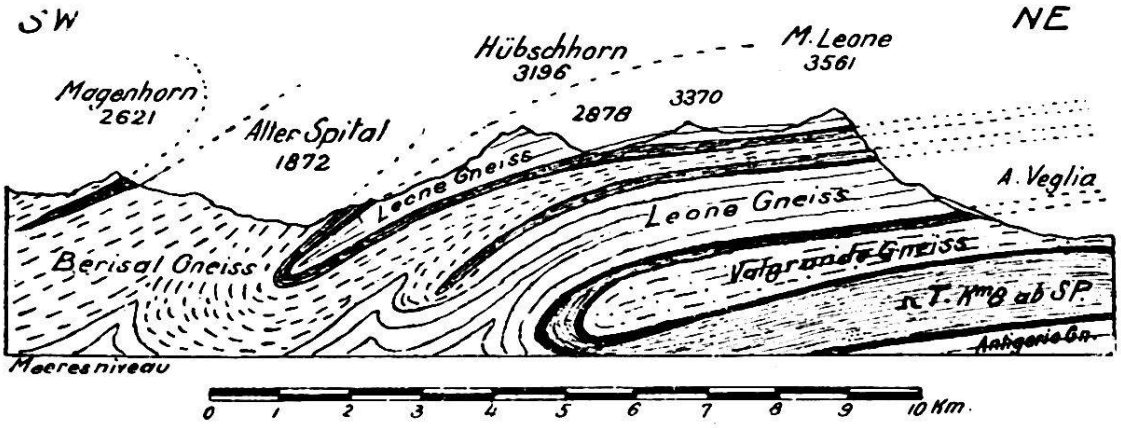


FIG. 4.

hier sehen wir: Alle Gebirgsglieder der Simplongruppe senken sich in der Richtung des alpinen Streichens von Nordost gegen Südwest um den Betrag von zirka 13° und diese Absenkung entspricht in ihrem Verlaufe genau dem Absinken des nördlich vorgelagerten Gotthardmassivs.

Nachdem wir so das allgemeine Einsinken der zentralen Teile des Simplonmassivs gegen Westen konstatiert haben, müssen wir den weitern Verlauf der nördlichen Randzonen auf der Südseite des Rhonetales untersuchen. Die Bedrettomulde tritt nach dem Versinken des Gotthardmassivs bei Fiesch direkt an das Aarmassiv heran und zwar keilt die fossilführende Nufenenzone, welche den nördlichen Teil der Bedrettomulde bildet, östlich Brig im Rhonetal aus und die südlichen Teile derselben, die Kalkschiefer des Binnentales mit ihren Grünschiefern, herrschen bei Visp im Rhonetal, wo auf der Nordseite desselben die zur Furkamulde zu rechnende Sedimentdecke des Aarmassivs südwärts unter den Talgrund einsinkt. — Bei Berisal grenzt südlich an die «Bedretto-

mulde » der « Gantergneiss » worauf die « Gantermulde » und die « Berisalgneisse » folgen. Wie Taf. 8, Fig. 4 der Taf. 7 und Fig. 1 der Taf. 9 zeigen, erweist sich die Zone des Gantergneisses als der unter der Gantermulde aufgebrandete, in sich selbst wieder geteilte Stirnrand des Gewölbekernes des Leone-Ofenhorngneisses. M. LUGEON nennt den Gantergneiss « une vague de retour. »

Dieser Gantergneiss erreicht sein westliches Ende in der Kuppe des Gebidem, südwestlich von Visp, wo er gegen Süden, Westen, Norden und Nordosten von gipsführender Trias und Kalkschiefern umschlossen wird. (Vergl. Taf. 13.) Naturgemäss verschmilzt über dem zur Tiefe gesunkenen Gantergneiss die Gantermulde mit der Bedrettomulde. (Vergl. Taf. 9 Fig. 1 u. Taf. 13.) Die Berisalgneisse, südlich der Gantermulde, überschreiten westwärts die Simplonstrasse, indem sie zugleich mit der Gantermulde im Streichen gegen Süden umbiegen zur Masse des Fletschhorn. Die flachliegenden Gneissantiklinalen des Simplon (EDCB) liegen hier westlich des Simplon in der Tiefe und haben jedenfalls bedeutend an Intensität eingebüsst. Als Hangendes der Berisalgneisse jedoch stellt sich unmittelbar westlich des Simplonhospizes eine neue Schiefermulde ein, die dem zweiten der oben angeführten Muldentypen angehört. Es ist dies die « Magenhornmulde ». (Vergl. Taf. 7 Fig. 4 u. Taf. 13, ferner Textfigur 4.) Diese Magenhornmulde erreicht, sich allmählig verbreiternd, die Visp bei Stalden. Nordwestwärts umbiegend, gliedert sie sich an den Bündnerschieferzug von Visp an, der, auf der Südseite der Rhone bleibend, sich immer mehr verschmälert und am Ausgange des Turtmanntales völlig auskeilt. Wir sehen also wie die drei separaten Mulden des Simplongebietes (Bedretto-Ganter- und Magenhorn- Mulde) westwärts konvergierend sich vereinigen. Die unter spitzem Winkel von Osten und Südosten an die Rhone herantretenden Schieferzüge reihen sich dachziegelförmig aneinander und so keilen an der Rhone von Ost nach West successive aus: erst Nufenenschiefer und dann Binnentalerschiefer der Bedrettomulde, später Schiefer der Gantermulde, und endlich diejenigen der Magenhornmulde. (Vergl. Taf. 13 ferner Blatt XVII und XVIII, 1 : 100,000.) Es ist besonders beachtenswert, dass westlich der Simplonstrasse sowohl die mesozoischen Schiefer der Gantermulde als auch diejenigen der Magenhornmulde von typischem Carbon begleitet werden. das bis nach Turtmann, wo die vereinigten Kalkschiefer aufhören, anhält.

Bevor wir weiter die Entwicklung des Gebirgsbaues vom

Simplon aus gegen Westen und Südwesten verfolgen können, muss ich kurz darlegen, wie die Berge des Tessin sich dem Bau des Simplon angliedern. Die nördlichen Schiefermulden zeigen von Brig aus bei konstantem ost-nordöstlichen Streichen ein kontinuierliches Steigen ihrer Achse gegen Osten. Wo östlich des Ofenhorns die hoch empor gestiegenen Leone-Ofenhorngneisse erodiert sind, vereinigen sich zwischen Lebendunsee und Griespass die liegenden Schiefer der Bedretto- und der Vegliamulde, über welche die immer mehr sich verbreitenden Lebendungneisse hinüber geschoben worden sind. Die Masse des Basodino ist eine steil gestellte, in Schiefer eintauchende umgestülpte Antiklinale von Lebendungneiss. Die Schiefer der Teggiolo- und Varzo-Baceno-Mulde (M. IV und M. V, Taf. 7, Fig. 4) südlich der Lebendungneissantiklinale, streichen vom Val Cairasca aus gegen Nordnordosten, und nähern sich so immer mehr der Bedrettomulde im Norden, so dass im obern Val Antigorio und im Val Bavona, südlich des Bedrettotales, die Aequivalente des Faltensystems, die im Simplon von Nord nach Süd auf 20—30 Km. Länge sich erstrecken, auf etwa 12 Km. Länge zusammengestaut sind. Die spitze Muldenbiegung der Teggiolomulde, die südlich des Simplon am Nordabhang der Rovalekette sich findet, biegt von Crevola aus bis Bosco direkt nordwärts, wo sie auskeilt und naturgemäss dringen so die autochtonen Gneissmassen im Tessin viel weiter nach Norden vor, als südlich des Simplon. (Taf. 13.)

Bei Baceno haben wir noch die typische Varzo-Baceno-Mulde (M. V) zwischen Antigoriogneiss im Hangenden und Verampiogranit im Liegenden. Es ist aber wahrscheinlich, dass dieselbe weiter gegen Nordosten in der Tiefe sich immer mehr verkürzt. Die Teggiolomulde ist zwischen Pommat und Frutwald im Val Formazza aufgeschlossen, untertauchend gegen Süden unter Antigoriogneiss, bedeckt im Norden von Lebendungneiss; sie streicht von hier aus nord-ostwärts ins Val Bavona; westlich von Campo steigt die Teggiolomulde am Pizzo Castello hoch empor und hier ist in bezeichnender Weise über ihr spitzes Ende von Süden her Antigoriogneiss resp. Tessinergneiss nordwärts über sie hinübergeschoben, d. h. hier umhüllt der Antigorio-Gneiss die Muldenbiegung der Teggiomulde, die hier das aufragende, südlichste Ende der in der Tiefe südwärts ausgezogenen Bedrettomulde darstellt. Dieses aus der Tiefe emporstechende Ende der Bedrettomulde verfolgen wir ostwärts von Campo nach Fusio und über den Campolungopass nach Dalpe und von da weg

ist gegen Norden, auf der südwestlichen Seite des Tessin, die kontinuierliche Verbindung der Campolungo-Schiefer und Marmore im Liegenden der altkrystallinen Schiefer des Ponc. Sambuco und Passo Sassello mit den mesozoischen Schiefern und Marmoren der Bedrettomulde bei Airolo aufgeschlossen. Die über die flachgelegte Bedrettomulde von Süden her hinübergeschobene Gneissmasse ist hier nur noch etwa 4 Km. breit von Süd nach Nord und am Ponc. di Tremorgio streicht dieselbe über den mesozoischen Schiefern ostwärts in die Luft, genau so wie im Westen am Cherbadung die Berisalgneisse über der Gantermulde und am Ostabhang des Ofenhorn die Leone-Ofenhorngneisse über der Vegliamulde gegen Osten ausstreichen.

Unsere Karte im Massstab 1 : 50,000 und die dazu gehörige Profilserie erläutern die hier nur skizzierten Verhältnisse besser. Für die Gegend zwischen Tessin und Bleviotal fehlen noch die genaueren Untersuchungen ; ob die Bündnerschiefer von Piora mit denjenigen von Quinto unterirdisch sich verbinden, ob somit die Gneisse des Lucomagno ebenfalls eine überschobene Gneissantiklinale darstellen, ist noch unentschieden; der Pizzo di Molare östlich ob Faido ist eine prachtvolle, normale Synklinale von Marmor und Schiefer auf Gneissen ruhend.

Die nördlich Bosco in breiten Streifen ins Tessin eintretenden Antigoriogneisse durchqueren als Tessinergneisse das Tessintal und setzen gegen Osten fort bis in die Berge am Nordabhang des Tales von Chiavenna. Schon auf der im Jahre 1852 erschienenen Karte von B. Studer ist die Linie eingezeichnet, längs welcher diese Gneisse aus der flachen Lagerung im Norden gegen Süden steil abbiegen. Im westlichen Graubünden beobachten wir, wie die meist von Glimmerschiefern überlagerten Gneisse in sogen. «Massivlappen» geteilt werden, indem von den Bündnerschiefergebieten aus in die nordsüd 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 vorschiebenden Massive: Suretta-Stella, Tambo, Adula 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 Gneisse wären über Bündnerschiefer hinübergefaltet. Der projektierte, 26 Km. lange Splügentunnel bringt uns wohl einigen Aufschluss über diese supponierte Schieferunterlage des Stella-Suretta-Massivlap-

pens. Wir haben es aber auf alle Fälle nicht zu tun mit exotischen Ueberschiebungsmassen, sondern mit flach überlegten Gneissantiklinalen, die mit ihrer Wurzel noch in Verbindung stehen. Die Verhältnisse, die wir am Simplon fanden, wiederholen sich hier, vielleicht in etwas weniger komplizierter Form und in mehr von Ost nach West zur Geltung kommender Schubrichtung. Dass « Rheinwaldhorn und seine Trabanten, jene Bergriesen, deren ewigem Eis der junge Rhein entströmt, wurzellos stehen, » ist nur bedingungsweise richtig[1].

Die Grenze von überschobenen und nicht überschobenen Gneissen läuft nach unserer Ansicht etwa von Domodossola aus nach Nordosten über Campo und Peccia nach Faido. (Vergl. Taf. 13.) Von Faido bis Bellinzona herrschen wurzelnde, archäischc Gneisse, die bekannten zweiglimmerigen Tessinergneisse, die dem Antigoriogneiss identisch sind (Granite), überlagert von jüngern krystallinen Schiefern, die namentlich im Val Chironico grosse Mächtigkeit und Mannigfaltigkeit erreichen. Es bilden die Tessinergneisse ein weites Doppelgewölbe, dessen südlicher Schenkel bei Claro rasch abbiegt; hoch oben am Pizzo Claro soll auf den altkrystallinen Schiefern Marmor liegen[2]. (Vergl. Taf. 12 Fig. 4.)

Südwärts von Claro werden die nun steil südfallenden Tessinergneisse überlagert von dünnschiefrigen Gneissen und Glimmerschiefern und bei Castione, an der Ecke zwischen Tessin und Mesolcinatal treffen wir auf eine Synklinale hochmetamorpher Bündnerschiefer, eingefasst von Triasmarmor im Norden und im Süden. Zwischen Castione und Giubiasco erscheinen die steilstehenden Amphibolite der Zone von Ivrea, die als kontinuierlicher, bogenförmig verlaufender Gesteinszug vom südlichen Alpenrande bei Ivrea aus über Varallo, Ornavasso, Locarno nach Bellinzona sich erstrecken und von hier aus gegen Osten das Nordende des Comersees erreichen, von wo aus sie mit den basischen Massengesteinen zwischen Veltlin und Bergell verschmelzen[3]. Südlich des zwischen Tessin und Adda nur schmalen Amphibolitzuges erscheint wiederum eine Sedimentmulde, analog derjenigen von

[1] Vergl. A. Heim, *Geolog. Nachlese*, Nr. 17, 1906, und O. Wilckens, Ueber den Bau des nördlichen Adulagebirges. *Centralbl. f. Min.*, Nr. 11, 1907.

[2] M. Lugeon (*Bull. soc. geol. 1902*) hat auf pl. XVII die Grenze der « Nappes des régions gneissiques » weiter nach Süden gelegt; für ihn existiert der « dôme tessinois » nicht, derselbe ist nur die « carapace d'une grande nappe ».

[3] G. Melzi, Giornale di Mineralogia del Dott. F. Sansoni, Fasc. 1, vol. II, 1891 und Fasc. 2, vol. IV, 1893.

Castione im Norden. Am Passo S. Jorio, beiderseits des Nordendes des Comersees und weiterhin im Veltlin bis gegen Tirano ist eine schmale Muldenzone typischer Trias- und Verrucanogesteine aufgeschlossen. Die Kalke, die bei Dubino im Gneiss eingekeilt, sind identisch mit den « Dolomiten » des San Salvatore bei Lugano. Zwischen Giubiasco und Lugano finden wir nun weiter die variscisch gefalteten Gneisse des sog. Seegebirges mit der Carbonmulde von Manno. Diskordant auf diesen südwärts zur Tiefe sinkenden, krystallinen Schiefern liegen die Porphyrdecken und Sedimente der lombardischen Kalkalpen. (Vergl. *Livret-guide*, 1894, pl. VIII.)

Für die geologische Struktur des Südrandes der Schweizeralpen ist es von grundlegender Bedeutung, dass aus den engadinischen und veltlinischen Massiven basischer Tiefengesteine im Osten sich gegen Südwesten die einheitliche « Zone von Ivrea » entwickelt[1]. Gleichwie in der Gegend von Bellinzona und Locarno finden wir weiter nach Südwesten bis da, wo die Ivreazone spitzwinklig an den Rand der piemontesischen Ebene herantritt und plötzlich abbricht, am Nord- und am Südrande der steilgestellten Amphibolite, denen auch die nickelerzhaltigen Peridotite des Sesiatales westlich Varallo angehören, Marmor- und Schieferzüge steilstehend zwischen den krystallinen Schiefern. Dem Südrand der Amphibolitzone gehören an: Trias und Verrucano von Dubino bis Passo S. Jorio, Marmore von Ascona bei Locarno, von Ornavasso bis Varallo; am Nordrand finden wir: Mulde von Castione, Marmore nördlich Finero[2], Schiefer und Kalke von Rimella-Fobello[3] (Scisti permo-triasici? — A. Stella), Kalke und Porphyrite von Borgofranco und Val Chiusella bei Ivrea. Ueber das Alter dieser in ihrem Verlaufe vielfach unterbrochenen Kalk- und Schieferzüge hat man sich noch wenig geäussert, sie galten wohl meist, wie die berühmten

[1] Die Gesteine der « Zone von Ivrea » haben nichts zu tun mit dem « Pietre verdi » (Gastaldi), die den mesozoischen Kalkschiefern der « Zone von Piemont » eingeschaltet sind. (Vergl. W. Salomon, Die alpino-dinarische Grenze. — *Verhdl. k. k. geol. Reichsanst.* 1905, N° 16. — Gegen die von E. Suess, inaugurierte und von mehreren Geologen acceptierte Hypothese des genetischen und tektonischen Zusammenhanges zwischen dem dioritischen Tiefengestein-Massiv der Zone von Ivrea und den Pietre verdi erhebt auch V. Novarese Einspruch. (Boll. del R. Com. geol.S. IV, Vol. VI, S. 181-191.)

[2] Vergl. Porro, *Zeitschr. deutsch. geol. Ges.* 1905.

[3] Vergl. Artini und Melzi, *Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia*. Milano 1900.

Marmore von « Ornavasso » z. B. als archäisch. Nach Taf. 9, Fig. 2 und 3 fasse ich dieselben als triadische Einkeilungen auf und parallelisire sie in ihrem ganzen Verlaufe mit den zweifellosen Triaskalken im Osten am Nordende des Comersees. Gesteine in Bündnerschieferfacies finden wir nur am Nordrand der Zone von Ivrea, namentlich bei Rimella-Fobello (Mulde von Fobello). — Bei Biella und bei Ivrea zieht sich längs des nordwestlichen Randes der Amphibolite von Ivrea eine schmale Zone von steil stehenden Kalken, Phylliten und Arkosen hin, die zu Jura, Trias und Perm gerechnet werden müssen. Zwischen Val Sessera und dem Tal der Dora Baltea enthält diese Zone auf zirka 20 Km. Länge einen schmalen Streifen von stark zerquetschten Porphyriten[1]. Auf Taf. 9, Fig. 6 sind leider weder die Kalkschiefer noch die Porphyrite zwischen den Dioriten und dem Syenit zur Darstellung gebracht. Im Val Andorno hatte ich vor Jahren die Kalkschiefer nicht beobachtet und die bei Sagliano-Miagliano mächtig entwickelten Porphyrite betrachtete ich als Uebergangstypen zwischen Syenit und Diorit. Nach den neuesten Mitteilungen von S. Franchi (*Boll. R. com, geol. d'Italie*, vol XXXVI, Fasc. 4°, 1908) bestätigt sich hingegen die Darstellung von B. Gastaldi. (Vergl. Taf. 13.)

Die krystallinen Schiefer des Seegebirges, die zwischen Lago maggiore und Sesiatal an die oberitalienische Ebene herantreten, enthalten die Mulde von Carbon bei Manno, ihnen sind die jungpaläozoischen Granitmassive von Baveno und der Colma, westlich Orta, eingeschaltet.

Der von granitischen Gängen nnd auch von Amphiboliten reichlich durchsetzte Stronagneiss (Gerlach) bildet zwischen Sesia und Toce die Grenzzone des Seegebirges gegen die Amphibolite von Ivrea. (Vergl. Taf. 9.) Eine scharfe Grenze zwischen « Amphibolitzug von Ivrea » und « Stronagneiss » ist kaum vorhanden. Endlich als diskordante Decke über den Schiefern des Seegebirges liegt das von Ost nach West immer mehr sich verschmälernde, südwärts unter Pliocän und Diluvium untertauchende Kalkgebirge in mediterraner Facies, das Westende der Dinariden nach P. Termier. Die westlichsten Teile derselben am Ausgange des Val Sesia bei Villa del Bosco hat neuerdings S. Franchi beschrieben[2]. Nicht überall sind die Sedimente der Dinariden am südlichen Alpenrande normal in

[1] Vergl. B. Gastaldi. Studii geologici sulle Alpi occidentali. Firenze 1871.

[2] Vergl. S. Franchi, Nuovi affiioramenti di Trias etc. — *Boll. R. Com. Geol. d'Italia.* 1904.

diskordanter Transgression den variscisch gefalteten Schiefern des Seegebirges an- und aufgelagert, am Lago maggiore, südlich Luino, z. B. sind die lombardischen Kalkalpen im Osten an den Gneissen des Seegebirges im Westen längs einer Verwerfung abgesunken, ebenso grenzt die Trias-Lias-Scholle des Monte Fenera bei Borgosesia längs einer Verwerfung an die Gneisse im Norden. (Vergl. Taf. 9, Fig. 2 und 3.) Die Kalkzüge S. Jorio-Varallo, am Südrand der Zone von Ivrea fasse ich auf als bei der Hauptfaltung der Alpen in die krystallinen Schiefer eingeklemmte Teile der dinaridischen Sedimentdecke der Massive des Seegebirges und der Ivreazone. Aehnlich verhält sich die Triasscholle von Voldomino bei Luino[1].

Die penninischen und lepontinischen Alpen zwischen Tessin- und Aostatal werden im Süden durch die Amphibolitzone von Ivrea begrenzt. Im Norden ist ihre Grenze gegeben durch den Südrand des Gotthardmassivs von Airolo über den Nufenen bis Ausserbinn, dann durch die krystallinen Schiefer und den südlichen Sediment-Mantel des Aaarmassivs auf der Nordseite des Rhonetales von Mörel bis Leuk. Bis hierher, nämlich bis Turtmann am südlichen Rhoneufer, haben wir die Struktur der die lepontinischen Alpen im Norden begleitenden Sedimentmulden untersucht. Wir sahen, wie die maximale nordwärts gerichtete Ueberfaltung von Gneissen über die südwärts ausgezogene Bedrettomulde sich findet auf der Linie Crevola-Mörel, wie symmetrisch gegen Osten bis Faido, gegen Westen bis Visp das Phänomen an Intensität abnimmt und wie alle Faltenachsen nach Westen sich senken, sodass westwärts die im Simplon zu oberst liegenden Berisalgneisse zur Herrschaft gelangen und noch höher gelegene Sedimentmulden tragen. — Bei Turtmann sind die vereinigten Bedretto-Ganter-Magenhorn-Mulden ausgekeilt. (Vrgl. Taf. 13) Die südlichste derselben, die Magenhornmulde, wird vom Simplonhospiz her bis Turtmann von Carbon begleitet. Die Nordgrenze der penninischen Alpen verläuft von da am Berghang ob Sitten von Sierre über Drône nach Conthey, folgt dann dem Rhonetal bis Saxon und weiter nach Südwesten ist sie durch die Innenseite des Mont-Blanc-Massivs bestimmt.

[1] Vergl. C. Schmidt und G. Steinmann. Geolog. Mitteilungen aus der Umgebung vom Lugano. — *Eclogae geol. Helv.* Bd. I, Taf. III.

Die Bündnerschieferzone, welche an die hercynischen Massive: Aar, Gotthard, Mont-Blanc, Belledonne, Grandes Rousses und Pelvoux alpeneinwärts direkt angrenzt, erscheint im Wallis gegenüber Leuk unterbrochen. Zwischen Turtmann und Chippis dringt Pontiskalk und Quarzit ins Rhonetal vor. (Taf. 13.) Wir können somit eine nordöstliche Hälfte der Bündnerschieferzone unterscheiden: Ilanz (resp. Prättigau)-Visp (Bedrettomulde) und eine südwestliche: Sierre, Val Ferret, Moutiers, Brianzon (Val Ferretmulde[1]). Es ist bezeichnend, dass südlich, beziehungsweise östlich an die schistes lustrés der Val Ferretmulde in ununterbrochenem Zuge sich Carbon anschliesst. Bemerkenswert ist eine petrographische Differenz zwischen Bedretto- und Val Ferretmulde. Die in der Region Scopi-Val Canaria-Simplon weit verbreiteten hornfelsartigen und glimmerschieferähnlichen Typen fehlen in der Val Ferretmulde vollständig. Gelegentlich trifft man noch Clintonitschiefer. Vorherrschend sind Kalkphyllite, denen oft mächtige Kalke sich einschalten (Sembrancher); daneben erscheinen drei neue Typen, nämlich der « Quarzit » und der « Pontiskalk » am Südabhang des Rhonetales westlich Visp, dann die « Brèche du Télégraphe » bei Sitten, bei Chable (Val de Bagne) und im Val Ferret. Prasinite sind selten in den Kalkschiefern der Ferretmulde, in grosser Entwicklung erscheinen sie erst am kleinen St. Bernhard[2]. Wie bereits erwähnt folgt auf die Schistes lustrés-Zone des Val Ferret alpeneinwärts ein Zug karbonischer Schiefer, der südostwärts unter die jungarchæischen Gneisse der Zone des grossen St. Bernhard einschiesst[3]. (Vergl. Taf. 13, Taf. 9, Fig. 2 und 3.)

Die Struktur des 120 Km. langen Rhonetales vom Rhonegletscher bis nach Martigny ist eine recht komplizierte; wir finden viele Analogien in symmetrischer Anordnung mit derjenigen des Rheintales von der Oberalp bis Chur.

Im Oberwallis verläuft die Talfurche, genau SW — NE gerichtet, parallel der Mulde zwischen Aar- und Gotthardmassiv. Die hier in der « Furkamulde » noch erhaltenen

[1] Vergl. E. Haug, Etudes s. la tectonique des Alpes suisses. *Bull. soc. géol. d. France.* 1896, p. 553.

[2] Vergl. S. Franchi, *Boll. del R. Com. Geol. d'Italia.* 1899. Tav. III.

[3] Vergl. S. Franchi und C. A. Stella, I giacimenti di antracite della Valle d'Aosta. — *Mem. describt. della Carta geologica d'Italia.* Vol. XII.

