Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 13 (1914-1915)

Heft: 4

Artikel: Geologie des Gebietes zwischen Lago Maggiore und Melezza (Centovalli)

Autor: Radeff, Wassil G.

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-157452

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: 10.12.2025

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

Geologie des Gebietes

zwischen Lago Maggiore und Melezza (Centovalli).

Von Wassil G. Radeff.

Mit zwei Tafeln und acht Textfiguren.

VORBEMERKUNG

Die vorliegende Arbeit ist auf Anregung meines hochverehrten Lehrers, Herrn Professor Dr. A. Heim, entstanden. Heim waren die Marmore von Olocaro bekannt. Er nahm hier eine Mulde an, welche er « die Mulde von Locarno » bezeichnete. Diese Mulde zu erforschen, war meine ursprüngliche Aufgabe. Ich verfolgte die Marmore bis schweizerisch-italienische Grenze, besah mir auch die sie begleitenden Gesteinsarten, ohne jedoch zu einem befriedigenden, positiven Resultate kommen zu können. Eine Tour von Centovalli über Gridone zum Lago Maggiore brachte jedoch so viel des Interessanten, dass ich mich entschloss, mir das Studium des ganzen Gebietes, zwischen Lago Maggiore und Melezza, zur Aufgabe zu machen.

Die Ergebnisse dieser Arbeit sind solche des Studiums im Gebiete selbst, sowie einer grösseren Reihe von Dünnschliffen. Zwei Analysen, hergestellt von Fräulein Dr. L. Hezner, im chemisch-petrographischen Laboratorium der Eidgenössischen Tecknischen Hochschule sollen das Petrographische dieser Arbeit abrunden.

Bei der Herstellung der beigegebenen geologischen Karte, habe ich mir Mühe gegeben, möglichst genau die im Gebiete vorkommenden Gesteinsarten einzutragen. Da manche der Gesteinsschichten oft eine sehr geringe Mächtigkeit besitzen und doch nicht ausgelassen sein dürfen, so habe ich sie mit, mit dem Masstab der Karte nicht übereinstimmender Mächtigkeit eingetragen. Andere Gesteinsschichten geringer Mächtigkeit, aber verschiedener Gesteinsarten, welche vielfach innerhalb eines kleinen Raumes mit einander wechsellagern,

wie z. B. Amphibolitlagen und Gneisschichten am S-Rande der basischen Zone oder die Gesteinsschichten der Marmor-Zonen etc., habe ich auf der Karte mehr oder weniger symbolisiert, indem ich die Wechsellagerung mit der entsprechenden Farbe der Gesteinsarten andeutete, die Zonen hingegen mit einer einzigen Farbe eintrug.

Es sei mir hier gestattet, meinen hochverehrten Lehrern, Herrn Professor Dr. A. Heim und seinem Nachfolger, Herrn Professor Dr. H. Schardt für das Interesse, das sie für meine Arbeit gezeigt, meinen verbindlichsten Dank auszusprechen.

Meinen herzlichsten Dank auch den Familien Alliata und Bazzi in Locarno, welche mir während meines Aufenthaltes in der Gegend in entgegenkommender Weise das Arbeiten erleichterten.

Zürich, April 1914.

I. TOPOGRAPHISCHE UEBERSICHT

Das Gebiet, das in der vorliegenden Arbeit zur Besprechung kommt, liegt im südwestlichsten Zipfel des Kantons Tessin, es beginnt im Osten bei Losone-Ascona und erstreckt sich von da aus nach Westen bis zur schweizerisch-italienischen Grenze. Es bildet den Teil der Tessiner Gruppe der Alpen, welcher vom Lago Maggiore einerseits, der Melezza anderseits begrenzt wird.

In seinem östlichsten Teile wird das Gebiet von einer Hügellandschaft eingenommen, welche durch das Längstälchen Valle (in seinem obern Teil Val Brima genannt) in einen nördlichen und einen südlichen Teil zerlegt wird. Der nördliche Teil findet seinen Ausdruck in den Hügeln Barbescio (463 m) und Maja (476 m), zu welchen sich noch eine Anzahl von Hügeln gesellen, von denen keiner die Höhe von 400 m erreicht. Durch den Ruino (518 m) steht diese Landschaft mit dem im Westen liegenden Gebirge in Verbindung. Südlich des Längstälchens « Valle » liegt die Höhe Gratena (452 m) und die Höhe bei Belladrume (488 m). Die Verbindung mit dem westlichen liegendem höhern Gebirge, wie im Norden, ist hier weniger deutlich ; zwei kleine Bacheinschnitte treten trennend auf.

