

Das Gebiet des Simplon

Objektyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **9 (1906-1907)**

Heft 4

PDF erstellt am: **13.07.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

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 Bedrettetal;
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 Walliser Alpen, 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 Sedimente¹ (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 Anschauung². 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 weitem 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. géol. helv.*, vol. IV, Nr. 5, 1895.

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 Tessiner Alpen sowohl als auch die westlichen Walliser Alpen bis zur oberitalienischen Ebene gleichzeitig untersuchen und endlich erkennen wir, dass der Gebirgsbau im Süden der Rhein-Rhone-Linie 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 Bedrettal, 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, Tessiner-gneisse, 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 Schiefeln. 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 archaischer Gneisse durchquert: 1. Bedrettoschiefer, 2. Eistengneiss, 3. Eistenmulde, 4. Gantergneiss, 5. Gantermulde, 6. Berisalgneisse, 7. Schiefer am Südrand des Wasenhorns und in der Ostwand des Monte Leone, 8. Monte

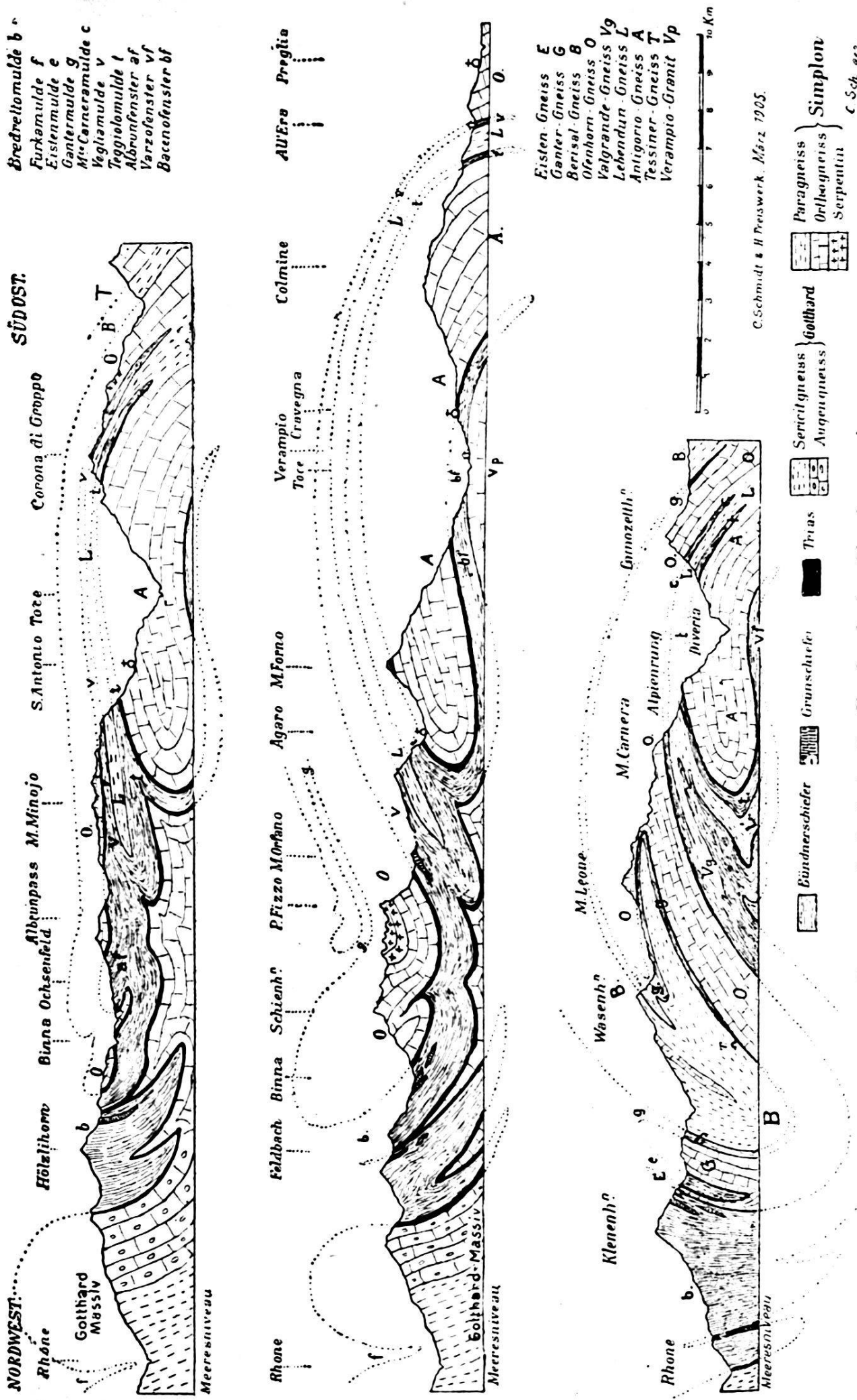


FIG. 2. — Geologische Profile durch das Simplonmassiv.

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 Gneissen¹. 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. Andererseits 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 Schiefen 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 Schiefen 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 « Verampioigneiss » zu Tage tritt. (Vergl. Taf. 7 und 8.)

Es ist unverkennbar, dass in dem Gebirge zwischen Simplon und Tessental 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 <u>Varzo-Bacenomulde</u> | 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 andererseits 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 hat¹. 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 Klintonit-schiefer in 60 M. Mächtigkeit, die wohl als synklinal gestellte 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 « Eisen-gneiss ») und dann die darauffolgenden, bis zum Gantergneiss bei Km. 4,08 sich erstreckenden Kalkschiefer mit beiderseitigem Marmor als neue Schiefermulde (als « Eisenmulde ») 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, Hornblende-schiefer, 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, grob-späthiger 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 Vaclusequellen 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 Grenz-marmor 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 inauguriert, 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.