Sedimente sind in einer Zwischenfacies zwischen helvetischer Hochalpen- und eigentlicher Schistes lustrés-facies entwickelt; der facielle Uebergang zum einen und zum andern vollzog sich in den hoch über Aarmassiv und Gotthardmassiv erodirten Sedimentdecken. Bei Ulrichen streicht das Mesozoicum der Grenzmulde zwischen Aar- und Gotthardmassiv infolge Erosion in die Luft. Bei Raron und bei Gampel, am nördlichen Rhoneufer, lagert diskordant auf den altkrystallinen Gesteinen des westlichen Aarmassivs das mesozoische Deckgebirge, eine südwärts einfallende, die Bündnerschiefer am südlichen Rhoneufer unterteufende Platte bildend. Diese jurassische Schichtserie von Raron-Gampel entspricht wohl dem Nordschenkel der « Furkamulde » zwischen Aar- und Gotthardmassiv und es ist bemerkenswert, dass die tiefern Horizonte derselben Bündnerschieferfacies zeigen[1]. Bei Aernen-Grengiols versinkt das Gotthardmassiv und die Senke wird überbrückt von den Schiefern der Bedrettomulde und so sehen wir nun auch bei Visp, wie die Aequivalente der südlichen Teile der Bedrettomulde an und über den südlichen Mantel des Aarmassivs geschoben sind. Den faciellen Uebergang der Sedimente der Furkamulde zu denjenigen der Bedrettomulde, den wir weiter östlich hoch in der erodierten Decke des Gotthardmassivs zu suchen haben, vollzieht sich hier in einer tief unter der Talsohle liegenden, südwärts einfallenden, stark verquetschten Muldenzone, zu deren hangendem Schenkel die Visperschiefer gehören. Diese Muldenzone stellt das Hangende des tief versenkten Gotthardmassivs dar; die durch dies Versinken bedingte orographische Depression wird aber überdeckt durch die von Süden her vordrängenden Bündnerschiefer. Dadurch wird die angelegte tiefe, in der Richtung des heutigen Tales verlaufende Depression wieder zum Teil ausgefüllt. Ich nenne derartige Talstücke: Narbentäler[2]. Das ganze Rhonetal von Fiesch bis Martigny entspricht einer solchen Narbe, ebenso wie das Rheintal aufwärts von Chur, wo ebenfalls die Bündnerschiefer der inneralpinen Zone an- und auflagern einer südwärts untertauchenden Schichtfolge, der die Facies der helvetischen Hochalpen eigentümlich ist. Entsprechend der Rhonetalnarbe im Westen des Aarmassivs, haben wir die Rheintalnarbe im Osten desselben. (Verg. Taf. 12.)

[1] Vergl. E. v. Fellenberg, *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz*. Lief. XXI. Ferner C. Schmidt. Mineralien aus dem Triasdolomit etc. — *Neues Jahrb. f. Min.* etc., Bd. I, 1900.

[2] In ganz anderem Sinne bezeichnet E. Suess entblösste Eruptivzüge als « Narben ». (*Antlitz der Erde*, Bd. I, S. 213.)

Am Ausgang des Lötschentales versinkt das Aarmassiv. Die Sedimente von Raron-Gampel verbinden sich ohne Unterbruch mit denjenigen von Leuk am Westende des Aarmassivs. Sedimente in der helvetischen Hochalpenfacies überspannen das ganze Westende des Aarmassivs [1]. In normaler Schichtfolge — Kreide bis Trias — steigen sie aus dem Rhonetal empor, ihre Basis ist mit den liegenden Gneissen mannigfach verzahnt (Faldun-Resti-Rothhorn, etc.). Am Balmhorn, Altels und Kl. Rinderhorn bildet diese zentralmassivische Sedimentdecke eine unter den Ueschinengrat einschiessende, mehrfach gefältelte Gewölbeumbiegung; sie bildet als Ganzes einen « pli plongeant », dessen Gewölbekern, aus Dogger und Lias bestehend, in der Höhe bleibt südlich des Kl. Rinderhorns. (Vergl. Fig. 5 u. 6.) Das zur Gewölbebiegung gehörende Eocän biegt in der Tiefe südwärts zurück, einen Muldenkern bildend. Dies auf der « Spitalmatte » an der Gemmi zu Tage tretende Eocän ist von grösster Bedeutung für die Auffassung der Tektonik der helvetischen Kalkalpen. Gegen Nordosten verfolgen wir dasselbe in kontinuierlichem Zuge durch das Oeschinental nach Mürren, von da über Grindelwald, Meiringen, Engelberg, Altdorf, Lintthal, Elm bis Ragaz [2]. Das Eocän von Val d'Illiez, den Westfuss der Dent du Midi unterteufend, nimmt eine analoge Stellung ein. (Vergl. Taf. 13; ferner H. SCHARDT, *Eclogae geol. helv.* V, Pl. 2 [3].)

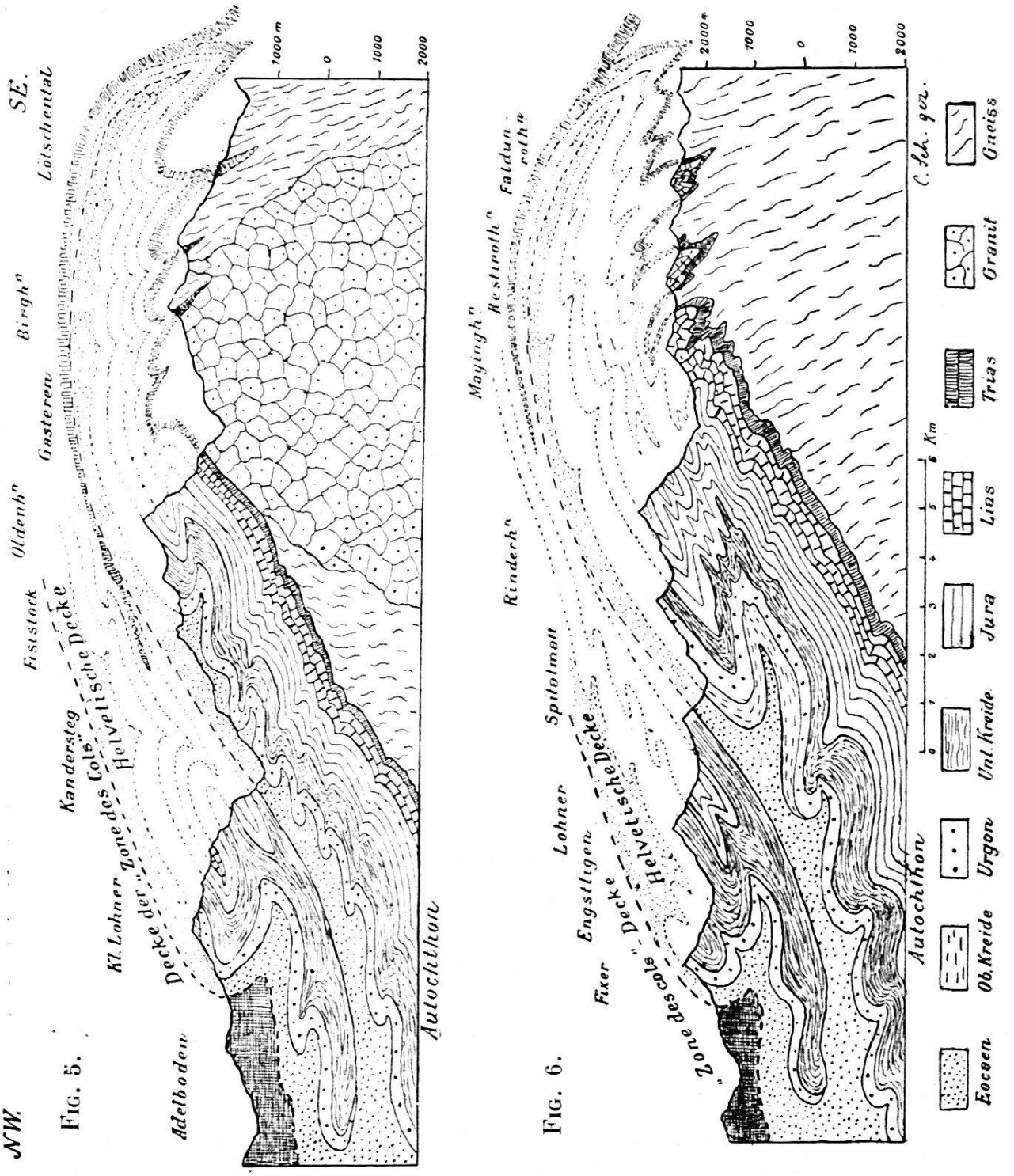
Der Gebirgsbau der Alpen beiderseits des Rhonetales von Leuk aus abwärts wird bedingt durch das Versinken des Aarmassivs im Nordosten, des Montblancmassivs im Südwesten. Bei Martigny sinkt unter der Dent de Morcles das nordöstliche Ende des Mont Blancmassivs zur Tiefe, zirka 40 Km. davon entfernt steigt das Aarmassiv

[1] Vergl. M. LUGEON, *Eclog. geol. helv.* vol. VIII, No 4.

[2] Vergl. z. B. E. HAUG, *Bull. soc. géol. de France* 3e série, t. XXIV, Pl. 23. Ferner M. BERCRAND und H. GOLLIEZ, *Bull. soc. géol. de France*, 3e série, t. XXV, p. 568.

[3] Die durch die Darstellungen von H. SCHARDT und M. LUGEON bekannt gewordene « Molasse rouge » von Val d'Illiez betrachte ich als das normale Hangende des Flysches des helvetischen Faciesgebietes. Diese oligocäne Molasse wird durch die zur « Klippendecke » gehörenden triadischen und jurassischen Schichten der Tréveneusaz überschoben. Es ist somit dieselbe ein prachtvolles Fenster (vergl. Taf. 13), das darauf hinweist, dass die subalpine Molasse zwischen Thunersee und Genfersee unter der Masse der Freiburgerdecken sich hindurchzieht, eingeschaltet zwischen Klippendecke im Hangenden und der helvetischen Schichtserie im Liegenden, genau so wie H. SCHARDT es im Jahre 1898 gezeichnet hat. Mit vollstem Rechte nennt man die Ueberfaltungstheorie die SCHARDT'sche.

unter seiner Sedimentdecke, mit derselben, empor. Auf dieser Strecke, die einer Versenkung des variscisch gefalteten Grundgebirges entspricht, ist auch das mesozoische



Deckgebirge in einer quer zum Alpenstreichen verlaufenden Zone gegenüber den Waadtländeralpen im Westen, den Berneralpen im Osten eingesunken: Die Faltenaxen im Gebiet der helvetischen Hochalpen sinken von Südwesten und von

Nordosten ein gegen die Mitte zwischen Ostende von Montblanc- und Westende vom Aarmassiv. Diese Bresche im variscischen Wall der Nordalpen bedingt den Bau der gesamten Alpen zwischen Biella und Bulle: hier dringt im Wallis die Deckscholle der Dent Blanche nordwärts vor und hier liegen am Nordrand des Gebirges die exotischen Voralpen[1].

Das Deckgebirge des Aarmassivs (Balmhorn, Rinderhorn) versinkt westlich von Leuk, darüber steigt am Südabhang des Gebirges von den Höhen über Sierre aus eine neue Platte jurassischer und cretacischer Sedimente empor, die auf der Höhe des Wildstrubels einem eocänen Muldenkern auflagert und dann als stark zerstückelte Gewölbebiegung nordwärts in der « zone des cols des Préalpes » sich in die Tiefe bohrt, auf diese Weise die helvetische Sedimentdecke des versenkten Aarmassivs überbrückend[2].

Westlich des Wildstrubels erscheinen entsprechend der gegen Südwesten wieder ansteigenden Faltenachsen nach und nach wieder die Bestandteile des helvetischen Sedimentmantels des allmälig sich hebenden Montblancmassivs. Westlich Saillon treten die krystallinen Schiefer des Montblanc auf der Nordseite des Rhonetales zu Tage. Vom Rhonetal aus steigen, spitzwinklig gegen die Talrichtung streichend, die Schichten gegen Norden an, und es bildet dieser autochthone Sedimentmantel des östlichen Montblancmassivs nach M. Lugeon drei nordwärts übereinander gelegte Deckfalten (Dent de Morcles, Diablerets, Mont Gond-Wildhorn), deren Faltenachsen ostwärts, mit dem Zentralmassiv in der Tiefe, sich senken. An der tiefsten Stelle der quer zum Alpenstreichen zwischen Aar- und Montblancmassiv verlaufenden Senke steigt aus dem Rhonetal die « Wildstrubeldecke » (*Nappe inférieure de la zone interne*, M. Lugeon) empor. Wir haben dieselbe als die Wurzel der « zone des cols » am Nordfuss der helvetischen Kalkalpen kennen gelernt. (Vergl. Taf. 12 u. 13.)

[1] Am Ostende des Aarmassivs und Gotthardmassivs finden wir vom Tödi bis zum Calanda die dem Wildstrubel analoge Einsenkungszone und es scheint, als ob dieses östliche Versinken der variscischen Centralmassive das Vordringen der ostalpinen Decken im Plessurgebirge und der krystallinen Deckscholle der Silvretta ermöglicht und bedingt hätte.

[2] M. Lugeon. *C. R. d. s. d. l'Ac. d. Sc.*, janvier 1901. *Bull. soc. geol. de la France*, 4me série, t. I. Ferner G. Rœssinger, La zone des cols. Thèse. Lausanne, 1904. — Ch. Sarasin und L. Collet haben neuerdings die « Zone des Cols » zwischen der Lenck und Adelboden untersucht (*Arch. d. sc. phys. et nat.* Genève. Janv.-févr. 1905), sie glauben für die Lugeon'sche Auffassung vorläufig keine Stütze finden zu können.

Wir haben am Simplon gesehen, wie auch südlich der Rhone ein Sinken des ganzen Gebirgskörpers von Osten nach Westen sich offenbart, welches dem Absinken des Gotthard- und des Aarmassivs im Norden entspricht und so muss die am rechten Rhoneufer bei Siders und Sitten konstatierte Depression auch am linken Rhoneufer sich zeigen. Dadurch, dass Bedretto-, Ganter- und Magenhornmulde successive nach Norden bis ans linke Rhoneufer vorrücken, dringen auch die Berisalgneisse am Ausgang des Saastales bis auf 3 Km Distanz gegen das linke Rhoneufer vor. An ihrem Nordrand biegen sie hier südwärts zurück in die Tiefe. Sie bilden einen nordwärts übergelegten Gewölbekern, der unterteuft wird von der westlichen Fortsetzung der Magenhornmulde[1]. Als Hangendes der Berisalgneisse erscheint Walliserquarzit und Pontiskalk. Der « Walliserquarzit » und der denselben zum Teil begleitende « Pontiskalk » bilden so eine kontinuierliche Nordgrenze der altkrystallinen Gesteine der penninischen Alpen von Visp bis Chable und alpeneinwärts schliesst sich daran als westliche Fortsetzung der Berisalgneisse die Zone des Grossen St. Bernhard, über deren Schiefer die autochthone mesozoische Decke noch stellenweise erhalten ist. (Vergl. Taf. 9, Fig. 2 und Taf. 13.)

Wie bereits erwähnt wurde, setzt gegenüber Siders von Neuem ein Zug karbonischer Schichten ein, der nun bis l'Argentière im Durancetal anhält. Dieses Karbon erscheint als eine in einer langen, schmalen Geosynklinale entstandene Ablagerung und bildet das Liegende des Walliserquarzites, das Hangende der Glimmerschiefer der St. Bernhardzone. Es stellt im ganzen eine gegen Norden emporgepresste Antiklinale dar, die auf eine lange Strecke beiderseits von südwärts einfallender Trias begrenzt ist. (Taf. 12 Fig. 5). Die Trias im Hangenden des Carbon, alpeneinwärts, erscheint als Mulde und wird im Val Ferret wiederum überlagert von gleichartigem Carbon, das unter die Glimmerschiefer der St. Bernhardzone einschiesst (Taf. 9 Fig. 3.). Weiter nordöstlich im Rhonetal ist dieses zwischen Trias und St. Bernhardzone gelegene Carbon in die Tiefe versenkt und keilt im Hangenden der Bernhardgneisse südwestwärts aus. (Taf. 9, Fig. 2.) Bei Siders am südlichen Talhang streicht diese Carbonantiklinale gegen Nordosten hart an den südlichen Sedimentmantel des Aarmassivs heran; dann aber

[1] Ganz neuerdings hat M. Lugeon bei St. Niclaus im Liegenden der Berisalgneisse Triasgesteine aufgefunden, die eben dem Hangenden Schenkel der Magenhornmulde angehören. (*Soc. vaud. sc. nat.* 3 juillet 1907.)

schiebt sich in den « brisés du Valais » bei Sitten ein breites Band von südwärts einfallenden Kalkphylliten ein zwischen Karbon im Süden und den Sedimenten der « Wildstrubeldecke » im Norden[1]. Die Wildstrubeldecke taucht südwärts unter diese Bündnerschieferplatte, die als Ganzes eine Mulde darstellt, zur Tiefe; über die Trias, welche bei Granges und Sitten den südlichen Flügel der Bündnerschiefermulde bildet, ist die Carbonantiklinale überschoben. (Fig. 2, Taf. 9.) Auf 18 Km. Länge westlich von Sierre bis zum Tal der Morge lagern sich so an den Berghang bis zu 900 M. maximaler Höhe Kalkphyllite. Wie bereits M. LUGEON es erwähnt, enthalten diese Bündnerschiefer Breccien, die der « Brèche du télégraphe » der Westalpen, der « Hornfluhbreccie » der exotischen Voralpen analog sind. Bei Château neuf, westlich Sitten, fand ich unter den Bestandteilen dieser Breccien Vallorcinekonglomerate. (Vergl. Fig. 7.)

Gleichwie bei Sitten und bei St. Léonard über den Bündnerschiefern Rauchwacke, Gyps und Quarzit auftreten, erscheinen im Liegenden derselben wiederum Triasgesteine. Im Bachbette der Sionne südöstlich von Drône werden die Kalkphyllite unterlagert von einem mächtigen System von Rauchwacken und bunten Mergeln zwischen welchen dunkle, dünnbankige Kalke auftreten, die reichlich *Avicula contorta* enthalten. Das Liegende dieser Trias mit Rhät bilden bergwärts die auf der geologischen Karte (Blatt XVII) mit JLS bezeichneten Kalke. — Am westlichen Ende dieses Bündnerschieferzuges der rechten Rhoneseite, tritt bei Conthey, östlich der Morge, unter den Schiefern ebenfalls Triasgyps zu Tage und derselbe liegt auf dünnplattigen Kalken, die in grosser Menge gestreckte Belemniten enthalten und unterlagert werden bis zum Eingang in die Schlucht bei Senzine von dunkeln glimmerigen, knolligen Kalkschiefern. Es zeigt dieser Schichtkomplex im Liegenden des Gypses von Conthey eine vollständige Analogie mit den jurassischen Gesteinen von Vence nordwestlich ob Sembrancher, was durch die Farbengebung auf Blatt XVII und XXII sehr schön zum Ausdrucke kommt. Zwischen Vétroz und Saillon steigen, entsprechend der gegen Südwesten sich hebenden Faltenachsen, die autochthonen Decken des östlichen Mont-

[1] Einzig bei der Station von Granges findet sich ein kleiner Rest von anthrazitführendem Carbon auf der rechten Rhoneseite und zwar liegt hier das Carbon auf dem Triasgyps, der den südlichen Schenkel der Sittener Bündnerschiefermulde darstellt.

blancmassivs aus dem Rhonetal empor und die unterste derselben die « nappe » der Dent de Morcles erhebt sich westlich Saillon in der Hochgebirgskalkmasse der Grande Garde, diskordant auf Carbon und altkrystallinen Schiefern aufliegend. (RENEVIER.*Beitr. z. geol. Karte der Schweiz*, XVI, pl. V.) Die Darstellung von E. RENEVIER bezüglich der nächsten Umgebung von Saillon (vergl. *loc. cit.* pl. V., coupe N° 11) bedarf einer Berichtigung. Die Trias der Marmorbrüche von Saillon sinkt mit dem liegenden Karbon direkt südwärts zur Tiefe und mit ihr der darüberliegende Malm. Die nördlich

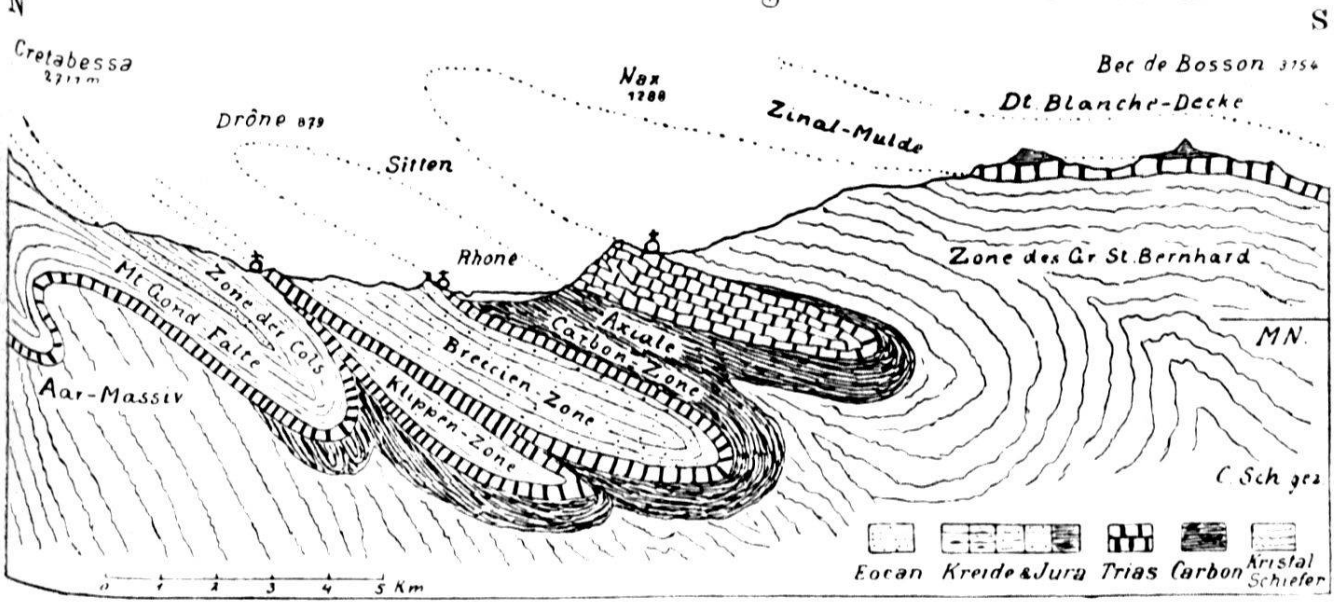


FIG. 7.

des Hügels von Saillon durchziehende, dem Malm aufliegende Rauchwacke stellt nicht eine Aufbiegung der autochthonen Dent de Morcles-Trias dar, sie bildet vielmehr die Basis einer neuen den Malm überschiebenden Schuppe und die darüber liegenden Schichten, welche den Hügel von Saillon zusammensetzen, sind nicht, wie E. RENEVIER es auf Karte und Profil angibt, Hochgebirgskalk, sondern sie bestehen aus belemnitenführenden Sandsteinen, Quarziten und schwarzen Schiefern, die wir zum Lias rechnen, dessen Aequivalente wir am Catogne finden.

Im Jahre 1896 hat E. HAUG [1] darauf hingewiesen, dass das Rhonetal oberhalb « Martigny » nicht ein normales isoklinales Längstal ist, welches zwei scharf getrennte Zonen der Alpenkette trennt. Die Gesteinszonen schneiden das Tal

[1] E. HAUG. Etudes sur la tectonique des Alpes suisses. — *Bull. soc. geol. de France*, 3e série, t. XXIV, p. 557.

unter spitzem Winkel und so greifen einige derselben von der linken Talseite auf die rechte Talseite hinüber.

Wo südlich der Rhone bei Martigny das Montblancmassiv, dessen Fortsetzung nördlich der Rhone den Untergrund der Dent de Morcles bildet, sich emporwölbt, biegt die gesamte Alpenkette westwärts im Streichen gegen Süden um.

Als Nordgrenze der penninischen Alpen habe ich die Innenseite des Montblancmassivs bezeichnet. Wir haben die Struktur des Val Ferret zu untersuchen. (Vergl. Fig. 3, Taf. 9.) Seit H. GERLACH hier kartiert hat, haben H. SCHARDT, FR. GRÆFF, E. HAUG, E. DUPARC, F. PEARCE, R. HELBLING und neuerdings C. G. S. SANDBERG Mitteilungen über diese Gegend veröffentlicht [1].

Von Ost nach West unterscheiden wir folgende Zonen:

1. Die Berisalgneisse ziehen vom Ausgange des Saastales ununterbrochen in halbkreisförmigem Bogen nach dem Grossen St. Bernhard. (Zone: Gran S. Bernardo-STELLA.)

2. Vom Kleinen St. Bernhard weg nordwärts über Morgez, den Grossen St. Bernhard, Chable bis Chippis im Rhonetal, gegenüber Siders, taucht ein Zug von Karbon alpeneinwärts unter die krystallinen Schiefer der Zone des Grossen St. Bernhard. Dieser Karbonzug wurde von den französischen Geologen als « zone axiale houillère » bezeichnet. Im Wallis erkennen wir, dass derselbe eine nordwärts aufgepresste Antiklinale darstellt, die als das mechanische Aequivalent des bei Mörel versunkenen Gotthardmassivs betrachtet werden kann. (Vergl. Taf. 9 und Fig. 2 und 3, Taf. 13.) Vom Rhonetal südwestlich von Sitten an bis zum Kleinen St. Bernhard hin enthält der Karbonzug eine Triassynklinale, deren Bedeutung Fig. 2 u. 3 der Taf. 9 erläutern.

3. Im Val Ferret wird die Carbonantiklinale gegen Nordwesten wiederum von einem Streifen triadischer Gesteine begleitet, der über einen breiten ebenfalls nach Südosten ein-

[1] Vergl. H. SCHARDT. *Eclog. geol. helv.*, déc. 1893, Bd. IV, p. 120. *Livret guid. géol.* 1894. Exc. X. — FR. GRÆFF, Geol. u. petr. Studien in der Montblancgruppe. *Ber. d. Nat. Ges.*, Freiburg i. Breisgau, 1894. — E. HAUG, *Bull. soc. géol. de France*, 3e série, t. XXIV, 1896. — L. DUPARC u. L. MRAZEC. Rech. géol. et petr. sur le massif du Montblanc. *Mém. soc. d. phys. et d'hist. nat.* Genève, 1898. — P. PEARCE, Rech. sur le versant Sud-Est du massif du Montblanc. Thèse. Genève 1898. — R. HELBLING, Die Erzlagerstätten des Mont Chemin. Inaug.-Diss. Basel 1902. — C. G. S. SANDBERG, Etud. geol. sur le massif de la pierre à voir. Paris 1905.

fallenden Zug von jurassischen Kalkphylliten überschoben ist (H. Gerlach)[1]. Es ist dies die schistes lustrés-Mulde, der östliche Sedimentzug des Val Ferret. Im allgemeinen herrschen in dieser ganzen Zone vom Kleinen St. Bernhard, wo Prasinite vorkommen, bis ins Rhonetal einförmige Kalkphyllite. Am Ufer der Drance bei Sembrancher werden graue, plattige Kalke gebrochen. Dass diese schistes lustrés im wesentlichen jurassischen Alters sind, ergibt sich aus ihrer Lagerung und aus Fossilfunden[2]. Bei den Hütten von « Les Ars » ob Ferret habe ich Bänke von gestreckten Kalkkonglomeraten zwischen den Kalkphylliten gefunden und ferner entwickeln sich dieselben Konglomerate in grosser Mächtigkeit nördlich ob Chable innerhalb der Kalkschiefer[3]. Dieser östliche Zug mesozoischer Sedimente des Val Ferret erreicht bei Riddes das Rhonetal; das Streichen desselben biegt von NNE um gegen NE; während aber der im Süden die Kalkphyllite begleitende Karbonzug im wesentlichen auf der Südseite der Rhone bleibt, setzen die Kalkschiefer auf den Nordhang des Tales über und bilden die besprochene Bündnerschieferplatte von Sitten. — Das Rhonetal bei Sitten entspricht einer Zone starker Versenkungen und zugleich nordwärts gerichteter Ueberschiebungen. Die Fortsetzung der Val Ferretmulde von Sitten aus gegen Osten erscheint problematisch. E. Haug hat es zuerst bezweifelt, dass die Schiefer von Sitten direkt mit denjenigen des Binnentales zusammenhängen, er glaubte ihre Fortsetzung nach Norden auf der Nordseite des Aarmassivs gefunden zu haben. Obwohl die Struktur der südlichen Rhonetalseite zwischen Visp und Sitten noch nicht hinreichend bekannt ist, scheint doch die ganze Tektonik der Gegend darauf hinzuweisen, dass das Karbon von Chippis bei Turtmann wieder einsetzt und dass die dasselbe begleitenden Bündnerschiefer die Fortsetzung derjenigen der « Brisés du Valais » sind. Der Karbonstreifen leitet nun von Turtmann aus die Schiefer gegen Südosten zurück zur Magenhorn- und Gantermulde, in welcher wir somit den

[1] Auf Blatt XVII unterschied H. Gerlach im Val Ferret einen westlichen Sedimentzug (LJ, Lias und Jura unbestimmt) und einen östlichen (SK, Kalkschiefer, schistes lustrés), die durch Trias getrennt sind. A. Heim hat im Jahre 1891 (*Beitr. zur geol. Karte der Schweiz*, Lief. XXV, p. 286) gegen diese Zweiteilung polemisiert, H. Schardt hat jedoch im Jahre 1897 auf seiner « Esquisse géotectonique du versant nord des Alpes suisses » dieselbe mit vollstem Recht acceptirt.

[2] Vergl. S. Franchi. Nuove località con fossili mesozoici, etc. *Boll. R.Com. geol. d'Italia*. 1899, n. 4.

[3] Vergl. *Bull. soc. géol. de France* 4e série, t. I, 1902, p. 704.

Ansatz für die grosse Val Ferretmulde finden. Die Val Ferretmulde setzt also im östlichen Wallis wieder ein, hoch südwärts über der Bedrettomulde liegend. (Fig. 4, Taf. 7.)

Auf eine stratigraphische Besonderheit des östlichen Sedimentzuges im Val Ferret möchte ich noch hinweisen. Von Bedeutung ist es, dass wir in dem Bündnerschieferzug Siders-Riddes-Val Ferret die Aequivalente der « Brèche du Télégraphe» finden, die in der Maurienne, 90 Km. im Südwesten vom obern Val Ferret, zwischen St. Martin und St. Michel de la Porte (Vallée de l'Arc), und ebenso bei Moutiers in der Tarentaise, typisch auftritt, genau derselben Zone angehörend[1]. Wir wissen nun, dass die « Chablaisbreccie », ebenso wie die « Hornfluhbreccie » der Klippen am Nordrand der Schweizeralpen die gleiche Bildung sind wie die « Brèche du Télégraphe ». Somit hätten wir in den Breccien des Kalkschieferzuges von Sitten, Chable, Ferret und Pré St. Didier ein autochthones Aequivalent von Gesteinen gefunden, die in den Klippenregionen am Nordabhang der Alpen eine selbständige Zone bilden. In diesem Schieferzug des westlichen Wallis vermuten wir die Wurzel der «Nappes des Brèches» (Lugeon), der «Brecciendecke» (Steinmann).

Im Chablais und an der Hornfluh sind die « Breccien » von Flysch begleitet. Der Flysch überlagert z. T. in deutlicher Weise die Breccien und enthält jene ophiolitischen Massengesteine, deren exotische Natur wohl zuerst Quereau erkannt hat. Dieselbe Association von jurassischen Breccien, eogenen Flyschgesteinen und Ophiolithen finden wir nun auch in der supponierten Wurzelregion jenseits des Montblanc, in dem östlichen Sedimentzug des Val Ferret. Neuerdings glaubt W. Kilian[2], grossen Massen nordwestlich des Kleinen St. Bernhard, die auf der französischen Karte (Feuille Albertville) als « schistes lustrés supérieures ou jurassique moyen, II, » dargestellt sind, neogenes Alter zuschreiben zu müssen[3]. In nächster Nähe derselben entwickeln sich mächtige Komplexe von Ophiolithen und hier möchte ich die Heimat der Diabasgesteine des Plateau des Gets im Chablais suchen. (Vergl. Taf. 13.)

[1] Vergl. W. Kilian, *Bull. soc. géol. de France*, 3e série, t. XIX, p. 602. — *Bull. soc. hist. nat.* Savoie 1893.

[2] *C. R. Ac. d. sc.*, 5 février 1905.

[3] Vergl. auch Zaccagna : Sulla geologia delle Alpi occidentali, *Boll. R. Com. geol.*, 1887, Tav. VIII.

4. Gegen Westen und gegen Nordwesten grenzen die Kalkphyllite des Val Ferret (östliche Sedimentzone des Val Ferret) an eine schmale Zone antiklinal gestellter Trias. (Vergl. Fig. 3, Taf. 9.) Wir finden dieselbe bei den Chalets de Ferrets, bei Ville d'Issert, bei Sembrancher im Val Ferret, ferner östlich von Saxon und endlich, wie oben beschrieben wurde, auf der Nordseite des Rhonetales bei Conthey und Drône. Die daran westwärts sich anschliessende Sedimentzone (westliche Sedimentzone des Val Ferret) bildet südwärts der Rhone den autochthonen Sedimentmantel des Montblancmassivs. Die antiklinale Zone zwischen den beiden Zügen jurassischer Sedimente erweitert sich bei Courmayeur, wo in derselben Karbon auftritt und fernerhin der Protogin des Mont Chétif und der Montagne de la Saxe hervorsticht. (Vergl. Taf. 13.)

Die westliche Sedimentzone des Val Ferret stellt tektonisch ebenfalls eine Mulde dar, deren Achse gegen Osten unter die Bündnerschiefermulde im Osten einfällt. In den französischen Alpen ist diese westliche Val Ferretmulde viel weniger tief herab erodiert und zusammengequetscht; sie enthält in der Tarentaise noch den aus den Nummulitensandsteinen und Breccien bestehenden Muldenkern (vergl. Aiguille du Grand Fond. Taf. 12)[1]. Diese dem Montblancmassiv gegen Südosten anliegende Sedimentmulde gehört zur «Zone der Aiguilles d'Arves» (Haug). Bei Saxon erreicht sie das Rhonetal und biegt hier ebenfalls gegen Nordosten um, sich immer mehr infolge von Ausquetschung verschmälernd. Bei Saillon, auf der rechten Talseite, liegen Trias und Lias des westlichen Schenkels der Mulde auf dem Malm der Dent de Morcles-Decke, wie ich oben gezeigt habe, und das gegen Nordosten keilförmig sich verjüngende Ende der Mulde treffen wir bei Conthey als Liegendes der breccienführenden Bündnerschiefer von Sitten, als Hangendes der Wildstrubel- und der Mont-Gonddecke.[2]

[1] W. Kilian und J. Révil, *Bull. soc. hist. nat.* Savoie 1893.

[2] Ob tatsächlich die hier gegebene Darstellung, nach welcher die Trias- und Liasgesteine des Hügels von Saillon der westlichen Sedimentzone des Val Ferret angehören, sich als zutreffend erweist, bedarf noch weiterer Untersuchung.

Eine andere Auffassung, zu welcher auf gemeinsamer Exkursion Herr Dr. A. Buxtorf gelangte, wäre die folgende: Trias und Lias von Saillon streichen direkt nordostwärts unter den Untern Jura (Ji) nördlich Leytron und bilden so den ältesten Kern der « Nappe des Diablerets ». Die Sedimentmulde von Saxon würde dann, ohne nach Saillon hin auszubuchten, erst bei Conthey wieder erscheinen.

Bezüglich der Facies der Sedimente (facies dauphinois) in dieser westlichen Hälfte der Val Ferretmulde (Zone des Aiguilles d'Arves) habe ich noch einige Bemerkungen zu machen. Ausser den namentlich von H. SCHARDT bekannt gewordenen, fossilführenden Schichten von Rhät und Lias, welche am östlichen Catogne-Abhang und bei Vence sich finden, sind schon lange die eigentümlichen, fossilreichen Ablagerungen von l'Amône im hintern Val Ferret bekannt geworden[1]. In einem schwarzen, tonig-sandigen, chloritoid-führenden Kalke, der über späthigen grauen Kalken mit *Pecten æquivalvis Sow.* liegt und somit dem untern Dogger (Bajocien) entsprechen dürfte, findet sich eine reiche Zweischalerfauna. J. B. GREPPIN führt namentlich: *Pholadomya*, *Lima*, *Gervillia*, *Pecten*, *Rhynchonella*, *Cidaris* und *Korallen* an. Diese Fossilassociation erinnert bei der vorliegenden stratigraphischen Analogie sofort an die Mytilusschichten der Freiburger und der Chablais-Alpen[2]. Das auch durch Erzlager interessante Profil von l'Amône habe ich mehrfach besucht und einiges Material gesammelt. Die Zugehörigkeit des Doggers zu den «Mytilusschichten» scheint mir unzweifelhaft zu sein[3]. Es verdient besondere Beachtung, dass die Mytilusschichten von Amône Gerölle von Quarzporphyren einschliessen, die dem in ihrem Liegenden auftretenden Porphyr des Montblancmassivs entstammen.

Für die Frage nach der Natur der sog. « Préalpes romandes » erscheint mir der Nachweis von Mytilusschichten in der westlichen Val Ferretmulde, die, wie gezeigt wurde, eng zusammengepresst successive von West nach Ost dem Montblancmassiv, der Dent de Morcles und der Wildhorn-

[1] J. B. GREPPIN, Verhdl. der Schweiz. Nat. Ges. 1875-1876, p. 59.

[2] Vergl. P. DE LORIOL et H. SCHARDT, *Mem. soc. pal. suisse*, vol. X, 1883. — E. FAVRE and H. SCHARDT. *Mat. p. la carte géol. de la Suisse.* LXXII, 1887. — M. LUGEON, *Bull. d. services de la carte géol. de la France.* N° 49. 1895-1896, p. 67.

[3] Dr A. TOBLER hatte die Freundlichkeit, die alten Greppinschen Stücke ebenso wie das neue Material aus den Mytilusschichten von l'Amône einer summarischen Revision zu unterwerfen: Einige sehr gut erhaltene *Modiola* von Amône stimmen mit der von LORIOL als *Modiola imbricata Sow.* (Pl. IX, Fig. 1—8) bestimmten Form überein, ebenso finden wir die aus den Mytilusschichten beschriebene grosse *Lima* (Pl. IX und X) sehr häufig und eine *Alectryonia* steht der von LORIOL als *Ostrea costata Sow.* bezeichneten Form (Pl. XI, Fig. 16 und 25) recht nahe. Statt der gerippten *Pteroperna costatula, Lycett.* (Pl. XI) der Mytilusschichten von Laitmaire in den Freiburgeralpen finden sich bei Amône glatte Formen von *Gervillia.* Reguläre Seeigel und Korallen sind den Faunen beider Lokalitäten gemeinsam. Fremdartig ist ein einziges Exemplar eines Belemniten, das in diesen Schichten bei l'Amône gefunden worden ist.

und der Wildstrubel-Decke aufliegt, von einiger Bedeutung. Die Mytilusschichten von Amône repräsentieren ein zweites für die « Préalpes » charakteristisches Sediment, das wir auf der Innenseite der Centralmassive anstehend finden. Wir hätten somit die Indikation vor uns für eine Wurzel der « Préalpes médianes » (Klippendecke), die der Zone der Aiguilles d'Arves angehören würde. Verfolgen wir die Zone der Aiguilles d'Arves vom Val Ferret aus weiter nach Südwesten, so sehen wir, wie dieselbe sich immer breiter entwickelt und immer mehr Sedimente aufnimmt, die in ihrer Facies mit derjenigen der Klippendecke übereinstimmen. — Wir werden somit darauf geführt, die Zone der Aiguilles d'Arves als die Wurzelregion der « Préalpes médianes », der « Klippendecke zu betrachten[1]. — In den Voralpen liegen die Mytilusschichten in einer tiefern, die Chablaisbreccien in einer höhern Decke (Klippendecke, südliche Zone einerseits, Brecciendecke andrerseits). Auf diese Trennung weist schon das Vorkommen der beiden analogen Bildungen in ihrer Wurzelregion im Südosten des Montblanc hin; die Mulde mit den Breccien und Ophiolithen liegt über derjenigen mit den Mytilusschichten. (Vergl. Taf. 13 und Taf. 9, Fig. 3.)

Die penninischen Alpen, deren Struktur westlich des Simplon jetzt zu untersuchen ist, sind, wie gezeigt wurde, im Süden begrenzt durch die Amphibolitzone von Ivrea; ihre nördliche Begrenzung, markiert durch die äusserst kompliziert gebaute Versenkungs- und Ueberschiebungszone der Rhonetalnarbe, haben wir eben kennen gelernt. Die so begrenzte Gebirgsmasse, die vom Monte Rosa dominiert wird, gehört zum krystallinen Hauptstamm der Alpen, dessen prækarbonische krystalline Schiefer durch Trias und Jura in der Facies der « schistes lustrés » eingedeckt worden sind. Man bezeichnet dieselbe wohl auch als « Zone des Piemont ». Konkordanz zwischen altkrystallinen und mesozoischen Gesteinen ist im Gegensatz zu der Zone der nörd-

[1] Der Ausspruch von M. Lugeon « entre le Gurnigel et le Lac Majeure toutes les nappes des Préalpes peuvent trouver leur glace, sauf celle des préalpes médianes » hat glücklicherweise keine Berechtigung mehr. — Bemerkenswert ist es, dass E. Haug die Wurzeln der zwischen Pelvoux und Mercantour liegenden Ueberschiebungsdecken (Embrunais und Ubaye) welche der Freiburger Klippendecke analog sind, ebenfalls in die Zone der Aiguilles d'Arves versetzt. (*C. R. Ac. sc.*, 4. janvier 1904.)

lichen Centralmassive charakteristisch für diese axiale Zone der Westalpen.

Die konkordant über den altkrystallinen Schiefern liegenden « Schistes lustrés » der Zone des Piemont sind in neuerer Zeit namentlich von M. BERTRAND[1], S. FRANCHI und A. STELLA[2] untersucht worden. Es ist bemerkenswert, dass dieselben, wie später gezeigt werden soll, tektonisch getrennt sind von den mesozoischen Schiefern der Bedretto- und der Val Ferret-Mulden, und in Uebereinstimmung damit auch in ihrer Ausbildung gewisse Differenzen mit den Bündnerschiefern der nördlichen Grenzzone der penninischen und lepontinischen Alpen zeigen[3]. Graue, dünnplattige, glimmerige Kalkschiefer sind die vorherrschende Ausbildungsform der Bündnerschiefer « calcescisti » in der Zone des Piemont; gelegentlich wie z. B. bei Zermatt (Hohlicht) entwickeln sich aus den Kalkschiefern mächtige Kalke. Versteinerungen fehlen, im Wallis wenigstens, vollständig.

Im Piemont südlich Saluzzo hat A. STELLA in der rauchwackeartigen Trias im Liegenden der Kalkschiefer *Crinoiden* gefunden. In den Kalkschiefern von Valle Grana bei Cuneo sammelte ich unter der liebenswürdigen Führung von S. FRANCHI *Belemniten* und in den liegenden Kalken und Dolomiten bei Pradleves *Gyroporellen*, *Pleurotomaria solitaria* und *Avicula exilis*. Die mesozoischen Sedimente der « Zone von Piemont » zeigen somit in den kottischen Alpen einen faziellen Uebergang zu mediterranen Typen einerseits, zu Typen des Briançonnais (Zone delphino-provençale) andrerseits.

Die « Zone des Piemont » enthält in grosser Menge und Ausdehnung basische Eruptiva (Ophiolithe) eingeschaltet, so dass GASTALDI dieselbe als die der « Pietre verdi » bezeichnet hat. Die Typen dieser Ophiolithe sind sehr mannigfaltig[4]. Es sind durchweg Intrusivgesteine, die in Stock- bis

[1] M. BERTRAND, Etudes dans les alpes françaises. — *Bull. soc. geol. de France*, 3e serie, t. XXII, 1894.

[2] Vergl. *Boll. d. R. Com. geol.*, Nr. 3 e 4, 1898, und Fasc. 2, 1904.

[3] Vergl. E. HAUG, *Bull. soc. geol. de France*, 1896, p. 547, Fussnote.

[4] Vergl. C. SCHMIDT, *Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz* Anhang, Lief. XXV. — K. W. SCHAEFER, *Tschermaks min. u. petr. Mitteil.*, Bd. XV, 1895. — V. NOVARESE, *Nomenclatura e sistematica delle Roccie verdi nelle Alpi occidentali.* — *Boll. R. com. geol.*, 1895. — H. PREISWERK, *Verhandl. d. Naturf. Ges. in Basel*, Bd. XV, Heft 2, 1903. — *Centralblatt für Mineralogie*, Nr. 10, 1901. — *Beitr. geol. Karte d. Schweiz.* Lief. XXVI, 1.

Lagergangform auftreten und durchweg durch dynamometamorphe Facies ausgezeichnet sind. Tuffe sind bis jetzt nicht nachgewiesen worden, wohl aber kontaktmetamorphe Veränderung der Kalkschiefer, z. B. im Allalingebiet. Die Maximalentwicklung dieser Ophiolithe finden wir in Piemont, am Monte Viso und zwischen dem Tal der Dora Riparia und der Stura westlich Turin, ferner im Val Tournanche und bei Zermatt und Saas; in gleicher Weise finden wir dann die Ophiolithe wieder in den Gebieten der Bündnerschiefer, welche an die Granitmassen des Julier in Graubünden angrenzen[1]. Die Ophiolithe sind in der Regel den tiefern Horizonten der Kalkphyllite eingeschaltet.

Die Tektonik der penninischen Alpen zwischen Simplon und Aostatal ergibt sich aus der Verfolgung und richtigen Deutung der mesozoischen Zonen einerseits, aus der Charakterisierung der Typen des Grundgebirges andrerseits. Die wesentlichen Massen altkrystalliner Gesteine, die umgrenzt von mesozoischen Sedimenten mehr oder weniger individuell sich gestalten, sind, mit Ausschluss des Simplon, von Nordost nach Südwest, vom Tocetal bis zum Tal der Dora Riparia, folgende: 1. Camughera, 2. Berisal-Grosser St. Bernhard, 3. Sesia, 4. Monte Rosa, 5. Dent Blanche, 6. Monte Mary-Monte Emilius, 7. Grand Paradis. (Vergl. Taf. 12) Nach M. Lugeon und E. Argand (Comptes rendus, 15 et 29 mai 1905) besteht das Simplongebirge aus drei aufeinander sich schichtenden Gneissdecken (nappes): Antigorio (I), Lebendun (II), Monte Leone (III) und über denselben sollen westwärts als je höhere Decken liegen: Camughera-Grosser St. Bernhard (IV), Monte Rosa-Grand Paradis (V), Monte Mary-Monte Emilius (VI) und Dent Blanche (VII). — Die folgenden Darlegungen, die mit den Anschauungen von M. Lugeon und E. Argand nur teilweise sich decken, wollen nur als der Versuch einer vorläufigen Synthese aufgefasst sein.

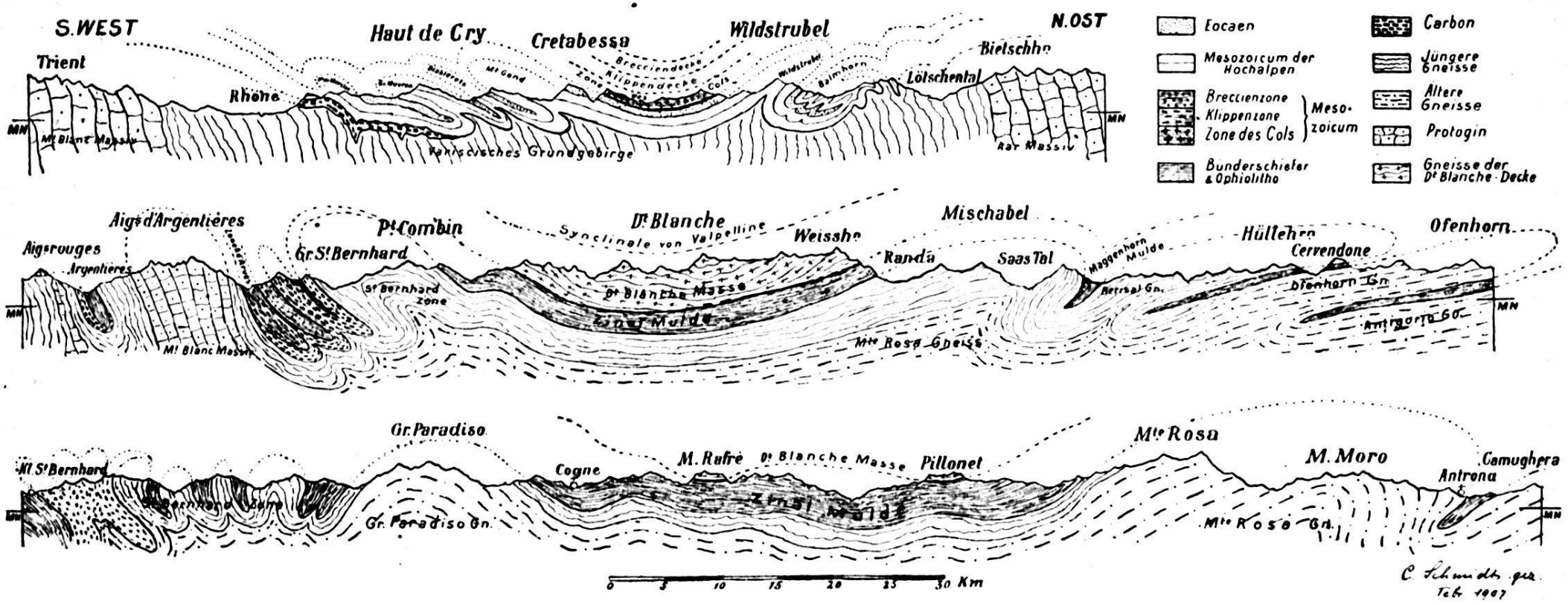
[1] Es ist beachtenswert, dass da, wo in den Bündnerschiefern Gabbro sich findet (Aiguilles rouges südöstlich von Evolena, Saas, Oberhalbstein) in den benachbarten Grundgebirgsmassen ganz ähnliche Typen aus basischen Tiefengesteinen sich entwickeln. So finden wir als Facies des Juliergranites den Gabbro von Gravesalvas; zum sog. Arollagneiss der Dent-Blanche gehören die Gabbro des Mont Colon am Arollagletscher und diejenigen der Tête du Lion am Matterhorn. Es deutet dies Verhältnis auf eine genetische Beziehung hin zwischen den basischen Eruptiva der Zone von Ivrea und der Ophiolithe der Bündnerschiefer. Eine analoge Beziehung finden wir zwischen dem archäischen Serpentin des Geisspfades und den in Bündnerschiefern liegenden Prasiniten des Binnentales.

Die zentralen Teile der penninischen Alpen mit ihren im Monte Rosa und in der Dent Blanche kulminierenden Massen liegen südlich der Senke zwischen Aar- und Montblancmassiv. (Fig. 8, 9, 10.) Auch von Osten her senken sich die Gebirgsglieder des Simplon gegen das Saastal und dringen zugleich nordwärts gegen das Rhonetal vor. Im Simplongebiet ist die Erdkruste auf mindestens den zehnten Teil ihrer früheren Ausdehnung zusammengestaut und nordwärts geschoben.

Südwärts der Rovalekette findet die oberste Gneissantiklinale des Simplon, die der Berisal-Gneisse (A) — Fig. 3 u. 4, Taf. 7 — ihre Wurzel. Die Berisalgneisse fallen hier steilsüdwärts und bilden dann wiederum eine west-oststreichende Mulde, die vom Bognancatal über Domodossola ins Val Vigezzo sich verfolgen lässt. Im obern Val Bognanca enthalten die alten krystallinen Schiefer als normales Hangendes in der Mulde Bündnerschiefer und Ophiolithe. Diese Bognanca-Mulde liegt ausserhalb des Systems der Simplondeckfalten im Norden. Unter derselben steigt im Tal von Antrona in kuppelförmiger Lagerung die Gneissmasse des Camughera empor, die nach Lagerung und lithologischer Beschaffenheit ihrer Gesteine als wieder auftauchende Monte Leone- oder Antigoriogneisse aufgefasst werden muss. Die Schiefer der Bognancamulde selbst umfassen diese Gneisskuppel, indem sie vom obern Bognancatal aus südwärts über Antrona bis ans Nordgehänge des Val Anzasca streichen und von da in scharfer Biegung den Pizzo Grande umfassend (Taf. 13), nach Nordosten sich wenden. Ein anderer Zweig derselben Mulde zieht vom Hintergrund des Bognancatales aus durch das obere Zwischenbergental über den Zwischenbergenpass nach Saas im Grund und Saas-Fee und von da über Alphubel und Täschalp nach Zermatt. Aus der Karte der Tafel 13 ist es klar ersichtlich, wie von Zermatt aus der von Val Bognanca über Zwischenbergen heranziehende Schieferzug in mannigfachen Verzweigungen alle die Gneissmassen, die zwischen den Val Sesiagneissen im Süden und den Schiefern der Zone des Grossen St. Bernhard im Norden liegen, kontinuierlich umsäumt.