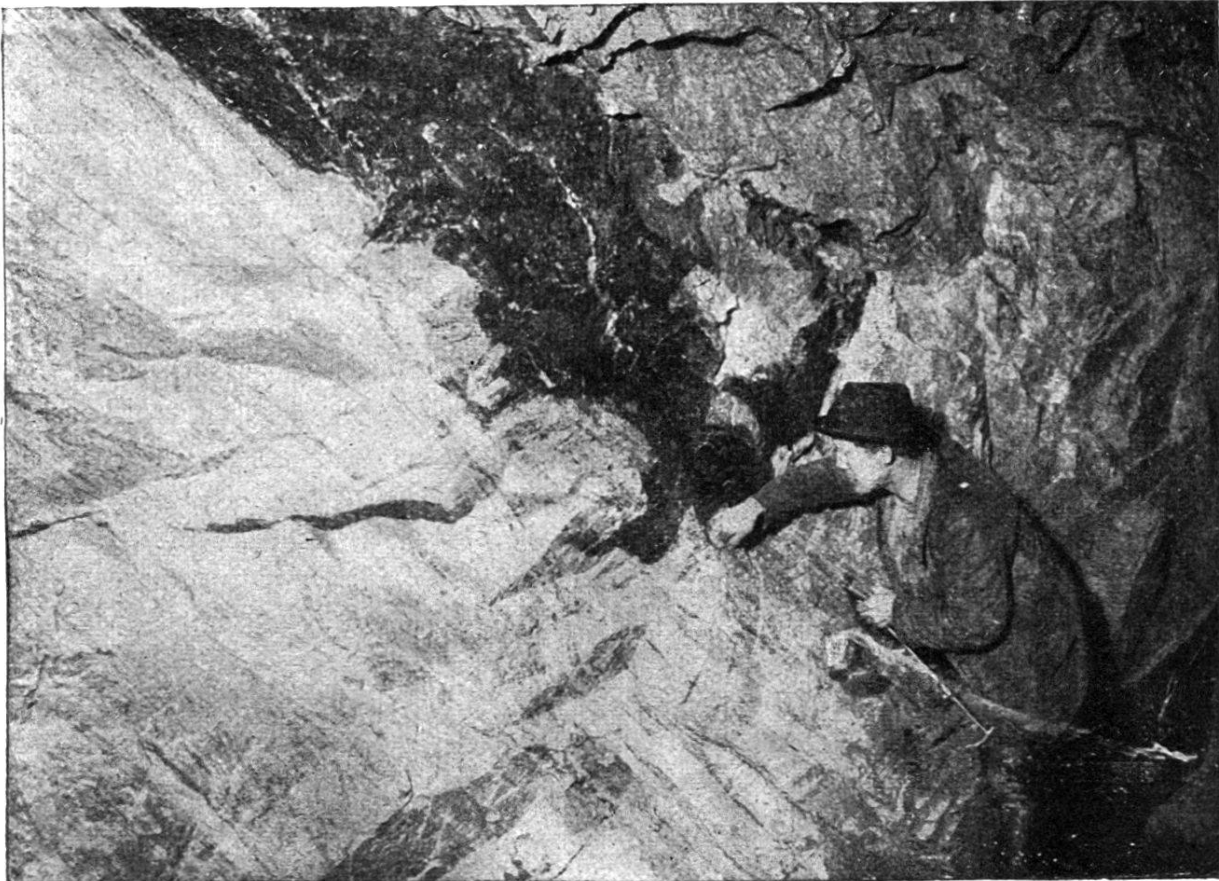
M. LUGEON¹ hat zuerst gegen diese Auffassung opponiert, indem er vor allem die supponierten südwärts gerichteten Gneissantiklinalen mit Recht nicht anerkannt hat. Sowohl H. SCHARDT als ich selbst sind dazu gelangt, dieser Grundanschauung von M. Lugeon beizupflichten; auf die Differenzpunkte, welche die 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. Sühle, Ing.

FIG. 3. — Kontakt von Antigorio-Gneiss mit Triasmarmer 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 Antigorialtal erodiert wäre. Die auf Fig. 2, Taf. 7 dargestellte Mulde süd-

lich ob Iselle andererseits wäre eine neue von der hangenden Bündnerschieferdecke ausgehende, zur Teggiolomulde (11.) spiegelbildlich gestellte Schiefersynklinale. Somit wurden diese beiderseits des Divedrotals 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 Gewölberkerne 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 bergwärts gerichtet hat¹. Ähnlich 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 bergwärts 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 Schiefen 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 Schiefen verfalltet 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 Schiefen 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 (Lebungneiss 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 würden¹.

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 Lebungneiss [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, No 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. SCHARDT¹ 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 Falten-system 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 Gebirgsschollen, 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*, 4^e serie, t. I, p. 814) vorerst nur von aufeinander liegenden, nach Norden übergelegten Gneissantiklinalen spricht, deren Wurzeln unmittelbar südlich der Divergia 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 commencent 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. SUSS 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. HEIM¹, 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 andererseits, 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 wollen².

Die elementare Frage, die uns überall im Gebiet entgegentritt, lautet: Ist ein vorliegendes krystallin entwickeltes Schiefergestein den mesozoischen oder den archaischen 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 (dinarische) 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 zuzuzählen¹? 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. Andererseits 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 enthalten², 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 archaischer, 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 sind³.