Im Norden des Schieferzuges Bognanca-Zermatt erreichen die vom Simplon aus gegen Südwesten zu ihrer Wurzelregion sich senkenden Berisalgneisse in der Masse des Fletschhorn und der Mischabel ihre Maximalentwicklung (Fig. 1, Taf. 6); sie bilden zwischen St. Niklaus und Simplonpasshöhe eine gewaltige Ausbuchtung nach Südwesten, während

Fig. 8, 9 et 10. — Die Walliser Alpen.



Längsprofile von Südwest nach Nordost : Quer zum alpinen Streichen sich erstreckende Depression des autochthonen Gebirges zwischen Aarmassiv, Simplon, Monte Rosa im Osten — Mont Blanc, Grand Paradiso im Westen.
Deckscholle der Dent Blanche südlich der Rhone ; « Zone des cols », Klippendecke und Brecciendecke nördlich der Rhone.

sie dann von Stalden aus westwärts bis zum Grossen St. Bernhard kontinuierlich in etwa 12 Km. breiter Zone, wie oben gezeigt wurde, dem Zuge der karbonischen Gesteine vom Rhonetal zum Val Ferret folgen. Die Täler des Unterwallis: Turtmanntal, Val d'Anniviers, Val d'Hérens und Val d'Hérémence, Val de Bagne und endlich Val d'Entremont zeigen alle analoge Profile: Am Ausgange der Täler treffen wir auf die Carbonzone Simplonhospiz-Chippis-Grosser St. Bernhard, die nordöstlich von Bagne südwärts von dem triadischen Zug: Quarzit und Pontiskalk begleitet wird (Fig. 2, Taf. 9). Im Mittelstück der Täler herrschen die Gesteine vom Typus der Casannaschiefer, der Zone des Grossen St. Bernhard angehörend[1]. L. Duparc und U. Grubenmann[2] haben einige der hier auftretenden Gesteinstypen untersucht; ich habe Albitchloritschiefer, Glaucophanepidotchloritschiefer, Hornblendeschiefer, chloritische Sericitschiefer, Chloritgneisse etc. gesammelt. Die ganze Masse dieser Schiefer, in welcher mannigfache Erzlager auftreten, ist schwach gefältelt und fällt im Allgemeinen gegen Südosten ein; die Mulden des Rhonetales unterteufen gegen Süden die krystalline Schieferzone des Grossen St. Bernhard auf zehn bis zwanzig Kilometer Länge. Auf den Kämmen zwischen Val d'Hérens, Val d'Anniviers und Turtmanntal finden wir über den Casannaschiefern an den Becs de Bossons, an der Bella Tola und am Roc de Budri (Fig. 2, Taf. 9) noch Reste der die krystallinen Schiefer in normaler Lagerung bedeckenden Triasgesteine. Südwärts bei Zinal und bei Evolène erreicht diese Decke den Talgrund und unter ihr tauchen die krystallinen Schiefer in die Tiefe. Im Val de Bagne bilden sie noch eine kleine Aufwölbung (Cupola di Boussine, Stella). Vergl. Fig. 3, Taf. 9 u. Taf. 10. Nach unserer Auffassung stellt die Zone des Grossen St. Bernhard einen nordwärts übergelegten Gewölbekern dar (Fig. 2 und 3, Taf. 9). Die Möglichkeit aber, dass sie auch hier als « Nappe » aufgefasst werden könnte, ähnlich wie ihre östliche Fortsetzung, z. B. die Berisalgneisse auf der Höhe des Bortelhorns (Fig. 1, Taf. 9), hängt ab von dem Betrag des südwärts gerichteten Untertauchens der Val Ferretmulde. Tatsächlich mag die Ueberschiebung eine beträchtlichere sein, als ich sie auf den Profilen dargestellt habe, aber für die Annahme, dass die Val Ferretmulde in

[1] H. Gerlach, *Das südwestl. Wallis.* — Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Lief. 9, Profiltafel.

[2] *Comptes rend. d. l'Ac. d. sc.* Paris, 20 mai 1901. — Festschrift Rosenbusch. 1906.

gleichem Maasse weit oder noch weiter nach Süden ausgezogen sei, wie die tektonisch weit tiefer liegende Bedrettomulde am Simplon haben wir keine Anhaltspunkte[1].

Die über der St. Bernhard-Zone im Hintergrund der Täler des Unterwallis zur Tiefe tauchenden Bündnerschiefer werden südwärts überlagert von den Arollagneissen der Dent Blanche-Masse. Die von M. LUGEON gegebene Klassifikation der Walliser Gneissmassen hinsichtlich ihrer relativen Höhenlage ist richtig, die Dent Blanche (VII) stellt den höchstliegenden Gneisskomplex dar. Die Bündnerschiefer von Mont Pleureur, Evolène, Zinal, Barrhorn, bilden eine flachliegende Mulde, die der Zone des Piemont angehörend über derjenigen des Val Ferret liegt, wir nennen sie Zinal-Mulde. Diese Zinalmulde ist als typisches Beispiel für Typus 3 der oben angeführten Repräsentanten von Sedimentzonen zu betrachten. Sie erreicht in mannigfachen Sekundärstörungen die grösste Ausdehnung, d. h. die Länge von 60 Km. in der Richtung von Nordwest nach Südost.

Die Zinalmulde ist in Westost-Richtung vom Val de Bagne über Evolène, Zinal bis zum Barrhorn, westlich ob St. Niklaus aufgeschlossen. Von da aus verfolgen wir sie gegen Süden am Westabhang des Zermattertales und am Ostfusse des Matterhorns vorbei über den Theodulpass (Fig. 2 und 3, Taf. 9) durch das Val Tournanche und Val Barthélemy bis St. Marcel im Aostatal. Von Aosta aus erreichen die Kalkschiefer über den Grand Combin wieder das Val de Bagne. Die ganze Masse der Dent Blanche wird somit von einem Bündnerschieferzug umfasst. Ueberall fallen die Schiefer flach ein unter die Gneisse der Dent Blanche. (Fig. 2 und 3, Taf. 8.) — In den Lieferungen 9 und 27 der *Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz* hat H. GERLACH sechs Profile durch die penninischen Alpen veröffentlicht.

[1] Vergl. STELLA, *Boll. R. Com. geol. d'Italia*, 1905. Tav. III, 1 und 2. — Wenn wir mit LUGEON die Zone des Grossen St. Bernhard sowie Monte Rosa-Grand Paradis als « Nappes » auffassen würden, kämen wir dazu als Substrat dieser Massen Carbon anzunehmen, d. h. wir müssten folgerichtig voraussetzen, dass das Carbon der« Zone axiale » vom Val d'Aosta und der Tarentaise aus unterirdisch sich mit den vereinzelten Resten von Carbon zwischen Ivrea und Lanzo und den Graphiten bei Pinerolo verbinden würde. Die ganzen Westalpen würden sich dann als eine aus der Poebene heraus nach Norden deplazierte Masse darstellen. Auf diese Weise den « Nappismus » ins Unbegrenzte ausdehnend, würde es nur einen kleinen Schritt weiter bedeuten, wenn man die miocäne Nagelfluh des Rigi unterirdisch mit derjenigen des Monte Olimpino bei Como verbinden und die ganzen Alpen darauf schwimmen lassen würde.

Profil II der *Beiträge* (Lief. 27). (Vergl. auch *Neue Denkschr. d. Schweiz. Naturforsch. Gesellsch.* 1869) ist besonders instruktiv. Wir sehen, wie die mesozoischen Gesteine von Norden und von Süden unter die Masse der Dent Blanche einschiessen, wie sie aber im Gegensatz dazu die Gneisse des Monte Rosa am Nord- und am Südabhang dieses Massivs überlagern.

Gerlach spricht direkt von einer « Ueberschiebung » des Arollagneisses über die Grünschiefer, da er aber für den Arollagneiss zentralmassivische Stellung annahm, erscheinen die das vermeintliche Centralmassiv umsäumenden Schiefer als randlich unter dasselbe einschiessende, in dessen Flanken eingeklemmte Mulden, zwischen welchen der autochthone Gneiss aus der Tiefe aufsteigt. Noch im Jahre 1896 braucht E. Haug den Ausdruck « le grand massif en éventail de la Dent Blanche ». C. Diener [1] hat dann entsprechend der Darstellung von Giordano [2] auf die im Allgemeinen flache Lagerung des Arollagneisses wieder hingewiesen ; er kam aber zu ganz unrichtigen Schlussfolgerungen infolge unrichtiger stratigraphischer Deutung der Kalke und Schiefer [3].

Hinsichtlich ihrer petrographischen Natur sind die Gesteine der Dent Blanche-Masse in erster Linie vollständig verschieden von jenen krystallinen Schiefern von jungarchäischem Typus, die das Liegende der Zinalmulde, die Zone des Grossen St. Bernhard, bilden. Die Dent Blanche-Gesteine sind zuerst von H. Gerlach und G. v. Rath (Lief. 9 d. *Beitr. z. geol. K. d. Schweiz*) eingehender beschrieben worden ; neben dem ältern Namen *Arkesin* braucht Gerlach für dieselben allgemein die Bezeichnung *Arollagneiss*. L. Milch [4] hat im Jahre 1901 einige charakteristische Typen von Dent Blanche-Gesteinen untersucht und darin stark dynamometamorphe Typen granito-dioritischer Tiefengesteine erkannt. In ihrer Gesamtheit zeigen die Dent Blanche-Gesteine in ihrer ganzen Ausdehnung von Valpelline im Südwesten bis zum Weisshorn im Nordosten eine auffallende Gleichförmigkeit, es sind

[1] Vergl. *Sitzungsber. d. K. Ak. d. W.* Math. nat. Cl. Bd. XCVIII. Wien., Januar 1889.

[2] Giordano, Notice sur la constitution géologique du Mont Cervin — avec une planche — *Arch. d. sc. phys. et nat. de Genève*, t. 34, p. 255, 1869.

[3] Vergl. C. Schmidt, Géologie de Zermatt et sa situation dans le système alpin, *Eclog. geol. helv.*, Bd. IV, p. 361, 1895.

[4] *Neues Jahrb. f. Min.* etc. 1901, Bd. I, p. 49.

überall deutlich erkennbare, oft in weitgehender dynamometamorpher Facies entwickelte Vertreter der Reihe granitodioritischer Tiefengesteine vom Serpentin und Olivingabbro[1] bis zum Hornblendegranit. Hinsichtlich ihrer petrographischen Natur unterscheiden sie sich scharf von allen andern altkrystallinen Gesteinen der Zone des Piemont, wir konstatieren vielmehr ihre vollkommene stoffliche Identität mit den Gesteinen der Zone von Ivrea[2].

Als eine wurzellose Deckscholle habe ich auf Fig. 2 und 3 der Taf. 9 die Dent Blanchemasse gezeichnet; ganz gleich hat schon vor 36 Jahren GIORDANO die « Formation de gneiss talqueux » der Dent Blanche über der « Formation calcario-serpentineuse » liegend dargestellt. Durch Luftlinien deute ich den Ursprung des Arollagneisses in der Zone von Ivrea an.

Westlich von Zermatt ist durch das Tal des Zmuttgletschers die Arollagneissmasse durchsägt und die darunter durchstreichenden Kalkschiefer sind als « Fenster » entblösst. (Fig. 2, Taf. 9.) V. NOVARESE[3] bespricht neuerdings namentlich die südwestliche Hälfte der Dent Blanchemasse. Die Struktur des Matterhorns habe ich im Jahre 1898 kursorisch untersucht. Seit den Mitteilungen von GIORDANO aus dem Jahre 1869 haben R. SCHLÆFER[4] und A. BRUN[5] geologische Beobachtungen am Matterhorn ausgeführt. DIENER zeichnet die Falten an der Westwand der gewaltigen Felspyramide. Nach meinen Beobachtungen besteht die Basis des Berges vom Schwarzsee aus über das Hörnli bis auf zirka 3000 M. Höhe aus Kalkschiefern, die schwach gegen Nordwesten geneigt sind. Darüber folgen, den Körper der Pyramide bildend, Dent Blanche-Gesteine und zwar setzen dieselben an ihrer Basis mit einer mächtigen, am Col de Lion anschwellenden Gabbrolinse ein, worüber die in liegenden Fältelungen zusammengestauten Arollagneisse bis über den Tyndallgrat und die Achsel hinaufreichen. In der Gipfelpartie fand ich Kalkschiefer und an der Basis derselben gegen

[1] Vergl. A. BRUN, Roche à Péridot d'Arolla, etc. *Arch. sc. phys. et nat.* t. XXVII. Genève, mars 1892.

[2] Vergl. V. NOVARESE. La zona d'Ivrea, *Bolt. soc. geol. d'Italia.* Vol. XXV. Fasc. I, 1906.

[3] V. NOVARESE, *Die Geologie des Matterhorn* in REY Das Matterhorn, p. 249.

[4] Vergl. *Tschermaks Min. u. petr. Mitteil.*, Bd. XV, 1895.

[5] Vergl. *Arch. sc. phys. et nat.*, t. VII, janvier 1899.

Gneiss eine wenig mächtige Kalkbank. Diese Kalkschiefer enthalten die von SCHÆFER und BRUN erwähnten Grünschiefer, die reichlich Blitzspuren aufweisen[1]. Die zur Masse der Arollagneisse gehörenden krystallinen Gesteine des Bergkörpers liegen auf mesozoischen Schiefern und werden wiederum von solchen bedeckt. (Fig. 2, Taf. 9.) Vom Matterhorn aus sinkt gegen Südwesten das Gebirge und in der Achse des Tales von Valpelline liegt auf und in Arollagneissen, Glimmerschiefern und dioritischen Gesteinen ein System von Kalkbänken, denen ich triadisches Alter zuschreibe. Diese über den Arollagneissen liegenden Kalke entsprechen einer synklinalen Zone in denselben, der « Synklinale von Valpelline. » (Taf. 9 Fig. 2 und 3.) Eine ähnliche synklinale Zone in den Arollagneissen ist der Mont Dolin im Arollatal.

Das Massiv von Mont Mary-Mont Emilius (Nappe VI. LUGEON) besteht aus Glimmerschiefern und dioritischen Gesteinen, ähnlich denjenigen von Valpelline. Es legt sich hart an das südöstliche Ende des Dent Blanche-Ellipsoides und ist von demselben nur durch einen schmalen Kalkschieferzug getrennt, der von Aignod im Val d'Ollmont nach Val Tournanche sich hinzieht und mit der Hauptmasse der Kalkschiefer des Aostatales in offener Verbindung steht. Nach A. STELLA ist dieser trennende Kalkschieferzug eine Synklinale im Arollagneiss, und auf den Profilen bringt STELLA die auf seiner Karte angegebene direkte Verbindung mit den Kalkschiefern des Aostatales nicht zum Ausdruck. Ich kenne leider diese Gegend nicht genügend aus eigener Anschauung. Es scheint mir aber naturgemäss, Mont Mary genau so wie das Matterhorn zur Dent Blanchemasse zu rechnen und die zwischen beiden liegenden Kalkschiefer analog wie diejenigen des Zmuttgletschers als ein « Fenster » zu betrachten, dessen Schichten etwas aufgepresst sein können. (Vergl. Taf. 13.)

Wir verdanken A. STELLA neuerdings den Hinweis auf die isolierte Kappe von Arollagneiss, die zwischen Val Tournanche und Val di Ayas am Pilonet den Kalkschiefern aufliegt. Schon GIORDANO zeichnet dieselbe auf seinem Profil

[1] Ob die Kalk- und Grünschieferformation am Matterhorngipfel genau « jener rötlichen Haube der Pyramide », die schon SAUSSURE im Jahre 1792 bemerkte und für Serpentin hielt, entspricht, möchte ich nicht behaupten. GIORDANO erwähnt gar keine Kalkschiefer von der Matterhornspitze. Ich hoffe, noch Gelegenheit zu finden, auf der luftigen Höhe lange genug verweilen zu können, um genauere Beobachtungen zu machen.

(Pl. II, *Arch. d. sc.* 1869, t. XXXIV) und verbindet sie mit den Arollagneissen des Matterhorn und der Dent Blanche. Tatsächlich stellt diese Kappe des Mont Pilonet ein interessantes Erosionsrelict dar der einstigen Verbindung von Ivreazone mit Dent Blanche. (Fig. 2 Taf. 9.)

Wir kommen zu dem Schluss, dass Dent Blanche und Mont Mary keine domartigen Gewölbe sind, in deren Flanken rings die Bündnerschiefer als bergwärts fallende Mulden eingedrückt sind. Beide zusammen stellen eine den Bündnerschiefern aufliegende Platte dar[1], sie sind eine Deckscholle, welche die abgeschobene kulminierende Partie des langgestreckten Massivs der Ivreazone darstellt. Es ist aber diese typische Deckscholle nicht, wie das LUGEON tut, ohne weiteres mechanisch zu identifizieren mit den Gneissdecken im Simplongebiet, denn während wir am Simplon aufgepresste und nordwärts übergeschobene Gneisse finden, die der « Zone von Piemont » selbst angehören, ist die Dent Blanchedecke tatsächlich eine dieser Zone fremdartige, ihr aufliegende, von Süden her importierte Decke, sie ist die einzige wahre « Nappe », die wir im Wallis kennen. Wie weit gegen Nordosten über Simplon, über Tessinergneissen, über Gotthard- und Aarmassiv sie sich erstreckt hat, wissen wir nicht, sie ist uns nur erhalten geblieben in der das Alpengebirge durchquerenden Senkungszone zwischen Biella und Bulle. (Vergl. Fig. 8, 9, 10.) Auf dem altkrystallinen Kern dieser Deckscholle lagen die Sedimente zum Teil in mediterraner Facies. — Finden wir in der Annahme eines einstigen Vorhandenseins dieser Schubmasse über dem hochgehobenen zentralen Teil der Alpen am Gotthard eine Erklärung für den Ursprung gewisser exotischer Blöcke im Flysch der Nordalpen und einen Hinweis auf die Heimat derjenigen Bestandteile der mittelschweizerischen Klippen, die typische ostalpine, resp. südalpine Facies besitzen, wie Roggenstock und Mördergrube bei Iberg und die Giswilerstöcke? (Ostalpine Decke — STEINMANN)[2]

Die Gneissmasse der Silvretta in Graubünden ist mit der Dent Blanche im Wallis zu vergleichen[3], und beide ent-

[1] Entsprechend dieser Erkenntnis haben einst GIORDANO, GASTALDI und nach ihnen auch DIENER die Arollagneisse selbst als ein jüngeres Glied der « Pietre verdi » aufgefasst.

[2] Vergl. G. STEINMANN, Die SCHARDTSche Ueberfaltungstheorie etc. *Ber. Nat. Ges.* Freiburg, Bd. XVI, Sept. 1905.

[3] Vergl. E. SUESS, Das Inntal bei Nauders. *Sitzungsber. Kais. Ak. d. W. Math. nat. Kl.*, Bd. CXIV, Okt. 1905.

sprechen ihrer Lage nach den versenkten variscischen Zentralmassiven im Norden.

Wir haben nun weiter die Struktur der die Dent Blanche-Scholle unterlagernden penninischen Alpen zu untersuchen. Vom Val Bognanco über Zermatt bis zum Grossen St. Bernhard liegen unter den Schiefern der Bognanco-Zinalmulde in grosser Mächtigkeit die Glimmerschiefer und Gneisse der Grossen St. Bernhardzone. Von Bedeutung ist die geologische Position von Zermatt. Zermatt selbst steht auf der grünsteinreichen Kalkschiefermulde von Zinal-Bognanco, der Ort ist umgeben von den Bergriesen der Dent Blanche-Weisshorngruppe gegen Westen, von denjenigen der Mischabel gegen Nordosten und vom Monte Rosa im Süden. Jede dieser drei Berggruppen ist durch eine besondere Art der Entwicklung ihrer altkrystallinen Schiefer ausgezeichnet. Am Westabhang des Nikolaitales ist die Beziehung von Glimmerschiefern der Mischabelgruppe, Zinalmulde und Arollagneiss des Weisshornes klar. (Fig. 3, Taf. 9.) Zwischen Zermatt und Saas im Grund fallen Kalkschiefer und darüber lagernde Glimmerschiefer der Mischabel nordwärts ein, hoch darüber ist entsprechend dem allgemeinen Aufsteigen der tektonischen Elemente gegen Osten die Dent Blanchedecke erodiert und wir erkennen in der Zermattermulde eine gegen Norden in die Tiefe eindringende Ausstülpung der hochliegenden erodierten Zinalmulde. (Fig. 3, Taf. 9; vergl. Typus N° 6.) Die tiefsten Teile dieser Mulde sind durch das Saastal bei Im Grund angeschnitten und es ist hier klar ersichtlich, dass unter dem liegenden Schenkel der Mulde im Süden dieselben krystallinen Schiefer emporsteigen, welche den hangenden Schenkel im Norden überlagern. Dieselbe Erscheinung zeigt sich östlich vom Saastal am Zwischenbergenpass und westlich davon am Hohtäligrat und Findelengletscher bei Zermatt. Am Nordrand der Monte Rosamasse findet sich demnach als jüngstes Glied der krystallinen Schiefer ein in der Mächtigkeit zwar bedeutend reduziertes Aequivalent der Zone Berisal-Grosser St. Bernhard. — Längs des italienisch-schweizerischen Grenzkammes vom Lysskamm über das Breithorn, den Furggengrat zum Matterhorn gestalten sich die Beziehungen von Monte Rosa zu Zinalmulde und zu Dent Blanche einfacher. (Fig. 2, Taf. 9.) Ueber den granitoiden Gneissen des Monte Rosa folgen Glimmer- und Hornblendeschiefer, dann die Serie der Kalkschiefer mit Serpentinen etc., und endlich der Arollagneiss, der wieder Kalkschiefer trägt auf der Spitze des Matterhorns. Wir müssen annehmen, dass die

südwärts übergelegte Glimmerschiefer-Antiklinale der Mischabel gegen Südwesten rasch sinkt und in der Tiefe sich ausglättet, um unter der Zinalmulde und der Dent Blanchedecke hindurch sich zu verbinden mit den Casannaschiefern des Unterwallis.

Nach M. LUGEON ist der Monte Rosa ebenso eine « Nappe » wie die Dent Blanche. Die Monte Rosamasse besteht im wesentlichen aus dickbankigen, zweiglimmerigen Augengneissen, die von Glimmerschiefern etc. überlagert werden. Bei Plattje im Gornergletscher tritt als Intrusivkern ein massiger, grobkörniger, etwas gequetschter, zweiglimmeriger Granit zu Tage. Die Gneissschichten sind im ganzen domförmig gelagert. Im Norden wird das Massiv begrenzt durch die Mulde Bognanco-Zwischenbergen-Saas-Zermatt. Die Westgrenze bilden im Challant-Tal die unter der Dent Blanchemasse hervortauchenden Schiefer der Zinalmulde, die nun nach Westen umbiegen und am Südfuss des Massivs die Alagnamulde bilden, welche STELLA bis nach Bannio im Val Anzasca verfolgt hat. Nach LUGEON wären alle diese mesozoischen Schiefer im Umkreise des Massivs als « Fenster » zu deuten. Dem widerspricht nun die Tatsache, dass, wie die Profile auf Taf. 8 zeigen, die Schiefer den Gneissen aufliegen und nicht wie das im Umkreis der Dent Blanchemasse der Fall ist, dieselben unterteufen. Eine Ueberkippung der Monte Rosagneisse über die Grenzmulde kenne ich nur bei Antrona am Ostende des Massivs. (Fig. 3, Taf. 9.) Ich bemerke noch, dass in der nordöstlichen Ecke des Massivs im Hintergrund des Val Bognanco eine kleine Teilmulde von der Hauptgrenzmulde sich abzweigt, die gegen Südwesten bis ins Furgtal südlich Saas sich verfolgen lässt, eine Synklinalzone im Massiv bezeichnend[1]. (Fig. 1, Taf. 9.) Sämtliche Schieferzonen im Umkreis des Monte Rosa betrachte ich als in Gneiss eintauchende, synklinal gestellte Muldenteile, deren Wurzel die hochliegende, erodierte, durch die Dent Blanchedecke einst überlagerte Zinalmulde ist.

Als die südwestliche tief versenkte Fortsetzung des Monte

[1] Die Marmore und Grünschiefer am Sonnighorn im Furgtal (Fig. 1 und 3, Taf. 9) werden von Gneiss unterteuft. Der Behauptung von LUGEON und ARGAND : « Dans le Furgental apparaît, d'après GERLACH, une petite fenêtre mésozoïque sous le gneiss du Mont Rose », kann ich nicht beistimmen. A. STELLA opponiert ebenfalls gegen diese unrichtige Interpretation der Angaben von H. GERLACH. — *Rassegna Mineraria*, 11 marzo 1906, p. 144. — *Bull. soc. geol. d'Italia*. Vol. XXV, fasc. I, 1906.

Rosagewölbes betrachte ich die kleine Gneisskuppel von Arceza im Val de Challant, deren Gneisse identisch sind mit den tiefern Monte Rosagneissen und die ebenso wie diese bei Macugnaga, wie die Camugheragneisse bei Antrona und der Antigoriogneiss bei Gondo Quarzgänge mit goldhaltigen Pyriten enthalten [1]. Im Grand Paradis taucht eine neue dem Monte Rosa analoge Gneissmasse aus der mesozoischen Schieferhülle empor.

Südlich der Bündnerschiefermasse zwischen Alagna und S. Marcel bis zur « Amphibolitzone von Ivrea » finden wir die Sesiagneisse. ARTINI und MELZI haben das Gebiet untersucht [2]. Die Sesiagneisse können in ihrer Gesamtheit als den Monte Rosagneissen äquivalent betrachtet werden. Sie liegen zum Teil flach, verbinden sich unter der Mulde von Alagna hindurch mit den Monte Rosagneissen und bilden einige südwest-nordoststreichende Gewölbe, in deren Mulden Marmore und Grünschiefer erhalten sind. Schliesslich bildet die Grenze zwischen Sesiagneiss und Ivreazone der von Kalken begleitete Schieferzug von Fobello und Rimella, der bis Bellinzona sich verfolgen lässt. (Vergl. oben.) Die autochthonen Gneisse von « Monte Rosa » und « Sesia » verschmelzen im Anzascatal, wo die Antronamulde auskeilt; hier vereinigen beide sich ebenfalls mit den Camugheragneissen und den Wurzeln der nordwärts übergelegten Gneissantiklinalen im Simplongebiet, die ihrerseits mit der ebenfalls autochthonen Gneissmasse des Tessins in ununterbrochener Verbindung stehen. Beiderseits des Tosatales sind alle Gneisse steil aufgerichtet, im Süden der Simplonüberfaltungen hat auch die Auffaltung und Zusammenpressung der autochthonen Gneisse ihre grösste Intensität erreicht.

Nach meiner Auffassung sind alle Schiefermulden, die südlich der Dent Blanchemasse in die Gneisse und Glimmerschiefer des Grundgebirges eintauchen Apophysen der Zinalmulde. Es ist nun auffällig, dass alle diese Mulden nach Norden einfallen, dass somit die tiefliegenden Gneissantiklinalen, entgegen dem Sinne der Bewegungsrichtung der Dent Blanchescholle, nach Süden übergelegt sind, während doch z. B. die Falten im eocänen Muldenschenkel der Glarnerfalte unter dem

[1] Vergl. C. SCHMIDT. Goldführende Gänge bei Brusson (Val de l'Evançon) in Piemont. Bern, Jent & Cie, 1900.

[2] Vergl. ARTINI e MELZI. Ricerche petrografiche e geologiche sulla Val Sesia. Milano 1900.

Mittelschenkel des Lochseitenkalkes und dem nordwärts sich vorschiebenden Gewölbekern auch im Sinne der Bewegung nach Nordenüber gelegt sind. (Vergl. Taf. 12 Fig. 3.) Auch P. TERMIER[1] zeichnet die unter der « Surface de trainage des Dinarides » liegenden Falten nördlich und südlich vom Aostatal alle nach Süden übergelegt und in seiner neuesten Arbeit bespricht P. TERMIER[2] dasselbe Phänomen, « qui l'a longtemps troublé. » Gewiss haben wir es mit einer « Rückfaltung » zu tun, die Frage aber, ob dieselbe, wie TERMIER und KILIAN meinen und auch M. LUGEON vermutet, wirklich jünger ist, als die Ueberschiebung der Deckscholle im Hangenden, möchte ich vorläufig nicht diskutieren. Es liegt auch nahe in der Resistenz der nördlichen Zentralmassive die Ursache für diese südwärts gerichtete Rückstauung zu suchen. — Gegenüber der Glarnerdeckfalte zeigt sich eine weitere Differenz: während wir bei der Dent Blanchedecke finden, dass die über einander getürmten, tektonischen Elemente sekundäre Staufaltungen zeigen, die durch die ganze Masse hindurch einander parallel verlaufen, bilden bekanntlich in Glarus Muldenkern und Muldenschenkel, in der Tiefe liegend, unter dem nordwärts sich senkenden Gewölbekern und unter dem ausgewalzten Mittelschenkel für sich separate Sekundärfalten (plis roulés sous la nappe).

Das Ende der Zinalmulde erreichten wir im Schieferzug von Rimella-Fobello. Der Weg, auf dem die Kalke von Varallo im Süden der Ivreazone (Eyenhorn Fig. 3 Taf. 9) mit denen von Rimella im Norden derselben ihre Verbindung finden, ist ein weiter. Indem wir demselben folgen, umfassen wir die Deckscholle der Dent Blanche. Die schmale Kalkzone von Passo J. Jorio im Osten bis Varallo im Westen habe ich erklärt als ein Stück der dinaridischen Decke von Seegebirge und Ivreazone, das in das Grundgebirge eingekeilt worden ist. Folgen wir dem Südrand dieser Kalkzone so gelangen wir südwärts hoch in der Luft über die Granite von Baveno hinweg zur Basis der Lombardischen Kalkalpen. Folgen wir dem Nordrand derselben Kalkzone, im Hangenden der Amphibolite von Ivrea, so gelangen wir wiederum hoch in der Luft

[1] *Bull. soc. geol. de France.* 4e série, t. III. Pl. XXII, 1903. Eine der wesentlichen Differenzen, die meine Profile (Taf. 9) gegenüber denjenigen von TERMIER zeigen, besteht in der verschiedenartigen Auffassung des Alters der Gneisse von Monte Rosa, Sesia, Antigorio etc., für deren permokarbonisches Alter ich keine Beweise finden kann.

[2] Vergl. P. TERMIER. Les Alpes entre le Brenner et la Valteline. *Bull. soc. geol. de France,* 4e série, t. V, 1905.

nordwärts über dem Relict des Pilonet hinweg zu den Kalkschiefern auf der Spitze des Matterhorns, dann am Talhang über Evolena und Zinal tauchen wir unter die Arollagneisse, erreichen das Fenster am Zmuttgletscher, unterteufen das Matterhorn, hoch in der Luft gelangen wir über den Monte Rosa, unterfahren das Arollagneiss-Relict des Pilonet, senken uns jeweilen mit den Muldenstücken von Alagna, Val Artogna und Val Sorba bis wir bei Balmuccia an der Nordgrenze der Ivreazone, entsprechend dem Südrand der Schieferzone von Rimella-Fobello, uns in die Tiefe bohren, um sofort am Nordrand dieses schmalen Schieferstreifens wieder emporzutauchen. Nun werden wir immer im Liegenden der Kalkschiefer und Grünschiefer, im Hangenden der autochthonen altkrystallinen Schiefer der « Zone von Piemont » auf demselben Wege nur tiefer im Gebirge wieder nach Norden zurückgeführt, treten ob Zinal und Evolena wieder ans Tageslicht, steigen über Bella Tola ins Rhonetal hinab, wo die Trias als Synklinale das Hangende der auftauchenden Karbonantiklinale der « Zone axiale » bildet.

Unsere Rundreise durch die penninisch-lepontinischen Alpen zwischen Dora Baltea und Tessin haben wir beendet. Wir sehen, dass, um die Tektonik dieses weiten Gebirgslandes zu verstehen, wir weit über dessen Grenzen hinausgreifen müssen, dass aber auch die hier gewonnene Einsicht das Verständnis anbahnt für manche Besonderheiten im Aufbau des ganzen Gebirges. Ueber den Zusammenhang der penninisch-lepontinischen Alpen mit den gesammten Schweizeralpen gebe ich weiterhin einige Andeutungen. Immer mehr verschwinden im Alpengebirge die auf Kombination geologischer und geographischer Vorstellungen beruhenden Grenzen zwischen den supponierten Gebirgszonen, denen als tektonischen Einheiten höherer Ordnung eine weitgehende Selbständigkeit zugeschrieben worden ist. Nicht die Selbständigkeit von tektonischen oder faciellen Provinzen im Gebirge ist zu erweisen, sondern im Gegenteil die vermittelnden Uebergänge sind zu erforschen. Stratigraphische Ueberlegungen haben uns in gleicher Weise zu leiten, wie tektonische.

Die « Zone des Piemont », die carbonische « Zone axiale », die « Briançonnaiszone » (Val Ferretmulde) im Wallis sind in ihrem Nebeneinander nur zu begreifen, wenn wir ihre Entwicklung von Südwesten her aus den französisch-italienischen

Alpen verfolgen. M. BERTRAND zeigte, wie die Carbonzone vom Kleinen St. Bernhard bis Briançon als Centralzone der Alpenkette einen Fächer bildet, der gegen Süden immer mehr sich senkt und im Durancetale bei Montdauphin eingedeckt wird von mesozoischen und eocänen Sedimenten. An den ostwärts einfallenden westlichen Schenkel des Karbonfächers reihen sich bis zum Centralmassiv der Belledonne Synklinalen, deren Axen unter das Karbon ostwärts einfallen. Die grösste dieser Synklinalen nimmt Eocän auf[1], das W. KILIAN bis zum Col de Bonhomme südöstlich des Mont Blanc verfolgt hat, und das nach TERMIER im Briançonnais (*Bull. soc. geol. de France*, 4e série, t. II, p. 12) ganz nach Art der Bedrettomulde in der Tiefe alpeneinwärts weit gegen Osten sich ausspitzt. Die breite Karbonantiklinale trägt Erosionsrelicte von Perm, Trias und Lias (Mont Tabor, etc.). Ihr Ostschenkel fällt, spiegelbildlich zum Westschenkel, nach Westen ein und daran reihen sich alpenauswärts wiederum Synklinalen mit westlich einschiessenden Axen, die durch die mesozoischen « calcescisti » der cottischen Alpen gebildet werden[2]. Unter diesen mesozoischen Schiefern tauchen weiter im Osten wieder empor die permo-carbonischen und archäischen krystallinen Schiefer der Massen von Savona, Dora Val Maira und des Gran Paradiso[3], die autochthone Kernmassen der Zone des Piemont sind. Der carbonische Centralfächer des Briançonnais ist unsymmetrisch, die Ueberfaltung nach Westen ist viel stärker, als diejenige nach Osten[4]. Im Südosten des Mont-Blancmassivs ist aus dem Fächer ein isoklinal nach Nordwesten übergelegtes Faltensystem geworden, der östliche Flügel des Fächers ist verschwunden, d. h. er ist überschoben durch die nordwärts vordringenden krystallinen Schiefer der Zone des Grossen St. Bernhard. Immer mehr wird im Wallis die « zone axiale » zusammengepresst. Das Gleiche geschieht mit den nordwärts daran sich anschliessenden Sedimentmulden. Immer mehr werden die Glimmer-

[1] Dieses Eocän der Zone der Aiguilles d'Arves betrachte ich als die Wurzelregion für die Zone des Niesenflysches.

[2] S. FRANCHI. Sull'età mesozoica ecc., p. 171. — Ancora sull'età mesozoica ecc. (*Boll. R. Com geol. d'Italia*, 1904, Tav. II e III).

[3] V. NOVARESE. Le Alpi Piemontesi. — *Mem. Soc. Geogr. ital.* Vol. IX, 1899.

[4] In vollständigem Einverständnis mit W. KILIAN glaube ich mich zu befinden, wenn ich zur Erklärung des geologischen Baues der französisch-italienischen Alpen, die Notwendigkeit der Annahme von drei vollständig erodierten « Nappes » nicht anerkenne. (Nappe IV, V, VI. TERMIER, *Bull. soc. géol. de France*, Dec. 1902).

schiefer der Grossen St. Bernhardzone gegen Norden vorgedrängt. Die sämtlichen Sedimentfalten, die in den französischen Alpen zwischen dem Karbon von St. Michel und dem Massiv der Belledonne in einer Breite von 20—30 Km. sich entwickeln, sind, im Val Ferret und im Rhonetal immer mehr sich senkend, zuletzt vollständig ausgequetscht. Sie sind nur noch in ihren tiefsten Muldenteilen kümmerlich erhalten, ihre Hauptmasse liegt als «Klippen» im Chablais und in den Freiburger Alpen. Die Wurzelregion für diese Klippenmasse finden wir in der Narbe des Rhonetales[1].

Die südlich des Gran Paradiso in breiter Zone entwickelten Schiefer der « Pietre verdi » drängen sich in den penninischen Alpen zu jenen schmalen Muldenzügen zusammen, deren Verlauf wir verfolgt haben. Die Verbindung der Grajischen Alpen mit den Penninischen ist zu untersuchen. (Taf. 13.)

Die Glimmerschiefer der Zone Berisal-Grosser St. Bernhard erscheinen zuerst im Hintergrund von Val Grisanche und Vallée de Rhème südlich des Aostatales, wo sie im Nordwesten unter dem Karbon des Kleinen St. Bernhard emportauchen[2]. Jenseits der versenkten Sedimentbrücke von Val d'Isère steigen sie im Südwesten wieder auf in der Masse des Mont Pourri.

Von dem Komplex der Bündnerschiefer bei Aosta zweigt gegen Südwesten eine dreizipfelige Mulde ab, die den Berisalgneissen eingesenkt ist und sich bis zum Ruitor erstreckt. Fernerhin verbinden sich die Schiefer von Aosta, das südwestliche Ende der Grossen St. Bernhardgneisse gegen Nordosten, Osten und Süden umfassend, über Cogne mit jenem Schieferzug, welcher das Gneiss-Ellispsoid des Gran Paradiso umsäumt.

Höchst eigenartig ist das geologische Kartenbild der Gegend von Aosta. Von Cogne aus zweigen in geschwungenem

[1] Herr E. Haug macht mich darauf aufmerksam (*Compte rendu sommaire des séances de la Soc. géol. de France.* Nr. 4. 1907), dass er schon i. J. 1903 die Vermutung ausgesprochen habe, die Wurzel der « Préalpes » möchte im Rhonetal reduziert sein « à une simple cicatrice ». Diese Notiz in den *C. R. Ac. d. Sc.* 4. Jan. 1904 ist mir leider erst jetzt bekannt geworden.

[2] Die zur Grossen St. Bernhardzone gehörenden krystallinen Schiefer, die nördlich an den Bündnerschieferzug Valsavaranche-Cogne (Grivolamulde) angrenzen, enthalten hochgradig metamorphosirte basische Gesteine, die den basischen Einlagerungen in den sogenannten Casannaschiefern des Val de Bagne vielleicht äquivalent sein dürften. (Vergl. V. Novarese. Dioriti granitoidi und gneissische della Val Savaranche (Alpi Graje). *Boll. R. Com, geol.*, 1894, N° 3.)

Verlaufe vier Bündnerschieferzüge nach Südwesten und Südosten, nach Nordwesten und nach Nordosten ab. Zwischen Aosta und S. Marcel liegen auf diesen Bündnerschiefern als Decke die Glimmerschiefer von Monte Mary und Monte Emilius. Die Glimmerschiefer der St. Bernhardzone von Val Grisanche und Val de Rhême[1], ebenso wie die Gneisse des Gran Paradiso, erscheinen als das normale Liegende der Bündnerschiefer. M. LUGEON und E. ARGAND haben in aphoristischer Kürze eine Deutung der Tektonik im Aostatal gegeben, die von meiner Anschauung etwas abweicht. Das fast ausschliesslich aus den neuern Aufnahmeberichten (Rilevamenti) der italienischen Landesgeologen zu konstruierende Bild erscheint mir bei mangelhafter eigener Kenntnis der Gegend noch zu unsicher, als dass ich es wagen möchte, die tektonische Erklärung weiter zu diskutieren.

Die senkrecht zum Alpenstreichen verlaufende Linie Ivrea-Aosta-Martigny markiert das Südwestende der Zone von Ivrea bei Ivrea, das Südwestende der Dent Blanchedecke bei Aosta, und das Nordostende des Mont-Blancmassives bei Saxon. Hier beginnt auch im Rhonetal die eingehend beschriebene Verquetschung der Carbonantiklinale und der nördlich daran sich anschliessenden Sedimentmulden. Die weit nach Süden sich erstreckende Zinalmulde, die darüber lastende Deckscholle der Dent Blanche bedingen den Bau der mittleren Walliseralpen. Nach Südwesten endet nach A. STELLA die Deckenscholle der Dent Blanche im Aostatal an einer Verwerfung, jedenfalls ist sie hier stark versenkt, ob sie weiter gegen Südwesten sich einst höher gehoben war und auch Gran Paradiso überdeckt hat, auch hier die Basis der Schubmasse der Dinariden darstellend, wie TERMIER meint, wissen wir nicht.

Ich habe eingehend geschildert, wie im nordöstlichen Wallis mit dem nördlich der Rhone aufsteigenden Aarmassiv auch die tektonischen Elemente der penninischen Alpen sich heben. Das nordöstliche Ende der Dent Blanchedecke ist nicht versenkt, wie das südwestliche; die dinaridische Schub-

[1] Vergl. *Boll. Com. geol. d'Italia.* Anno 1892: Carta geologica della parte centrale delle Alpi graje; ferner *Carte géol. de la France*, 1 : 80 000, 169 bis. (1899) und « Carte géologique de la France, 1 : 1,000.000, 1905 ». Auf der französichen Uebersichtskarte ist am Mont Rafré, südlich Chatillon Gneiss eingetragen, der nach M. LUGEON den Rest einer « Nappe » darstellen soll. Gegen diese Deutung der Mont Rafré-Gesteine opponiert A. STELLA; nach ihm sind die vermeintlichen Gneisse « parte integrante della formazione dei calcescisti » (*Boll. soc. geol. It.*, XXV, 1906, Fasc. I).

masse kann sich weit nach Osten erstreckt haben, Dent Blanchedecke und Silvrettadecke können einst zusammengehangen haben. Das Eintreten der Val Ferretmulde östlich von Visp in das autochthone Ueberfaltungssystem des Simplon bedeutet einerseits wieder ein südliches Zurückweichen der penninischen Alpen, die bei Sitten am weitesten nordwärts vorgedrungen sind, anderseits eine Auffaltung und eine Ueberschiebung nach Norden der tiefstliegenden Elemente der Zone des Piemont. Die carbonische Axialzone der Westalpen erscheint nicht mehr in den centralen Alpen, an deren Stelle tritt das Gotthardmassiv. Beim Versinken des Gotthardmassivs gegen Osten dringen die Bündnerschiefer von Mittelbünden, die dort das Hangende der noch zur « Zone von Piemont » gehörenden Adulamasse bilden, wieder nordwärts vor, die Narbe des Rheintales, aus der einst der Gewölbeschenkel der Glarner Deckfalte emporgestiegen ist, überdeckend. Von Süden her schiebt sich über die Bündnerschiefer ganz analog wie im mittleren Wallis das System der ostalpinen und der dinaridischen Deckschollen.

Wir sehen, in zwei Kardinalfragen gipfelt sich heute das Problem der Mechanik der Schweizeralpen :

Was liegt begraben in der Narbenzone des Rhonetales und des Rheintales, was hat einst sich aufgebaut über den Höhen des Gotthard, des Finsteraarhorns und des Mont Blanc ?

III. Bau der Schweizeralpen im Süden und im Norden des Rheines und der Rhone.

Die in ihren Hauptzügen nun abgeschlossen vorliegenden Resultate unserer Detailuntersuchung der Simplonberge, führten mich ebenso wie A. Stella dazu, einen Ueberblick über das ganze Gebiet der Walliser- und Tessineralpen zu gewinnen. Wir fanden, dass die Alpen im Norden und im Süden von Rhein und Rhone genetisch innig mit einander verbunden sind. Auf einige wesentliche Punkte hinsichtlich der modernen Anschauungen über den Bau der Schweizeralpen möchte ich hier vorläufig hinweisen.

Die sogenannte Umprägung der geotektonischen Auffassung unserer Alpen, die auf die Arbeiten von M. Bertrand, Lugeon, Schardt, Rothpletz, Termier und andere zurück-

zuführen ist, besteht darin, dass die Auflagerung stratigraphisch älterer Gebirgsteile — zonenweise in grosser Auffassung — auf solchen von jugendlicherem Alter immer mehr registriert und teils neu beobachtet, teils konstruiert wird. Unter der Aegide von A. Heim hatte man sich daran gewöhnt, die tatsächlich vorliegenden, grossartigen Lagerungsstörungen zu erklären durch Annahme eines gewaltigen, aus einem Guss entstandenen Faltenwurfes der Erdrinde. Der Faltentypus sollte durchweg die Tektonik unserer Alpen bedingen, derart, dass man durch Ergänzung der erodierten und durch Konstruktion von in der Erdtiefe verborgenen Verbindungsstücken ohne Unterbruch dem Faden der Ariadne hätte nachgehen können. Die komplizierten Lagerungsverhältnisse erschienen uns menschlich verständlich.

Es war leicht möglich in Gedanken die alpinen Falten wieder auszuglätten, der relative tangentiale Zusammenschub in den Alpen sollte $^1/_2$ betragen. Gegen die herrschende Anschauung, die Lagerungsstörungen in den Alpen vorzugsweise auf einheitliche, weitausgreifende Faltungen eines konkordanten Schichtsystems zurückzuführen, wurden mannigfache Einwendungen erhoben. In erster Linie zeigte es sich, dass im Gebiet der sog. « Zentralmassive » auf der Nordseite der Alpen und im « Seegebirge » am Südrand des Gebirges die Bedeutung der hier sich zeigenden variszischen Faltung und die dadurch bedingte Diskordanz zwischen Paläozoikum und Mesozoikum für die Tektonik nicht ausser Acht gelassen werden darf[1]. Im allgemeinen aber können wir wohl zugeben, dass die Faltentheorie in jenem Widerstreit der Meinungen, der die schönen Epitheta « Faltendichter, Spaltendichter und Transgressionsdichter » hat werden sehen, mit Recht die Oberhand behalten hat. In zwei wesentlichen Punkten aber ist durch extreme Verfolgung des Schrumpfungs- und Faltungsprinzipes eine objektive Prüfung aller Erkenntnistatsachen getrübt worden.

Seit Elie de Beaumont wissen wir, dass die Natur eines Gebirges durch die Gesteinsverbände am Gebirgsrand bedingt wird. Wie liegt die subalpine Molasse am Alpenkörper, wie erklärt sich das Auftreten ihrer exotischen Gerölle, das sind Cardinalfragen.

B. Studer gibt im Jahre 1853 im zweiten Band seiner *Geologie der Schweiz* auf Seite 387 und 388 drei Skizzen,

[1] C. Schmidt, Zur Geologie der Schweizeralpen. Basel, 1889.

welche die « successive Gestaltung des nördlichen Alpenrandes » veranschaulichen sollen. Wie A. HEIM sich die Beziehung von Molasse zu Flysch denkt, ersehen wir aus den vielen Profildarstellungen, die er seit 1871 bis 1905 gezeichnet hat [1]. Im Jahre 1893 zeichnete K. BURCKHARDT, ein Schüler HEIM's, auf Tafel VIII der *Beiträge zur geol. Karte der Schweiz*, Lief. II. N. F., Figuren welche den Vorgang der Alpenfaltung am Nordrande erläutern. Fig. 9 und 10 auf Tafel XVI des *Mechanismus der Gebirgsbildung* von A. HEIM müssen neben die genannten Figuren von C. BURCKHARDT gehalten werden. Die durchdringende Ueberzeugungskraft, die Wort und Bild der Arbeiten A. HEIM's innewohnt, liess uns das vielgestaltige Gebäude der Alpen sehen und begreifen im Sinne des *Mechanismus der Gebirgsbildung*. Eine einheitliche Platte konkordant übereinander liegender Gebilde vom ältesten, krystallinen Schiefer bis zum jüngsten Tertiär sollte durch Tangentialschub während des einheitlichen Prozesses der alpinen Hauptfaltung emporgestaut worden sein. Eozäner Flysch und miozäne Molasse mussten konkordant liegen am Nordrand der Alpen.

Die Zusammensetzung der bunten Nagelfluh am Nordrande der Alpen, die Art, wie dieselbe an die alpinen Ketten angrenzt, die sogenannten exotischen Blöcke im Flysch, etc., das waren Erscheinungen, die seit MURCHISON's und vor allem B. STUDER's Zeiten darauf hinwiesen, dass die Analogie mit dem zusammen geschobenen Tischtuch allein, auch bei Annahme der latenten Plastizität der Gesteine, die Entstehung der Alpen nicht ganz verständlich mache. Noch eindringlichere Sprache begannen dann seit etwa 15 Jahren die Mythen bei Schwyz, die Berge bei Iberg, Buochser- und Stanserhorn, die Giswiler Stöcke zu reden. Es erwiesen sich dieselben als exotische, wurzellose Massen. Im Jahre 1893 postulierte H. SCHARDT als Erster stratigraphisch den exotischen Charakter, tektonisch die Wurzellosigkeit der Voralpen der Westschweiz vom Thunersee bis zur Arve. Die Klippenfrage musste aufhören « ein Problem für sich » zu sein. Die Frage nach der Bedeutung der Zusammensetzung der bunten Nagelfluh und der exotischen Blöcke im Flysch steht in engstem Zusammenhang mit derjenigen nach der Natur der als Deckschollen gedeuteten Klippenmassen. Nicht

[1] Vergl. *Verhandl. d. Schweiz. Nat. Ges.*, 1872, und *Beiträge zur geol. Karte der Schweiz*. Lief. XVI, N. F. (Theoret. Profil, Tafel I, gez. von ARNOLD HEIM.)

grosse Ströme sind es, die vor der Aufwölbung des heutigen Gebirges die Gerölle der Riginagelfluh aus Südtyrol hergeführt haben. Schon damals, als J. Früh auf Grund durchaus unzulänglicher Untersuchungen [1] dieser Theorie Geltung zu verschaffen suchte, wussten wir, dass bei Iberg und an den Mythen, in nächster Nähe vom Rossberg und Rigi jene Gesteine zu finden sind, die aus Südtyrol kommen sollten [2]. Wir wissen heute, dass das Auftreten exotischer Gerölle im Miozän und im Eozän der Nordalpen nur erklärt werden kann im Hinblick auf das Phänomen der aus den zentralen und südlichen Teilen der Alpen nordwärts vordringenden Ueberschiebungsdecken. Es liegt in dieser Auffassung durchaus keine Uebereilung, wie Arnold Heim meint. Dass das Problem noch lange nicht gelöst ist, wissen wir wohl. Vor allem ist zu betonen, dass nicht nur im Miozän und im Flysch exotische Breccien und Gerölle sich finden. Ich erinnere an die Chablais- und Hornfluhbreccie, die ja lange für Eozän gehalten worden ist, ferner weise ich besonders darauf hin, dass im Dogger der Pléyadeszone bei Bulle, im Collovien des Steinberg am Stanserhorn Granit- und Porphyrgerölle sich finden, die mit denjenigen der bunten Nagelfluh identisch sind.