Die obere Stufe dieser inneralpinen, mesozoischen Sedimente (*schistes lustrés*) rechnet man summarisch zur Juraformation, die untere wird der Trias zugezählt. Jurasische 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 hochkrystallinen 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 Schiefen, meist begleitet von Gesteinen, die wir den « jurassischen » Schiefen 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 Bildung¹, 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 gefunden². 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 Alpen, 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 kohligter 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 zone 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 Peridotite¹. (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 Schiefen 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 (Fibbiagranit¹) 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 SiO₂-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 Antigoriental verfolgt wird. Der Hauptmasse nach sind es dünn-schichtige, biotitreiche Gneisse. Mehr massive, 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 $1\frac{1}{2}$ 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 Schiefen 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 jungarchaischer krystalliner Schiefer. Es sind vorherrschend granatführende Glimmerschiefer, Biotitserizitschiefer, dünnbankige Muskovitgneisse, schiefrige, granathaltige Biotitgneisse mit in ihrer Mächtigkeit wechselnden, zonenartig sich einlagernden Hornblendeschiefen. 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. Valgrandgneiss 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 Visperthal 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 hierbei um Sein oder Nichtsein von Kontaktmetamorphose handelt, womit untrennbar verknüpft ist die Frage nach dem Alter von alpinen Gneissen und Protoginen.

Im Jahre 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 prä-mesozoische 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 archaischer 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. SALOMON¹ 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. SAUER¹ 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. Andererseits 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 Haslitaales einerseits kontaktmetamorphe, in Eruptivgesteine eingeschlossene Schollen prämesozoischer Sedimente, andererseits mechanisch eingeschlossene, dynamometamorph veränderte Jurakalke anzunehmen. — Durchaus zutreffend sind hingegen die Anschauungen, die neuerdings A. SAUER² über die Gneisschülle des Aarmassivprotogines hinsichtlich deren Aequivalenz mit den Schwarzwaldgneissen äussert.

H. BÖCKH und FR. SCHAFFERZIK³ 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 Porphyry 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, andererseits im Oberen Dogger Rollstücke von Porphyry sich finden, haben die beiden ungarischen Kollegen zu ihrem Bedauern nicht besuchen können.

Sehr weitgehend sind die Behauptungen von E. WEINSCHENK. E. WEINSCHENK⁴ 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 Közöny*, 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. LINDEMANN¹ 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 Schiefen und mannigfaltigen Mischgesteinen vor, welche den Kontakthof des Granites von Gondo zusammensetzen. « Ich kann hier nur kurz auf die weitem ausführlichen Darlegungen von E. WEINSCHENK² 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 voluntas.*

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 veröffentlicht³. Nach G. KLEMM sind Gotthardprotogin und Tessinergneiss identisch; beides sind intrusive Granite, die auch liasische Gesteine injiziert und kontaktmetamorph 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 Untersuchungen 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 Verucano-sandstein 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 sei¹. Geologisch ganz junge Granite sind in manchen Gegenden nachgewiesen und sind dem alpinen Gebirgssystem 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 Kataklyse 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. Ähnliche 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. TERMIER¹. TERMIER folgt dem Ideen- gang von M. BERTRAND², 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 archaischer 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 kontakmetamorph 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 Mikrobrecienstrukturen » 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 Schieferen 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 « archaischen » 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 Hilfsmittel 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 Kataklyse 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 Dynamometamorphose¹ 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*, 4^e 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 andererseits in der Gruppe des Faulhorns und an der kleinen Scheidegg im Berner Oberland sich finden und charakteristischer Weise haben diese Schiefer als übergeschobene Massen, der « Tiefen helvetischen Decke » angehörend, ihre Heimat an der Südabdachung des Aarmassivs¹.

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 Schiefen in der Zone zwischen den Visper-tälern im Wallis und dem Peterstal in Graubünden². 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, Dipyrr, Staurolith etc.³, 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 Unteren 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 Schiefen, 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 Silvretagneisse 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 Liegenden¹. 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 Schiefern¹. 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. BECKE² vertritt, der ebenso wie WEINSCHENK im Zentralgneiss eine posttriadische granitische Intrusivmasse erblickt.

II. Die Tektonik der Walliser Alpen.

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 Walliser Alpen³. 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 hindurchwinden⁴. 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*. 4^e 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. géol. de France*, 4^e 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.