Die Erkenntnis des Gebirgsbaues der Schweizeralpen, zu der uns die Untersuchungen bis zu Beginn des neuen Jahrhunderts geführt hatten, zeigte das Gebiet der nördlichen Abdachung der Schweizeralpen aus zwei tektonisch und faziell verschiedenartig beschaffenen Elementen bestehend: 1. An die altkrystallinen Gesteine der zentralen Teile der Alpen reihen sich nordwärts erst die hochalpinen Ketten mit mitteleuropäischer Facies der Sedimente; die Falten sind hier autochton, südwärts sind die mesozoischen Schichten über den sog. Zentralmassiven z. T. erodiert, nordwärts tauchen sie unter die Molasse der Mittelschweiz; in ihrer ganzen Ausdehnung sind sie gefaltet, in grösster Intensität — aber wir verfolgen im Gebirge alle die weitausholenden Windungen der Schichten, für fehlende Verbindungsstücke findet die Theorie anscheinend leicht die Ergänzung. Die Faltungsenergie wird da, wo das Aarmassiv ostwärts versinkt, ausgeglichen durch die Glarnerdoppelfalte. 2. Ueber dieses

[1] Vergl. auch A. Baltzer, Zur Herkunft der bernischen Nagelfluh. *Mitteil. der Nat.-Ges. Bern*, 1891. S. 108.

[2] Vergl. J. Früh, *Denkschrift der Schweiz. Nat.-Ges.*, 1887. — Ferner Arnold Heim, *Eclog. geol. Helv.* IX, Nr. 3, 1907, und A. Tornquist, *Sitzungsbericht der königl. preuss. Akad. d. W.* 20. Juni 1907.

normalhelvetische Faltengebirge lagern sich da und dort die exotischen Klippen, wurzellos von unbekannter Herkunft. Die Schroffen der Mythen starren uns entgegen gleich einer Sphinx. Man suchte eifrigst nach den Wurzeln der Deckschollen.

Man erkannte, dass die Klippenmassen selbst nicht einheitlich sind ; im Jahre 1895 unterschied M. LUGEON in den « Préalpes romandes » : 1. Zone bordure; 2. Préalpes médianes ; 3. Brêche du Chablais et de Hornfluh ; 4. Zone intérieure de contact.

Mit dieser dualistischen Charakterisierung der alpinen Elemente : exotisch einerseits, helvetisch andrerseits, war tatsächlich die Möglichkeit untergraben, die Tektonik der Alpen so schematisch einfach zu deuten, wie das in den ältern Gesamtprofilen durch die Schweizeralpen geschehen war. Die Frage drängte sich gebieterisch in den Vordergrund : Wie verhalten sich die Klippengebiete zu den autochthonen Falten der Sedimente helvetischer Facies ? Die Art der Lagerung der Klippen auf dem helvetischen Sockel ist in keiner Weise präjudizierend für die Richtung ihrer Ueberschiebung, somit für ihre Herkunft. Die Frage, ob die exotischen Deckgebirgsmassen in der Mittelschweiz und in den Freiburger-Chablaisalpen von Norden oder Süden her importiert worden seien, konnte nur auf weiten Umwegen gelöst werden und zwar mussten in erster Linie Untersuchungen über gesetzmässige Faciesübergänge der gesamten mesozoischen Sedimente im autochthonen und in exotischen Gebieten in den Vordergrund gestellt werden.

Im autochthonen, helvetischen Gebirge der Nordalpen blieb noch immer in suspenso die Deutung der Lagerungsverhältnisse im Kanton Glarus. A. HEIM hatte gegenüber VACEK und ROTHPLETZ hinsichtlich richtiger Erkenntnis der Beobachtungstatsachen unbedingt gesiegt : Die alttertiären Schiefer unterteufen als einheitliche Masse den hochliegenden Verrucano — der Lochseitenkalk ist keine Gangbildung, sondern tatsächlich verquetschter Malm. Trotz der überzeugungsfestesten Versicherungen konnte die Theorie der Glarnerdoppelfalte mit ihrem nach Norden und nach Süden gerichteten Doppelschube nur so lange zu Recht bestehen, bis eine neue bessere Erklärung gefunden war. — M. BERTRAND und H. GOLLIEZ, dann aber vor allem M. LUGEON konnten nun

zeigen, dass im Bauplan der helvetischen Faciesgebiete durchweg nach Norden gerichtete Ueberschiebungen mit bedeutendem Ausmass der Fortbewegung der Massen, zugleich mit Zerreissung der Verbindungsglieder angenommen werden müssen, sodass auch hier weit aus ihrem Bildungsraume hinausgetragene, ortsfremde Deckschollen oder Teildecken als wesentliche Bestandteile des heutigen Gebirges erscheinen. So hat im Jahre 1901 M. Lugeon die Lagerungsstörungen im Glarnerlande, in den Churfirsten und im Säntis als ein einheitliches ganzes erkannt und durch eine einzige grosse nach Norden gerichtete « Nappe de charriage » erklärt. Albert und Arnold Heim haben ihm in der Folge beigestimmt. Das überschobene Eocän des Kanton Glarus verfolgt man durch die ganzen helvetischen Kalkalpen bis zur Gemmi ; ceteris paribus müssen somit analoge Deckfalten durch den ganzen Nordabfall der Alpen sich erstrecken und gleichen Bau zeigen Diablerets, Dents de Morcles und Dents du Midi.

Wenn nun so das helvetische Sockelgebirge durchweg weitausgreifende Ueberfaltung nach Norden zeigt, so müssen auch die darauf liegenden Klippen einem Schub nach Norden ihr Dasein verdanken. Mit dieser Erkenntnis erschien der Dualismus, den die Elemente des Gebirges, als helvetische einerseits, als exotische andrerseits aufzuweisen schienen, eliminiert. Wir sehen, der Betrag des einseitigen Lateralschubes potenziert sich vom liegenden helvetischen zum hangenden exotischen Gebirge, ferner vom Rande resp. von der Höhe des Aarmassivs gegen den Alpenrand hin. Die heimatfernsten Massen, die am weitesten von Süden her importiert sind, liegen am höchsten. So weit aber aus den vorhandenen Resten der Decken geschlossen werden kann, ist anzunehmen, dass jede einzelne Schubmasse auf der ganzen Linie von Nordosten nach Südwesten nicht überall gleichweit nach Norden vorgedrungen ist. (Taf. 12.) Wo an der Nordabdachung der Alpen die Schuppen aufeinanderliegen, muss jeweilen eine höhere Schuppe von der tiefern getrennt sein, durch eine Lage der jüngsten an den Ueberschiebungen mit sich beteiligenden Formation, nämlich durch Eocän. Man hat sich daran gewöhnt jeder Schubmasse, jeder Decke, die so auf Eocän aufruht und wieder von Eocän bedeckt ist, eine ihr eigentümliche Facies ihrer mesozoischen Sedimente zuzurechnen. Was heute ganz nahe übereinanderliegt, das stammt aus in horizontaler Richtung einst weit auseinander gelegenen Bildungsräumen. Die Sedimente, die zu den verschiedenen helvetischen Decken gehören, differieren weniger

unter sich, als gegenüber den exotischen Decken und ihrerseits zeigen die exotischen Decken unter einander grössere Faciesdifferenzen, als solche den einzelnen helvetischen Decken eigentümlich sind.

Während M. LUGEON schreibt: « Les faits tectoniques surtout ont fait ma conviction, tant leur valeur est supérieure à celle des arguments stratigraphiques [1]», findet G. STEINMANN [2] die Lösung des Problems gerade umgekehrt darin, dass er die tektonische Selbständigkeit der Decken nach Faciesdifferenzen bestimmt. Wir sind heute dazu gelangt, in den exotischen Gebieten am Nordabfall der Schweizeralpen vier differente Decken annehmen zu müssen, die bei vollständiger Entwicklung, je durch Eocän getrennt, aufeinander liegen :

1. Ostalpine Decke.
2. Brecciendecke.
3. Klippendecke — STEINMANN (Préalpes médianes — SCHARDT).
4. « Zone des Cols » und « Zone externe » (Freiburgerdecke — STEINMANN).

Die höchstliegende, ostalpine Decke, die mediterrane Trias enthält, zeigt den grössten Betrag der Ueberschiebung; sie ist am weitesten von Süden her eingewandert — die tiefstliegende Decke hat ihre Wurzel am wenigsten weit im Süden, die Facies ihrer Sedimente kommt am nächsten derjenigen der helvetischen Gebiete.

Bezüglich des Mechanismus der Deckenbildung komme ich zu der Auffassung, dass im wesentlichen die Erscheinung beruht in einem in Falten sich auslösenden Tangentialschub, der in maximalster Intensität sich geltend macht. « Le charriage a suivi et non précédé le plissement initial ; il en est l'exagération — schreibt KILIAN. Dass derartig dislozierte Schichtmassen nachträglich wiederum von einem neuen Faltungsakt ergriffen werden können, ist selbstverständlich. Ein Moment erscheint mir von besonderer Bedeutung bei der Entstehung der Deckfalten zu sein: Die Bewegung fand statt im Sinne einer bereits vorgebildeten Neigung der Oberfläche der Erdkruste; immer rücken die Schollen vor gegen ein

[1] Vergl. *Bull. soc. géol.* 1902. S. 727. — W. KILIAN nennt diese Worte mit Recht : « quelque peu paradoxales », *Compte rendu, Vienne, Congr. géol.* S. 464.

[2] Vergl. *Ber. Naturf. Ges. Freiburg i./Br.* Sept. 1905.

niedrigeres Vorland, sie setzen sich hinein in vorgebildete Depressionen.

A. HEIM hat eine vorzügliche, viel zu wenig berücksichtigte Terminologie für liegende Faltensysteme gegeben. Ist unsere Anschauung über die mechanische Natur der Deckschollen = nappes de charriage richtig, so müssen wir in denselben die Formelemente des Systems liegender Falten wiederfinden in den verschiedensten Stadien ihrer mechanischen Umbildung. Die stratigraphisch ältern Gebirgsteile müssen als Gewölbekerne aufliegen den stratigraphisch jüngern Schichten der Muldenkerne. Tatsächlich sind in den Dislokationstypen des helvetischen Gebietes die Elemente liegender Falten noch am ehesten erkennbar, es sind Ueberfaltungsdecken, während die viel weiter transportierten exotischen Massen die stärkste Abweichung vom normalen Faltentypus zeigen: es sind Deckschollen.

In Figur 1 und 2 der Tafel 12 vergleiche ich die Elemente von hintereinanderliegenden, geneigten Falten schematisch mit denjenigen einer Ueberfaltungsdecke von dem Typus, wie sie zwischen Rheintal und Säntis entwickelt ist. In liegenden Faltensystemen ist nach A. HEIM am stärksten verändert, resp. ausgewalzt der Mittelschenkel; der Gewölbekern kann direkt auf den Muldenkern zu liegen kommen. In der Ueberdeckungsfalte kommen zwei weitere Erscheinungen dazu: 1. Gegen den in eine vorgebildete Depression hinein sich schiebenden Gewölbekern drängt die Gesteinsmasse; die Gewölbebiegung wird gestaut, sie zerlegt sich in Teilfalten, Bifurkationen, an denen sich wesentlich nur die Schichten des Gewölbeschenkels oder Gewölbebiegung beteiligen. Die Kräuselung der Gewölbebiegung ist der Ueberfaltungsdecke eigentümlich. 2. Da wo gegen den zum gestreckten Gewölbeschenkel aufsteigenden Muldenschenkel eine neue Falte herangedrängt, werden die Schichten ausgepresst, der Gewölbeschenkel wird zerrissen; die zwischen den beiden Falten liegende Mulde wird in die Tiefe zurückgedrängt und bei gleichzeitiger Ausquetschung des Mittelschenkels der hintern Falte kommen die Gewölbekerne beider Falten aufeinander zu liegen. Verzerrung des Verbindungsstückes zwischen Muldenschenkel (MS) und Gewölbeschenkel (GS) ist weiterhin der Ueberfaltungsdecke eigentümlich.

Da wo aus einer Antiklinalen eine Decke sich entwickelt, bleibt erhalten die Muldenumbiegung (MB); Mitttelschenkel

(Mis) wird ausgequetscht und der Gewölbeschenkel wird über dem zurückbleibenden Gewölbekern nach vorwärts abgeschürft und dadurch die Gewölbebiegung verdickt und gekreuselt. Die Verbindung von Muldenschenkel (MS) und Gewölbeschenkel (GS) ist zerrissen. Die zwischen zwei sich vorschiebenden Antiklinalen liegende Synklinale wird zusammengepresst und in die Tiefe zurückgedrängt. Dadurch entsteht eine *Narbe*, die überdeckt wird durch den Gewölbekern der von rückwärts herandrängenden Falte. Die Wurzeln der « Decke », d. h. der auf dem Muldenkern in glatter Ueberschiebungsfläche aufliegenden Gewölbekern und Gewölbeschenkel, ist demnach eine eng zusammengepresste in der Narbe versenkte Synklinale. Solche Wurzeln liegen verborgen in den grossen alpinen Längstälern, im Rheintal und im Rhonetal!

Die Figuren 3, 4 und 5 der Tafel 12 sollen möglichst klar und übersichtlich, schematisch den Gebirgsbau der Schweizeralpen im Osten, in der Mitte und im Westen veranschaulichen. Ich muss darauf verzichten, dieselben hier in allen Punkten zu erläutern. Es sollen diese Profile auch nur die Basis zur Kritik und Berichtigung geben, sie mögen aber weiterhin zeigen, wie die Ueberfaltungstheorie die Bezeichnung einer « berechtigten Arbeitshypothese » tatsächlich verdient.

I. *Profil durch die östlichen Schweizeralpen.* (Tafel 12 Figur 3.) Zwischen Vorderrhein und Bodensee ist es die Glarnerdeckfalte (G), die den Gebirgsbau beherrscht. Es überspannt dieselbe das Ostende des zur Tiefe versenkten Aarmassivs. Nachdem seit 1901 M. Lugeon, Arnold Heim, Albert Heim und J. Oberholzer [1] neue Profile gezeichnet haben, habe ich hier zur Erläuterung meiner Darstellung nur auf zwei Punkte aufmerksam zu machen. Während am Säntis und am Walensee alle ältern Beobachtungen des genauesten nachgeprüft und kritisiert werden, sind alle die genannten Darstellungen der Glarnerdeckfalte unrichtig in der Wurzelregion und zwar in doppelter Beziehung: 1. Trotzdem A. Rothpletz schon im Jahre 1898 gezeigt hat, dass am Flimserstein die Schichtserie normal liegt und nicht verkehrt, dass Drusbergschichten für Dogger angesehen worden sind, soll dennoch nach den letzten Darstellungen von Lugeon, Albert und Arnold Heim die Platte des Flimsersteins entsprechen dem aufsteigenden Mittelschenkel der

[1] Vergl. *Geogr. Lexikon d. Schweiz*, Bd. IV, S. 400 und 482.

Glarnerdeckfalte[1]. Der Flimserstein ist ein Teil des südwärts am höchsten aufgestiegenen Muldenschenkels, die Muldenbiegung liegt nicht nordwärts unter den Schichten des Flimsersteins, sondern südwärts über denselben begraben in der Rheintalnarbe. 2. Nach den vorliegenden Profilen sollen die Bündnerschiefer am Südufer des Vorderrheins normal über dem Dogger von Bonaduz liegen und, als oberer Jura nordwärts in Hochgebirgskalk übergehend, zum Gewölbeschenkel der Glarnerdeckfalte gehören. Auch gegen diese Auffassung opponiert mit Recht A. Rothpletz schon lange und auch ich habe auf deren Haltlosigkeit hingewiesen[2]. Der Dogger und die Birmensdorferschichten von Bonaduz und Val Surda gehören zu dem in der Rhonetalnarbe steckenden, den Verrucano von Truns überlagernden, verquetschten Gewölbeschenkel der Glarnerdeckfalte; längs einer Ueberschiebungsfläche überdecken ihn die Bündnerschiefer des Domleschg.

Eine der schwierigsten und bedeutungsvollsten Fragen bezüglich der Tektonik der Schweizeralpen ist das Problem der Bündnerschiefer im Prättigau. Wenn es auch gelungen zu sein scheint durch Konstatierung von Orbitulinenkalken [3] in denselben, sie als einen Flysch der Untern Kreide stratigraphisch zu bestimmen, so herrscht doch noch vollständige Unklarheit darüber, in welcher Beziehung diese Schiefer stehen zu dem Kreideflysch des Falkniss, zu dem Eocän von Vaduz[4]. Die Umdeutungen, die M. Lugeon an den Profilen von Th. Lorenz vorgenommen hat, dürften kaum zu Recht bestehen. Noch immer unaufgeklärt ist die Beziehung der Schiefer des Prättigau zu den bei Ilanz einsetzenden Liasgesteinen des Piz Aul. Die Kalkphyllite der Viamala sind identisch mit den sogenannten Tristelbreccien im Prättigau bei Kublis[5]. Ich habe ebenfalls Foraminiferen-Reste in denselben gefunden.

[1] Vergl. auch A. Rothpletz. *Geolog. Alpenforschungen*. Bd. II, 1905, S. VIII.

[2] Vergl. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz*, Lief. XXV, Anhang, S. 67.

[3] Ueber die Wurzelregion der Glarnerdeckfalte und deren Beziehung zum geologischen Bau des nordöstlichen Graubündens, gedenke ich demnächst eingehendere Mitteilungen zu machen.

[4] Vergl. C. Schmidt. Ueber das Alter der Bündnerschiefer im nordöstlichen Graubünden. *Ber. oberrhein. geolog. Ver. Freiburg i./Br.* 1902.

[5] Vollständig stratigraphisch und tektonisch zu trennen sind die Prättigauschiefer vom Eocän bei Ragaz, trotzdem vereinigt C. Diener beide noch im Jahre 1903 auf seiner « Uebersichtskarte der Strukturlinien der Ostalpen ».

Die Struktur des Plessurgebirges hat H. Hœk untersucht. Fig. 3 der Taf. 12 zeigt, wie ich mir die Beziehung des Plessurgebirges zum Bündnerschiefervorland denke und welche Bedeutung der von G. Steinmann als « Aufbruchzone » bezeichneten Region zukommen soll. Von Nord nach Süd reihen sich im ausgeglätteten Schichtsystem die Faciesentwicklungen aneinander : Helvetische Facies, Klippenfacies mit Kreideflysch des Prättigau, Breccienfacies, Jurassische Bündnerschiefer, Ostalpine Facies. Im Rheintal liegt die Klippenfacies in der Rheintalnarbe verborgen, sie sticht hervor in der Südschuppe des Fläscherberges und als kümmerlicher Rest der Decke, ausgequetscht aus der Narbe, liegt in der Toggenburgermulde der Grabserberg[1]. — Unter dem Kreideflysch des Hochwang und des Stätzerhorns in der Tiefe soll Jura liegen, jener Jura, der als sog. Pretschkalk im Gürgaletsch die Schiefer des Vorlandes überlagert und die Gesteine der « Brecciendecke » trägt. Auf der äusserst kompliziert zusammengesetzten Breccienzone liegt ostalpine Trias in umgekehrter Schichtfolge, einem Mittelschenkel entsprechend und darüber folgt der Gneiss des Parpaner Rothorns. — Im Prättigau bei St. Antönien befinden wir uns inmitten der begrasten, sanft abgerundeten Berge, bestehend aus dem Kreideflysch des Vorlandes. Ueber den Schiefern liegt Thiton der Klippendecke, entsprechend dem Pretschkalk des Gürgaletsch, darüber Breccienfacies, Ostalpine Trias und die Krystallinen Schiefer der Madrisa, die zur Silvrettamasse gehören[2]. — Die über jüngern Sedimenten liegenden Gneisse des Madrisa stehen gegen Osten und Süden in ununterbrochenem Zusammenhang mit der ausgedehnten Masse altkristalliner Gesteine, die von der Silvretta bis zum Piz Kesch sich ausdehnt. Unter diese Gneisse tauchen die Kalke am Nordabhang 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 Martinsbruck. Bei Landeck durchqueren die Silvrettagneisse das Inntal und ohne Unterbruch setzen sie sich fort in die Oetztalmasse, die gegen Südwesten unter die Kalkgebirge der Ortler-, das heisst Piz Lat-, Piz Umbrail-Masse untertaucht. Silvretta und Oetzmasse stellen sich als eine tektonische Einheit dar. Im Val d'Uina, im Scarltal ist die Decke von Triasgesteinen durchsägt, die basalen Gneisse

[1] Arn. Heim. *Eclog. géol. Helv*, Bd. IX, Nr. 3. 1907.
[2] Vergl. W. v. Seydlitz. *Ber. Nat. Ges. Freiburg i./Br.* 1906.

treten darunter zutage und wiederum erscheinen dieselben in schmalem Streifen am Südufer des Inn im Unterengadin zwischen Nauders und Guarda, wo sie mit den Gneissen des Piz Linard sich verbinden.

Da wo so in schmalem Zuge zusammengequetscht die Silvrettagneisse 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 Prutz im Nordosten. Im Mutler und Piz Mondin erheben sie sich über 3000 Meter und gegen Nordwesten tauchen sie unter die Gneisse der Silvretta, um, wie wir heute annehmen, sich unterirdisch zu verbinden mit den Schiefern des Prättigau. Gleichwie die Gneisse der Dent Blanche im Wallis steigen auch die Silvrettagneisse nicht da wo sie heute liegen aus der Tiefe empor, sondern sie ruhen auf einer Unterlage von Bündnerschiefern.

Wir haben gesehen, wie die zentrale Gneisszone der Alpen im Westen gegen Süden begrenzt wird durch die Amphibolitzone von Ivrea und wir haben dieselbe verfolgt bis Chiavenna. Zwischen Sondrio im Veltlin 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 Bormio bis Bergün sich erstreckt. Die oberengadiner Massive bestehen aus Amphiboliten, Dioriten und Graniten ; sie sind nichts anderes, als das nordöstliche Ende der Zone von Ivrea, die gegen Südosten bis zum Adamello sich fortsetzt und an der « Judikarienlinie » abstösst. 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 Gneisse des Simplon über die Schiefer der Bedrettomulde. Diese Ueberschiebung, deren Betrag wir hier nicht zu erkennen vermögen, entspricht der Deckscholle der Dent Blanche.

Im östlichen Graubünden sehen wir somit liegende Falten zu gewaltigen Ueberschiebungsdecken potenziert :

1. Der dinaridische Sedimentmantel lagert auf den Gneissen des Veltlins, in ihn dringt der Tonalit des Adamello ein. Die Grundgebirgsbasis der Dinariden, die in der lombardischen Sedimentzone sich fortsetzen, sind die veltliner und oberengadiner Granitmassive und Gneisse. Ein Sedimentkeil in diesem Grundgebirge durchzieht das Veltlin. Ein Vordringen nach Norden ist durch die Ueberschiebung des Albulagranites angedeutet.

2. Die ostalpine Trias des Orltergebietes bildet die Wurzel der « Ostalpinen Decke », deren Stirnmassen vom Vorarlberg bis zu den Splügener Kalkbergen sich erstrecken.

3. Unter der ostalpinen Decke liegt die Brecciendecke, stark verquetscht, die « Aufbruchzone » bildend[1].

4. Falknis-Gürgaletsch bilden mit dem Kreideflysch des Prättigau die Klippendecke, von deren Stirnmasse noch ein Rest bei Wildhaus erhalten ist[2].

5. Unter der in der Rheintalnarbe versenkten Klippendecke steigt die Glarnerdeckfalte, als helvetische Decke empor.

Mit den Sedimenten der Decken ist jeweilen auch das krystalline Grundgebirge bewegt worden, als Gewölbekern, von Ort zu Ort jedoch in verschieden starkem Betrage. Dieses Mitbewegen des Grundgebirges ist da am intensivsten, wo keine variszische Faltung stattgefunden hat, wie wir am Simplon gesehen haben. Wie E. Suess betont, hat nicht nur jede einzelne Decke durch eine Reihe von Formationen ihre selbständige Facies, sondern bei jeder derselben ist die ursprüngliche Auflagerung der sedimentären Serie auf eine bestimmte krystalline Unterlage kennbar. So bildet der Albulagranit für die werdende dinaridische, oder wohl besser « südalpine », Decke[3]; Silvrettagneiss für die ostal-

[1] Nach G. Steinmann wäre ausser der Brecciendecke noch eine durch Ophiolithe und Radiolarite charakterisierte « Rhätische Decke » vorhanden.

[2] E. Süess vereinigt die Brecciendecke, die rhätische Decke und die Klippendecke zur lepontinischen Decke.

[3] Die Beziehung von ostalpiner zu dinaridischer resp. südalpiner Decke ist noch klarzulegen. Im westlichen Graubünden scheint die erstere allmählig von der zweiten abgelöst zu werden.

pine; die Granitstöcke bei Ardetz im Unterengadin und diejenigen an der Kotschna bei Davos für die Breccien- und die Klippendecke die jeweilige Grundgebirgsbasis. (Vergl. Taf. 14 Fig. 2.) Unter dem Gebiet der Klippen- und namentlich unter demjenigen der Brecciendecke muss das Grundgebirge am höchsten emporgeragt haben; hier liegt wohl auch der langgesuchte Ursprungsort, die Heimat, der exotischen Gesteine im Flysch und in der Nagelfluh.

II. *Profil durch die mittleren Schweizeralpen.* (Taf. 12 Fig. 4.) Für den Nordabfall der Alpen von der Windgälle bis zum Rigi ist es charakteristisch, dass das Aequivalent der grossen Glarnerdeckfalte der östlichen Schweiz sich hier viel mehr verteilt. Vom Glarner-Verrucano ist am Fuss der Schächentaler Windgälle nur noch ein schmaler Streifen erhalten. Wir unterscheiden hier von Norden nach Süden: 1. Erste Kreidekette (Rigihochfluh-Pilatus); 2. zweite Kreidekette (Frohnalp-Bauen) als Höhere helvetische Decken und 3. Tiefere helvetische Decke (Achsenkette-Schächentaler Windgälle). Wenn wir den Faciesverband rekonstruieren, so finden wir, dass die nördlichste Kette die südlichste Facies und umgekehrt die südlichste Kette die nördlichste Facies zeigt. Die Axenkette mit ihrem Gewölbekern aus Malm, Dogger und Verrucano bestehend, mit sogar stellenweis noch erhaltenem Mittelschenkel (Lochseitenkalk), entspricht der eingesenkten Gewölbeumbiegung einer Teildecke, die direkt über dem Glarnereocän liegt. Eine höher liegende Teildecke ist die Frohnalpkette; das zwischen Axenteildecke und Frohnalpteildecke emporstehende Eocän von Riemenstalden ist ein aufgefaltetes Fenster. In der Frohnalpteildecke hat sich das Material der Gewölbeumbiegung schon mehr konzentriert, Jura und Verrucano des Gewölbekernes sind zurückgeblieben, keine Spur eines Mittelschenkels ist mehr vorhanden und von der äussersten Stirne dieser Teildecke scheert sich, wie Tobler und Buxtorf, im Gegensatz zur Auffassung von M. Lugeon, gezeigt haben, die nordwärts aufbrandende Rigihochfluhkette ab, die gegen Osten und Westen im Säntis und Schrattenfluh sich fortsetzt[1]. Ueber diesen helvetischen Teildecken, speziell auf der Eocänmulde zwischen Axenkette und Rigihochfluhkette (Eocän: Wildhaus-Habkern), liegen die Klippen von den Giswilerstöcken bis nach Iberg. Wir wissen heute, dass in diesen

[1] Vergl. C. Schmidt, A. Buxtorf und A. Preiswerk. *Führer zu den Exkursionen der Deutschen Geol. Ges.* 1907. Fig. 23 und 28.

Klippen wiederum drei durch Eocän getrennte Decken von relativ weiter südlichem Ursprung uns erhalten geblieben sind: Klippendecke, Brecciendecke und ostalpine Decke. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass die miocäne Molasse der Voralpen in der Tiefe den gemeinsamen Untergrund aller dieser Ueberfaltungsgebirge bis unter das Eocän von Flüelen bildet.

Unter dem Eocän von Flüelen steigt am Scheidnössli bei Erstfeld der autochthone Jura über dem variszischen Horst des Aarmassivs hervor. Von der Sedimentdecke des Aarmassivs ist die Griesstockteilfalte abgeglitten. Diese Sedimentdecke bildet die Falten an der Windgälle, die Keile von Fernigen und von Andermatt. Die Wurzeln der Axenteildecke und der Frohnalpteildecke müssen einst über Andermatt und über dem Gotthard gelegen sein.

Ein Vergleich der Nordabdachung der Alpen in der Ostschweiz mit derjenigen in der Mittelschweiz zeigt folgendes:

In der östlichen Schweiz war bei der Alpenfaltung das Vorland relativ sehr stark versenkt. Gegen diese Senke glitt ab als Ganzes die Glarnerdecke. Bis zum Walensee rückte der Gewölbekern, aus Verrucano bestehend, vor. Nur die Stirne der Ueberfaltungsdecke wurde gekräuselt, zerschlitzt und aufgestülpt vom Mürtschenstock bis zum Säntis. — In der mittleren Schweiz war die Senkung des Vorlandes relatif weniger tief. Das Aequivalent der im Osten einheitlichen Deckfalte zerschlitzt sich hier bis viel weiter gegen Süden zu Teildecken. Der Verrucano-Gewölbekern kann in diesen Teildecken jeweilen nicht mehr vorrücken. Die Auffaltungen des liegenden Eocän stellen sich schon früher ein und dringen höher hinauf. — Diese Differenz im Gebirgsbau des nördlichen Abhanges kommt ganz allmählig zur Geltung in der Richtung von Nordost nach Südwest und damit parallel verläuft die weniger grosse Tiefenlage des Vorlandes. Diese Differenz in der Beschaffenheit des Vorlandes von Nordosten gegen Südwesten zeigt sich weiter nördlicher am klarsten in dem an entsprechender Stelle einsetzenden Ansteigen des Schwarzwaldhorstes unter dem Randen hervor und in dem Auftauchen des Faltenjura mit der Lägern.

Das Profil durch die mittleren Schweizeralpen (Taf. 12 Fig. 4) haben wir weiter gegen Süden zu verfolgen. Im Aar- und Gotthardmassiv und ebenso in der Tessiner Gneissmasse dokumentiert sich gegenüber dem Osten eine sehr beträchtliche Aufstauung des ganzen Gebirges. Die Sedimentmulden in den Gneissen südlich des Gotthard zeigen Bündnerschiefer-

facies — somit müssen die Wurzeln der zwischen Giswil und Iberg liegenden Reste der Klippen- und der Brecciendecke nordwärts davon zu suchen sein. In der Furkamulde glaube ich Anklänge an Klippenfacies gefunden zu haben. Im Gegensatz zu Osten und Westen aber haben wir hier in der Mitte die Wurzeln dieser Decke einst hoch über den Zentralmassiven liegend zu denken und dort sind sie eben heute erodiert. Wurzelregion und Vorland liegen im Osten relativ tief, in den mittleren Schweizeralpen aber sind beide höher gehoben, wobei namentlich die Wurzelregion mit den « Centralmassiven » hoch aufgestaut worden ist.

Durch das Tessin hinunter finden wir allein die autochthone Gneissmasse erhalten, an welche der Muldenzug von Castione, die Amphibolite von Ivrea und wiederum die Mulde des S. Joriopasses sich anschliessen.

Die autochthone Gneissmasse des Tessin mit ihren Glimmerschiefern im Hangenden ist überfaltet an ihrem Nordrande über die Bündnerschiefer der Bedrettomulde und mehr gegen Westen, wo das Gotthardmassiv zur Tiefe sinkt, treffen wir auf die intensiv mit Verzweigungen der Bedrettomulde verfalteten Gneisse und Glimmerschiefer des Simplongebietes (Taf. 12 Fig. 6).

Ein neues « Zentralmassiv », in welchem die variszische Faltung kenntlich ist, taucht im « Seegebirge » empor. Die Reste der sog. ostalpinen Decke an den Giswilerstöcken, am Zweckenstock und bei Iberg deuten wir als die Stirne einer gewaltigen Ueberschiebungsdecke, deren Wurzel die Sedimentdecke von Ivreazone und Seegebirge darstellte. Der Gewölbekern, aus altkrystallinen Gesteinen der Ivreazone bestehend, ist hoch über Tessinergneiss, Aar- und Gotthardmassiv erodiert. Dieser starken Ueberfaltung nach Norden in den medianen Teilen der Schweizeralpen entspricht wiederum eine starke Versenkung auf der Südseite, in der lombardischen Ebene, die in einem Nachsacken beruhen dürfte, derart, dass auch südwärts gerichtete Ueberschiebungen und Ueberfaltungen eingetreten sind [1].

III. *Profil durch die westlichen Schweizeralpen* (Taf. 12 Fig. 5 u. Taf. 13). Die Untersuchung der geologischen Struktur der Simplonberge und der Walliseralpen überhaupt hat den Ausgang gebildet für unsern Streifzug durch die ganzen Schweizeralpen. Eingehend habe ich die Geologie der Berge

[1] Vergl. C. Schmidt, Alta Brianza. *Congrès géol. internat. C. R.* 1894. S. 503.

südlich der Rhone geschildert und für die Darstellung auf Profil 5 der Tafel 12 betreffend die Alpen zwischen Sitten und Bulle haben mir die Arbeiten von H. SCHARDT und M. LUGEON [2] die nötige Grundlage gegeben.

Auch hier offenbart sich uns die frappante Korrelation, die alle tektonischen Elemente durch das ganze Gebirge zeigen.

Die dinaridische Sedimentzone liegt verborgen unter den Alluvionen der piemontesischen Ebene. Die Gneisse des Seegebirges sind zwischen Baveno und Biella fast ganz durch jung paläozoische Granitstöcke verdrängt. Vom Ivreamassiv aus geht eine gewaltige liegende Falte, ähnlich derjenigen der Silvretta im Osten. Diese Falte überspannt den autochthonen Sesia- und Monterosagneiss ; ihr Gewölbekern ist die exotische Masse der Dent Blanche und in ihrem fast ganz erodierten Gewölbeschenkel vollzieht sich der Uebergang von südalpiner in inneralpine Facies. Der Muldenkern, resp. die Muldenbiegung, bestehend aus Bündnerschiefern liegt am Nordrand der Zone von Ivrea. — Die Ueberfaltungszone des Simplon, weiter nach Norden sich vorschiebend, findet hier ihr Aequivalent in der nordwärts übergedrängten Antiklinale der Gneisszone Berisal-Grosser St. Bernhard. Nordwärts an dieselbe reiht sich ebenfalls als schmal zusammengepresste Antiklinale die axiale Carbonzone, in deren hangenden, mesozoischen Sedimenten Bündnerschieferfacies in Breccienfacies übergeht. Die von Südwesten aus dem Val Ferret heranstreichenden zwei Sedimentzonen, die Breccienfacies und Klippenfacies zeigen, sind die in der Rhonetalnarbe z. T. versenkten Wurzeln der Breccien- und Klippendecke, welche in den Freiburgeralpen liegen. — Das helvetische Gebirge, welches über dem versenkten Verbindungsstück zwischen Aar- und Gotthardmassiv liegt, bildet hier keine sichtbare weit nach Norden ausholende Ueberfaltungsdecke wie am Ostende des Aarmassivs ; es löst sich vielmehr in drei Teildecken auf, die überspannt werden von den drei aus dem Rhonetal aufsteigenden Decken : « Zone des Col » Klippendecke und Brecciendecke. Westlich des Thunersees war das Vorland so stark versenkt, dass hier die exotischen Decken in ausgedehntestem Masse sich angehäuft

[2] Ich bin M. LUGEON zu Dank verbunden für einige Angaben bezüglich Eintragungen auf der Karte 1 : 350 000 (Taf. 13). Nach den neuesten Untersuchungen von M. LUGEON müsste der Eocänstreifen am Westabhang des Mont Gond bis in die Gegend von Ardon hinuntergezogen werden.

haben ; die helvetischen Teildecken kommen am Alpenrande gar nicht mehr an die Oberfläche.

Das Profil der Fig. 5 Taf. 12 geht auf seiner Länge durch eine Quersenkung im Alpengebirge (vergl. Fig. 8, 9, 10). Noch weit über das Alpengebirge hinaus nordwärts bis nahe an dem südwestlichen Harzrande macht sich diese in der ältern Tertiärzeit sich herausbildende Senke fühlbar. Im Juragebirge finden wir ihr entsprechend die Tertiärbecken von Delsberg und Laufen, die beide ein Hingreifen des oberrheinischen Grabens in das Juragebirge bedeuten. Gerade wie Gran Paradiso und Monte Rosa, sowie Mont Blanc- und Aarmassiv sind Vogesen und Schwarzwald die stehen gebliebenen Pfeiler beiderseits des versenkten Streifens.

* * *

Ein viertes Profil durch die Alpen, von Evian aus südwärts über Mont Blanc und Gran Paradiso gelegt, würde uns wieder ein Auftauchen aller tektonischen Elemente zeigen. Ob die Dinaridische Decke, zu der die Dent Blanchemasse gehört, einst Gran Paradiso und Monte Pourri überlagernd, weiter gegen Südwesten sich erstreckt hat, wissen wir nicht. Die axiale Carbonzone richtet sich auf und verbreitet sich in der Gegend des Kleinen St. Bernhard. Breccienzone und Klippenzone liegen zwischen ihr und dem variszischen Massiv des Mont Blanc an autochthoner Stelle. In dem gefalteten Bathylithen des Mont Blanc hat L. Duparc zwei Carbonsynklinalen nachgewiesen. Die autochthone, mesozoische Decke ist ebenfalls in einzelnen tiefeindringenden Keilen konserviert, sie gelangt aber zu mächtiger Entwicklung in helvetischer Hochalpenfacies erst am Nordwestrand der Aiguilles rouges und zwar zeigen Dent de Morcles nordöstlich und Dent du Midi südwestlich der Rhone, wie zuerst H. Schardt und A. Heim gezeichnet haben und wie neuerdings L. W. Collet [1] weiterhin berichtet, ganz äquivalente Struktur. Die autochthone helvetische Decke des Massivs sinkt in Form mehrerer übereinanderliegender Falten, deren Gewölbebiegungen je gegen Nordwesten eintauchen, zur Tiefe. Auf dem Eocän dieser Gewölbebiegungen liegt die Trias, welche die Basis der « Chablaisalpen » bildet. Dass die Chablaisalpen den Freiburgeralpen homolog sind, wissen wir durch die Arbeiten von H. Schardt und M. Lugeon. Charakteristischer

[1] L. W. Collet. *Mat. pour la Carte géol. de la Suisse*, nouv. série, XIXe livr., 1904.

Weise fehlt im Chablais die « Zone des Cols » ; hingegen ist die Brecciendecke in viel grösserer Ausdehnung erhalten als in den Freiburgeralpen und bei St. Jean d'Aulph ist die Gewölbebiegung derselben, entsprechend der Hornfluh, sehr schön zu sehen ; sie liegt 50 Km. von der Wurzel ihres Gewölbeschenkels jenseits des Mont Blanc entfernt. Die darunter liegende « Klippendecke » bildet mit ihrem Gewölbeschenkel, ebenfalls wie in den Freiburgeralpen, drei Antiklinalen[1] ; die Trias ihres Gewölbekernes tritt südlich Thonon zu Tage, unterteuft, infolge Abschürfung des Mittelschenkels, den Flysch des Muldenkerns, welcher der Synklinale der Aiguilles Arves im Südosten entstammt.

Hoch über dem Mont Blanc-Massiv lagen einst, jetzt durch Erosion entfernt : 1. die Aequivalente der « Zone des Cols » — Decke, 2. die Muldenbiegung des Eocäns der Aiguilles d'Arves-Synklinale, 3. der südliche Teil des Gewölbeschenkels der Klippendecke, dessen Muldenbiegung in der Tiefe unter Amone liegt, 4. die Muldenbiegung des über der Klippendecke und unter der Brecciendecke liegenden Eocäns und endlich 5. der grösste Teil des Gewölbeschenkels der Brecciendecke selbst, samt dem sein Hangendes bildendes Eocän. — Wie von den Höhen des Gotthard- und des Aarmassivs sind auch von denjenigen des Mont-Blanc-Massivs die Decken alpenauswärts abgeschoben worden derart, dass jede höher liegende Decke ihre Wurzel findet im Süden der sie unterlagernden Decke. Diese Regel bezüglich Höhenlage und Ursprungsort der Decken bestätigt sich durchweg, nicht aber gilt eine Beziehung zwischen der Länge des Schubes nach Norden einerseits und der nördlichen beziehungsweise südlichen Lage der Wurzeln der einzelnen Ueberfaltungsdecken andrerseits.

Mit der Skizze von Fig. 2 Taf. 14 möchte ich zeigen, wie die modernen Ueberfaltungstheorien sich tatsächlich als wohlberechtigte Arbeitshypothese erweisen, indem sie allein es ermöglichen, die Faciesübergänge in der Reihe der alpinen Sedimente zn erklären und somit den Weg weisen, wie eine Rekonstruktion der Geschichte der alpinen Sediment- und Gebirgsbildung versucht werden kann. Wir sehen, wie die mitteleuropäische, variszische Gebirgsbildung in das Gebiet

[1] M. Lugeon. *Bull. de Serv. de la Carte géologique*, Nr. 49, t. VII, pl. VII.

der Alpen hingreift und an der Rhein-Rhonelinie ihr südliches Ende erreicht. Glarner- und Ilanzer-Verrucano, ebenso der Walliserquarzit sind der südliche Schuttwall der « mitteldeutschen Alpen ». Eine breite zentrale Zone im Alpenkörper ist von dieser Faltung am Ende des Paläozoikums verschont geblieben ; erst am Südrand der Alpen hat dieselbe wieder eingesetzt und ist hier besonders energisch von vulkanischer Tätigkeit begleitet worden. Die mesozoischen Sedimente haben sich in ungleichwertiger Entwicklung auf ungleichartigem Grunde im Gebiet der Schweizeralpen abgelagert. Eine wesentliche Rolle in der Scheidung der Facies hat der südliche Rand des variszischen Gebirges gespielt, jene Linie, die uns heute tektonisch als die Rhein-Rhonelinie von Chur bis Martigny entgegentritt. Nordwärts dieser faciellen Grenzscheide, herrschte durch das ganze mesozoische Zeitalter und noch im Alttertiär mitteleuropäische d. h. in unsern Alpen helvetische Facies, südwärts derselben reihen sich aneinander : Klippenfacies, Breccienfacies, Bündnerschieferfacies, Ostalpine Facies und Südalpine (beziehungsweise dinaridische) Facies. Im Gebiete der Schweizeralpen scheinen gebirgsbildende Bewegungen, infolge derer das ordnungsmässige Nebeneinander der faciellen Ausbildung der Gesteine in durchgreifender Weise in Unordnung geriet, eingesetzt zu haben erst am Ende des Oligocäns und hierhin würde sich ein Gegensatz dokumentieren zwischen Westalpen einerseits, zwischen Ostalpen und Pyrenäen andrerseits. Dass die Beantwortung der Frage nach der Entstehung der Klippen, der exotischen Blöcke im Flysch und der fremdartig zusammengesetzten subalpinen Nagelfluh, in endgültiger Lösung, eine vollständige Rekonstruktion der Geschichte der Alpenerhebung bedeuten würde, habe ich im Jahre 1894 postuliert [1]. Wir haben dieses Ziel noch lange nicht erreicht. Seit den Zeiten da Bernhard Studer die Voralpen zwischen Genfersee und Thunersee untersucht hat und in einem denkwürdigen Satz schon im Jahre 1834 an die Wurzellosigkeit derselben anklingt, seit F. Kaufmann im Jahre 1875 die « Fünf neuen Jurassier am Vierwaldstättersee » auffand, seit man mit Studer und Gümbel an ein « vindelicisches » Randgebirge dachte — bis zur Veröffentlichung der kleinen Mitteilung von H. Schardt im Dezember 1903 « Sur l'origine des Préalpes Romandes » bis zu der Umdeutung der « Glarnerdoppelfalte » durch M. Lugeon im Jahre 1901, und

[1] *Livret-guide géologique.* Congr. géol. intern., 1894, S. 124.

endlich bis zu den neuesten Darlegungen von P. TERMIER, W. KILIAN und E. HAUG einerseits, E. SÜESS und G. STEINMANN andrerseits — ist viel ehrliche Arbeit und redliches Mühen zur Stellung und Lösung des Problems aufgewandt worden. Wir hoffen einen Schritt weiter gekommen zu sein.

Geologisches Institut der Universität Basel.
Abgeschlossen den 4. August 1907.

Mitteilungen aus den Verhandlungen der Geologischen Kommission vom 12. Januar 1907.

1. Durch einen Zusatz, der im folgenden gesperrt gedruckt ist, erhält der

§ 17 der Statuten der Geologischen Kommission

den Wortlaut:

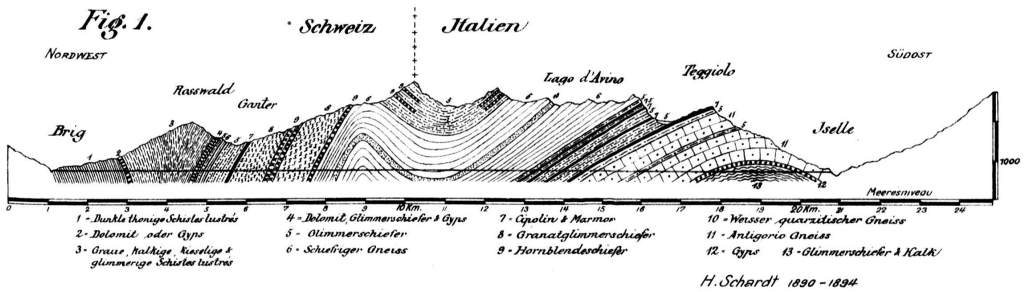
> Die von den Geologen gesammelten Gesteine und Petrefakten, sowie solche Dünnschliffe, deren Herstellung von der Geologischen Kommission bezahlt worden ist, sollen einem öffentlichen, in seinem Bestande gesicherten Museum der Schweiz übergeben werden.

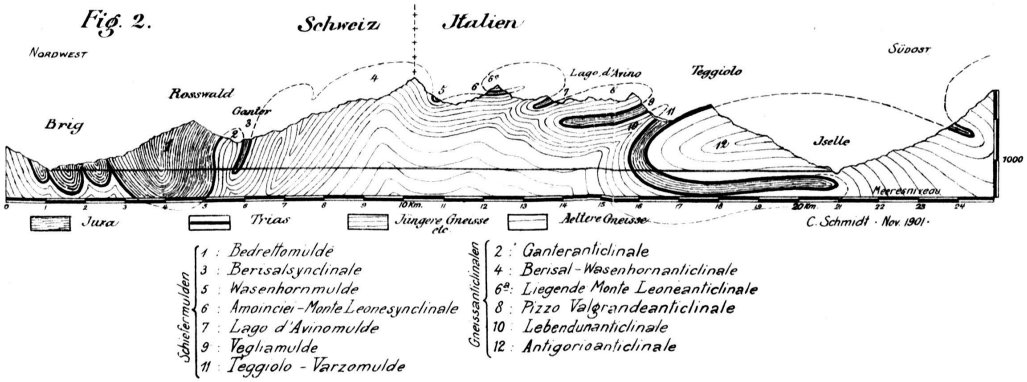
2. Die Geologen, welche im Auftrage der Kommission arbeiten, sind verpflichtet, dieser mitzuteilen, in welchem Museum sie (entsprechend § 17) Handstücke, Petrefakten und Dünnschliffe deponiert haben.

3. Diese Angabe soll, um eine allfällige spätere Revision oder ein Vergleichen des Belegmaterials zu erleichtern, in die kurze geschichtliche Notiz aufgenommen werden, wie sie seit drei Jahren einer jeden Lieferung (vergl. Lief. XVI ff. der *Neuen Serie* der *Beiträge*) auf der Rückseite des Titels mit Angaben über Zeit und Dauer der Aufnahmen etc., vorangestellt wird.

Für die Geologische Kommission:

Der Präsident, Dr. ALB. HEIM.
Der Sekretär, Dr. AUG. AEPPLI.





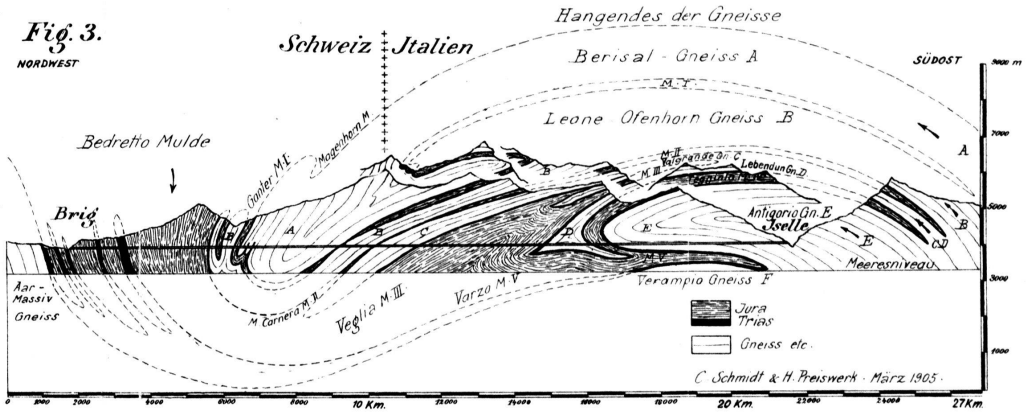
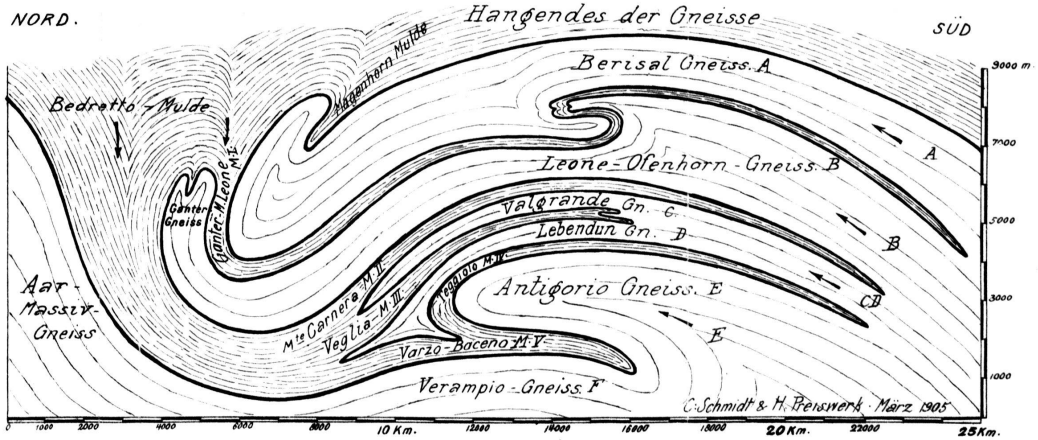
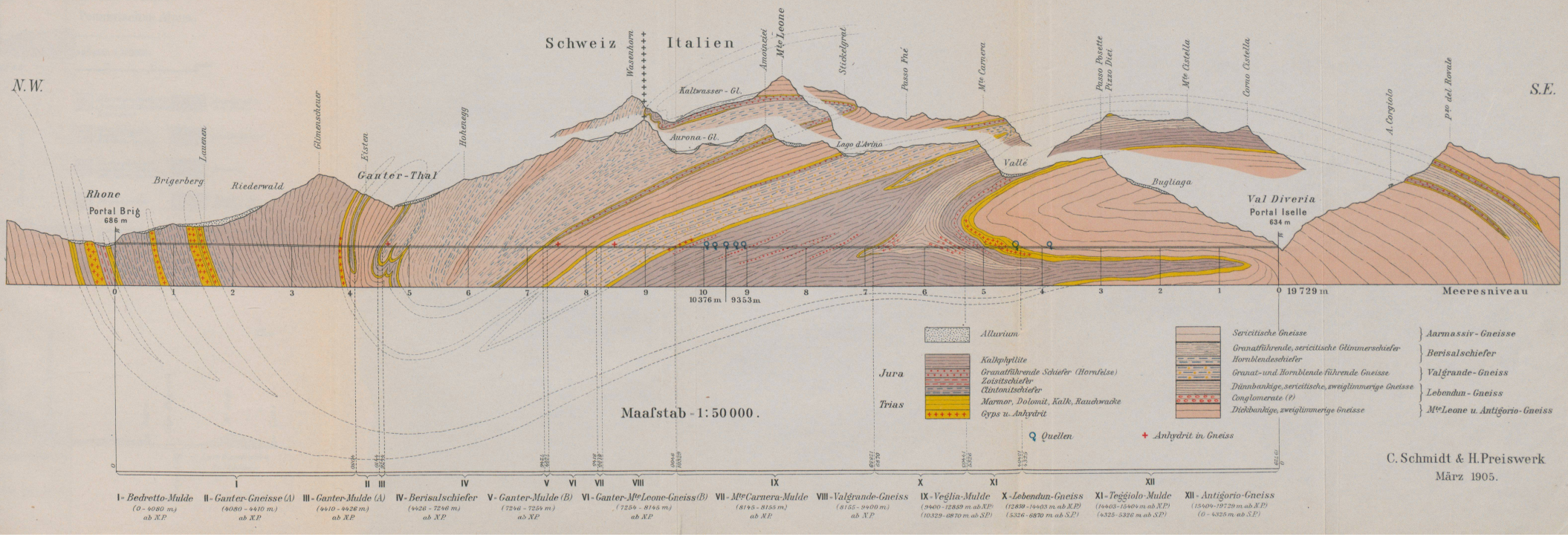


Fig. 4. Schema der Tektonik im Simplongebiet.



Geologisches Profil längs der Achse des Simplontunnels.



I = *Bedretto-Mulde* (0 – 4080 m) ab N.P.

II = *Ganter-Gneisse (A)* (4080 – 4410 m) ab N.P.

III = *Ganter-Mulde (A)* (4410 – 4426 m) ab N.P.

IV = *Berisalschiefer* (4426 – 7246 m) ab N.P.

V = *Ganter-Mulde (B)* (7246 – 7254 m) ab N.P.

VI = *Ganter-Mte Leone-Gneiss (B)* (7254 – 8145 m) ab N.P.

VII = *Mte Cavera-Mulde* (8145 – 8155 m) ab N.P.

VIII = *Valgrande-Gneiss* (8155 – 9400 m) ab N.P.

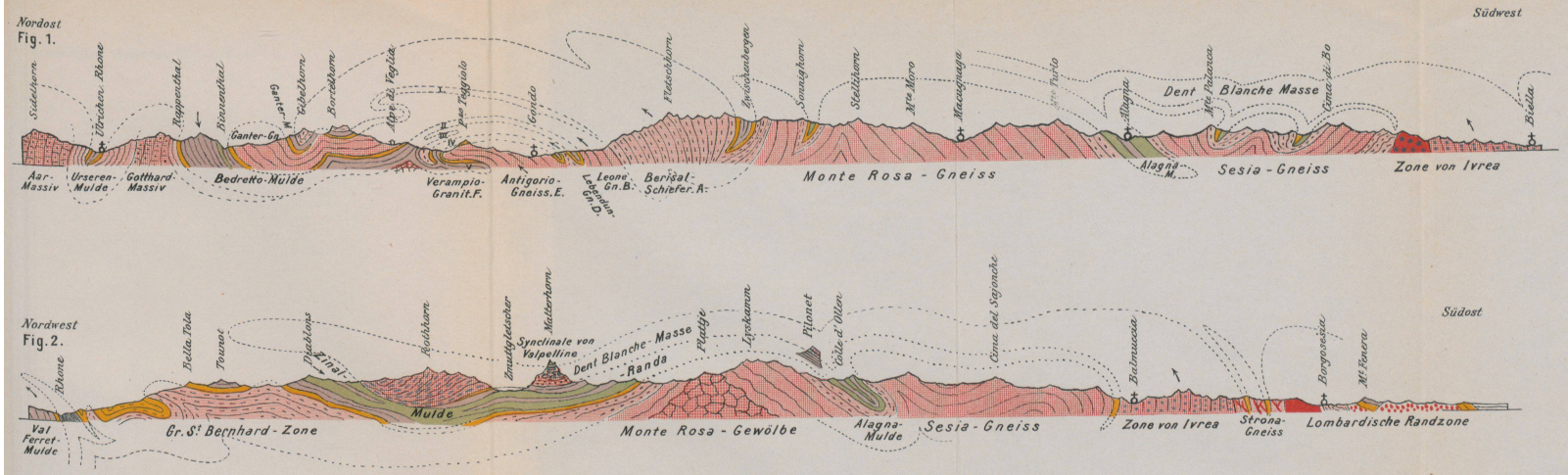
IX = *Veglia-Mulde* (9400 – 12859 m ab N.P.) (10329 – 6870 m ab S.P.)

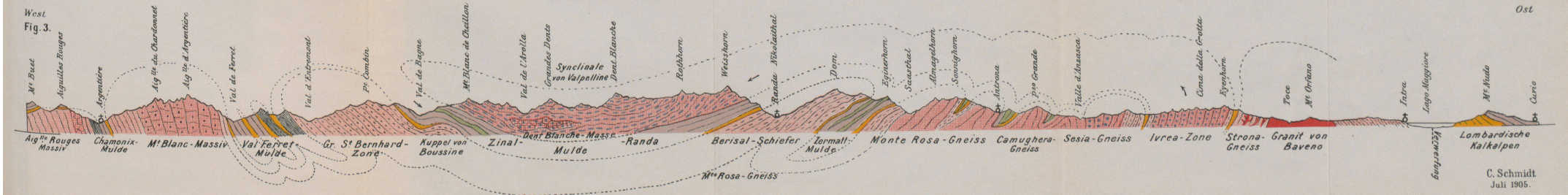
X = *Lebendun-Gneiss* (12859 – 14403 m ab N.P.) (5326 – 6870 m ab S.P.)

XI = *Teggiolo-Mulde* (14403 – 15604 m ab N.P.) (4325 – 5326 m ab S.P.)

XII = *Antigorio-Gneiss* (15604 – 19729 m ab N.P.) (0 – 4325 m ab S.P.)

C. Schmidt & H. Preiswerk
März 1905.





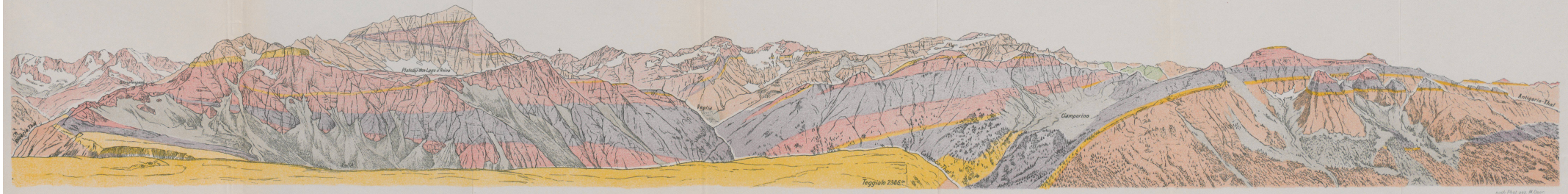
Geologische Profile
durch die Penninischen Alpen.

Maaßstab: 1:320000.

0 5 10 15 20 km

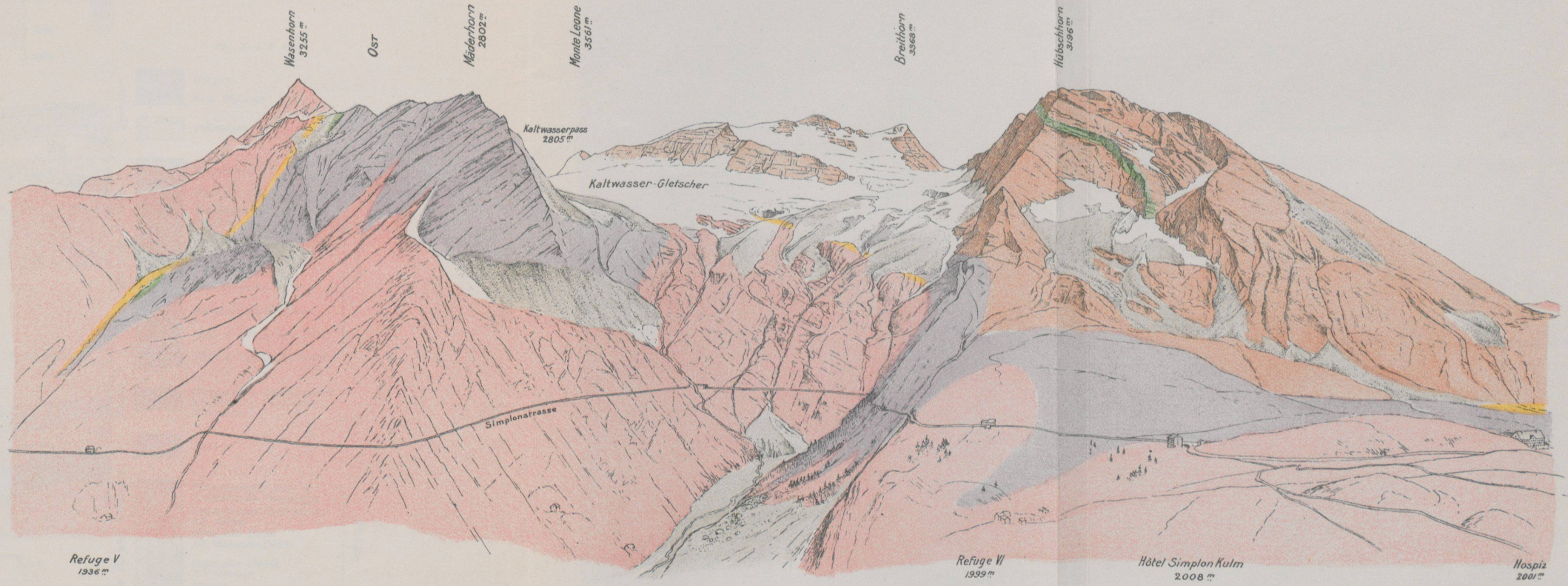
- Pliocaen
- Jura (Schistes lustrés)
- Grünschiefer der Schist. lust.
- Trias u. Perm
- Carbon
- Porphyr von Val Sesia
- Glimmerschiefer etc. (Berisal, St Bernhard, Lebendun)
- Sericitgneisse (Gotthard-Aar-Montblanc-Massiv)
- Orthogneisse (Antigorio, Leone, Mte Rosa, Sesia)
- Stronagneiss
- Granit der Zone von Bareno
- Syenit von Biella
- Amphibolite von Ivrea
- Arollagneiss
- Arkesin
- Gabbro im Arollagneiss
- Granit von Verampio Mte Rosa u. Valsesine
- Protogin

C. Schmidt
Juli 1905.



nach Phot. gez. M. Oser.

C. Schmidt & H. Preiswerk
Febr. 1905.



C. Schmidt & H. Preiswerk.
Febr. 1905

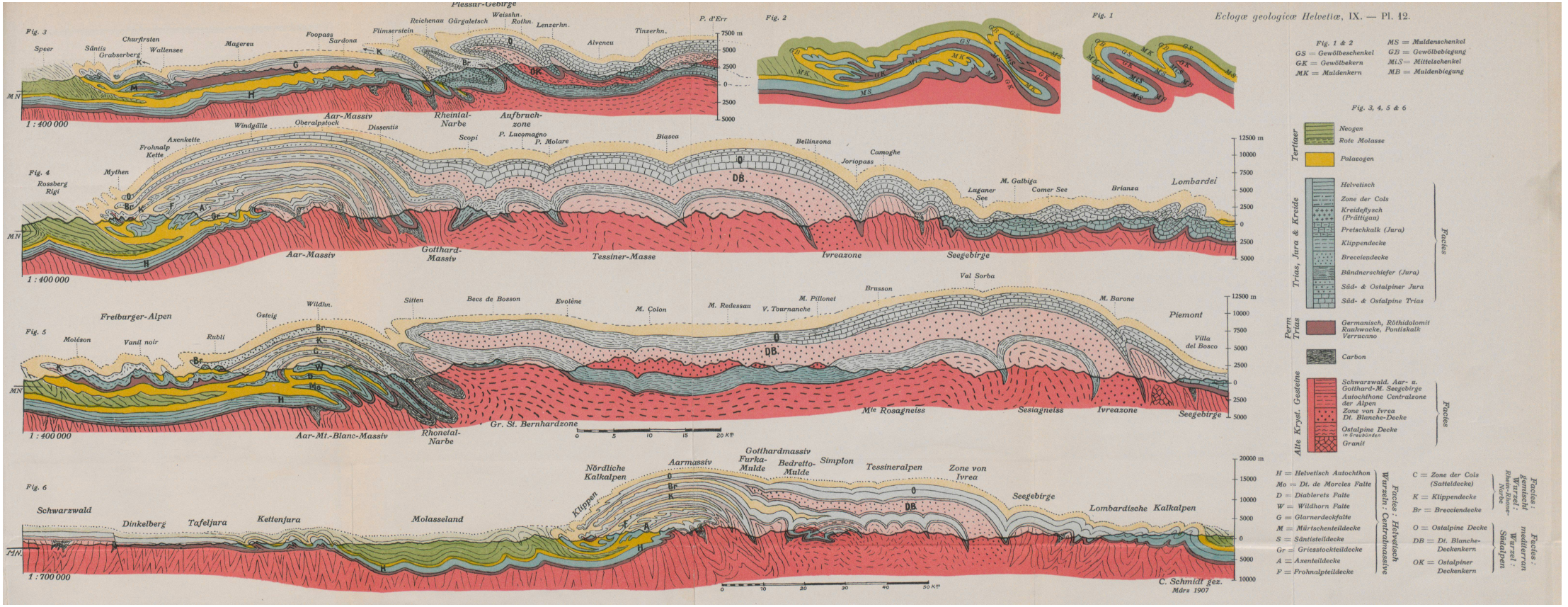


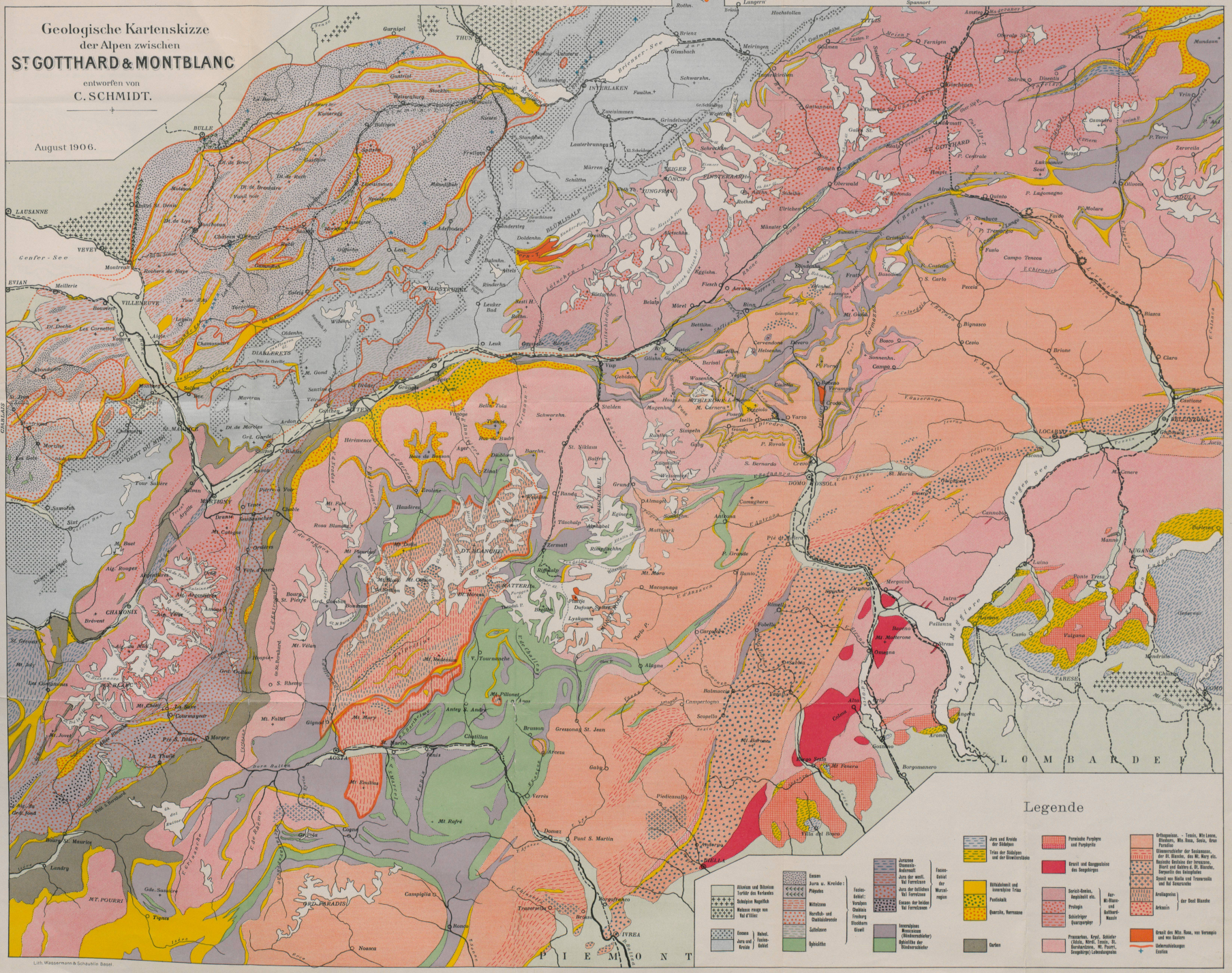
Fig. 3
Plessur-Gebirge
P. d'Err
Speer
Säntis
Grabserberg
Churfirsten
Wallensee
Magereu
Foopass
Sardona
Flimserstein
Reichenau
Gürgaletsch
Weisshn.
Rothn.
Lenzerhn.
Alveneu
Tinzerhn.
7500 m
5000
2500
0
2500
5000
1 : 400 000
Aar-Massiv
Rheintal-Narbe
Aufbruch-zone
Fig. 2
Fig. 1
Fig. 4
Windgälle
Oberalpstock
Dissentis
Axenkette
Frohnalp Kette
Mythen
Rossberg
Rigi
Scopi
P. Lucomagno
P. Molare
Biasca
Bellinzona
Camoghe
Joriopass
Luganer See
M. Galbiga
Comer See
Brianza
Lombardei
12500 m
10000
7500
5000
2500
0
2500
5000
1 : 400 000
Aar-Massiv
Gotthard-Massiv
Tessiner-Masse
Ivreazone
Seegebirge
Fig. 5
Freiburger-Alpen
Moléson
Vanil noir
Rubli
Gsteig
Wildhn.
Sitten
Becs de Bosson
Evolène
M. Colon
M. Redessau
V. Tournanche
M. Pillonet
Brusson
Val Sorba
M. Barone
Piemont
Villa del Bosco
12500 m
10000
7500
5000
2500
0
2500
5000
1 : 400 000
Aar-Mt.-Blanc-Massiv
Rhonetal-Narbe
Gr. St. Bernhardzone
Mte Rosagneiss
Sesiagneiss
Ivreazone
Seegebirge
0 5 10 15 20 Kms
Fig. 6
Schwarzwald
Dinkelberg
Tafeljura
Kettenjura
Molasseland
Nördliche Kalkalpen
Klippen
Aarmassiv
Gotthardmassiv
Furka-Mulde
Bedretto-Mulde
Simplon
Tessineralpen
Zone von Ivrea
Seegebirge
Lombardische Kalkalpen
20000 m
15000
10000
5000
0
5000
10000
1 : 700 000
0 10 20 30 40 50 Kms
C. Schmidt gez.
März 1907
Fig. 1 & 2
GS = Gewölbeschenkel
GK = Gewölbekern
MK = Muldenkern
MS = Muldenschenkel
GB = Gewölbebiegung
MiS = Mittelschenkel
MB = Muldenbiegung
Fig. 3, 4, 5 & 6
Tertiär
Neogen
Rote Molasse
Palaeogen
Trias, Jura & Kreide
Facies
Helvetisch
Zone der Cols
Kreideflysch (Prättigau)
Pretschkalk (Jura)
Klippendecke
Brecciendecke
Bündnerschiefer (Jura)
Süd- & Ostalpiner Jura
Süd- & Ostalpine Trias
Perm Trias
Germanisch, Röthidolomit Rauhwacke, Pontiskalk Verrucano
Carbon
Alte Kryst. Gesteine
Facies
Schwarzwald. Aar- u. Gotthard-M. Seegebirge
Autochthone Centralzone der Alpen
Zone von Ivrea
Dt. Blanche-Decke
Ostalpine Decke in Graubünden
Granit
H = Helvetisch Autochthon
Mo = Dt. de Morcles Falte
D = Diablerets Falte
W = Wildhorn Falte
G = Glarnerdeckfalte
M = Mürtschenteildecke
S = Säntisteildecke
Gr = Griesstockteildecke
A = Axenteildecke
F = Frohnalpteildecke
Facies: Helvetisch Wurzeln: Centralmassive
C = Zone der Cols (Satteldecke)
K = Klippendecke
Br = Brecciendecke
O = Ostalpine Decke
DB = Dt. Blanche-Deckenkern
OK = Ostalpiner Deckenkern
Facies: sämtlich Wurzel: Rhein-Rhone-Norbe
Facies: mediterran Wurzel: Südalpen

Geologische Kartenskizze der Alpen zwischen St. GOTTHARD & MONTBLANC

entworfen von

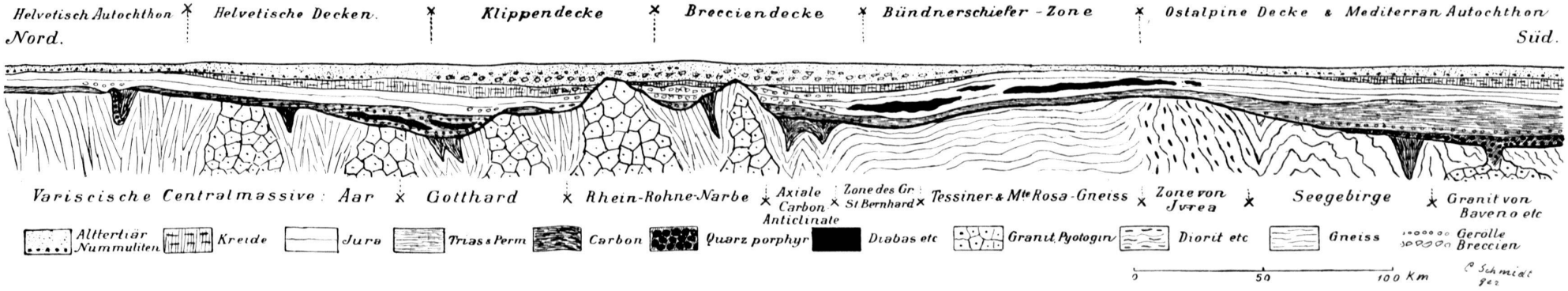
C. SCHMIDT.

August 1906.

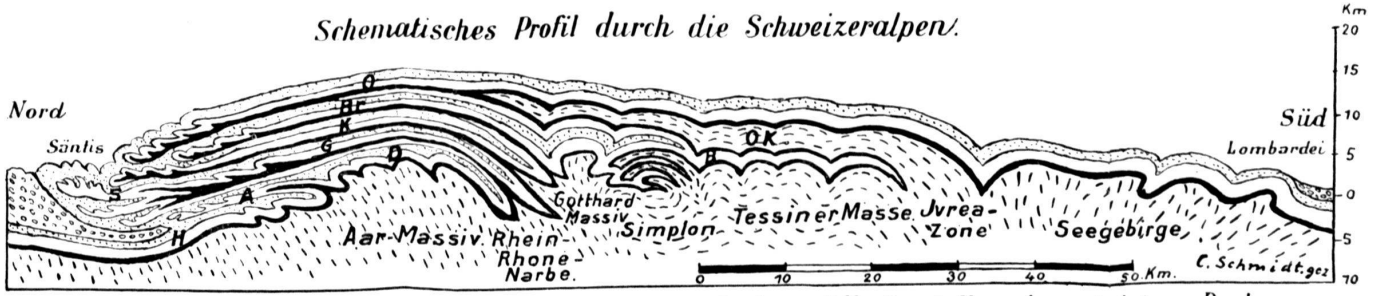


Das Gebiet der mittleren Schweizeralpen vor der jungtertiären Hauptfaltung.

Facies der Sedimente:



Schematisches Profil durch die Schweizeralpen.



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

Molasse · Alttertiär · Kreide, Jura & Alpine Trias · Trias & Perm · Gneiss, Granit etc.

Berichtigungen.

Zu : C. Schmidt, *Ueber die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen.* — Ecl. geol. Helv., N° 4, X, p. 484-584.

S. 490	Fussnote	liess	Taf. 7	statt	Taf. 6.
491	3te Zeile von oben	»	Taf. 9 Fig. 1	»	8.
495	4te Zeile von oben	»	Taf. 7	»	Taf. 4.
504	16te Zeile von unten	»	Taf. 8	»	Taf. 9.
513	19te/20ste Zeile von unten	»	Untersuchungen	»	Unternehmungen.
516	8te Zeile von oben	»	desselben	»	derselben.
518	10te Zeile von unten	»	wie die spezifische	»	wie spezifische.
519	8te Zeile von unten	»	Staurolith etc.	»	Staurolith etc.[2].
519	3te Zeile von unten	»	F. Becke[3]	»	F. Becke.
520	19te Zeile von oben	»	Gargellen	»	Gerzellen.
530	13te Zeile von oben	»	Fig. 1	»	Fig. 6.
532	Fussnote	»	descritt.	»	describt.
545	Fussnote	»	place	»	glace.
547	11te Zeile von unten	»	Taf. 13	»	Taf. 12.
548	2te Zeile von unten	»	Taf. 9	»	Taf. 6.
550	10te Zeile von unten	»	Taf. 13	»	Taf. 10.
551	3te Zeile von unten	»	Taf. 9	»	Taf. 8.
556	20ste Zeile von unten	»	N° 6 p. 522	»	N° 6.
557	16te Zeile von unten	»	Taf. 9	»	Taf. 8.
563	9te Zeile von unten	»	erhoben	»	gehoben war.
565	2te/3te Zeile von oben	»	Ausdehnung	»	Auffassung.
567	19te Zeile von oben	»	Callovien	»	Collovien.
571	11te Zeile von unten	»	herandrängt	»	herangedrängt.
571	1ste Zeile von unten	»	der Mittelschenkel	»	Mittelschenkel.
572	11te Zeile von oben	»	aufliegende	»	aufliegenden.
576	15te Zeile von oben	»	Ortlergebietes	»	Orltergebietes.
577	3te/4te Zeile von oben	»	Taf. 14	»	Taf. 14 Fig. 2.
577	14te Zeile von unten	»	emporstechende	»	emporstehende.
581	6te Zeile von oben	»	nahe dem	»	nahe an dem.
581	9te Zeile von oben	»	Hineingreifen	»	Hingreifen.
582	8te Zeile von unten	»	Mit den Skizzen von Taf. 14	»	Mit der Skizze von Fig. 2 Taf. 14.
583	3te Zeile von unten	»	1893	»	1903.