Gleich hinter dieser Hügellandschaft steigt des Gelände mit

ziemlich steiler Böschung (durchschnittlich 21°) aufwärts, so dass bei Saltie (im Norden) 1189 m und bei Corona dei Pinci (im Süden) 1296 m erreicht werden.

Eine Anzahl von Längstälern — Val Brima, Val Suolo, Valle della Terra-vecchia — zu denen noch zwei kleine Bacheinschnitte treten, der eine im SO von Dorca, der andere sudöstlich von Colmona) gliedern das ganze in einen südlichen und in einen nördlichen Höhenzug. Der erstere beginnt mit der schon erwähnten Corona dei Pinci und trägt nach WSW streichend folgende Höhen : Casone (bei Alpe Casone) 1384 m, Pizzo Leone 1665 m, Costone (Lenzuoli). Letzterer zeigt eine Reihe von Zacken, die nach Westen zu ständig an Höhe zunehmen : 1740 m, 1830 m, 1882 m, 1883 m, 1912 m, 1952 m, 1964 m. Nach diesen Höhen bricht der Grat des Zuges ab, wird aber mit dem westlich liegenden Gridone in Verbindung gesetzt durch einen nach Norden geöffneten Bogen, der das oberste Val Bordei umschliesst. Er steigt zunächst bis 2017 m, Alpe d'Arolgia, fällt darauf bis 1957 m. und erreicht gegenüber Alpe d'Aroglia 2146 m. Beim Gridone (Limidario), 2190,5 m, gabelt sich der Zug in zwei Teile, von denen der eine nach SSO streicht und bis zum obersten Valmara die Grenze zwischen der Schweiz und Italien bildet. Es sind in ihm folgende Höhen zu verzeichnen :

2146 m (schon erwähnt), 2142 m, 1974 m, 1634 m. Der andere Teil der Gabelung zieht nach WSW und besteht aus dem Grat des Gridone, der ebenfalls als Grenze gegen Italien auftritt und dessen durchschnittliche Höhe ungefähr 2110 m beträgt.

Der nördliche Zug (vergl. S. 2) ist niedriger als der südliche und macht einen weniger selbständigen Eindruck dadurch, dass er durch die Quertäler von Remagliasco, Cadalone, Bordei, Capolo in Abschnitte zerlegt wird, von denen jeder seinerseits von dem südlichen Zug nur durch flache Mulden getrennt erscheint. Dieser nördliche Zug findet seinen Ausdruck in folgenden Abschnitten :

1. Saltie (im Osten) 1189 m; 2. Dorca 1033 m; 3. Monti 1068 m, mit Rasa 1039 m. Bei Rasa bricht dieser Zug ab und verliert sich in den Terrassen von Palagnedra und Moneto. Durch die obengenannten Quertäler werden im westlichen Teil des südlichen Zuges — und zwar nach Norden zu — Querrücken und Grate gebildet. An seiner Südseite erscheint der Zug von Bächen mehr oder weniger tief durchfurcht.

II. PETROGRAPHISCHE UEBERSICHT

Die in dem oben skizzierten Gebiet vorkommenden Gesteine sind : Injektionsgneise mit Pegmatit- resp. Quarz-Lagern, Amphibolite, Peridotit und Serpentin, Marmore, Gips, Glimmerquarzite, Quartäre Bildungen.

Diese Gesteine treten in Zonen auf, deren Verteilung von Norden nach Süden die folgende ist :

1. **Melezza-Zone** (erste Gneiszone).

Sie beginnt schon nördlich der Melezza und reicht südlich bis zur ersten Marmorzone — Val di Suolo — Dorca. Charakteristisch für diese, sowie für alle noch zu erwähnenden Gneiszonen, sind erstens die Amphibolitlagen, durch welche diese Zonen in Schichtenkomplexe verschiedener Mächtigkeit geteilt werden und zweitens die Pegmatit-Lager, Linsen, Gänge, welche in diesen Gneisen auftreten. Die Mächtigkeit dieser Zone innerhalb des Gebietes beträgt im Mittel 1800 m. Es folgt die

2. **Suolo-Dorca-Zone** (erste Marmorzone).

Diese, sowie alle andern Marmorzonen des Gebietes, bestehen aus mehreren Marmorschichten, welche meistens von Amphibolitlagen begleitet werden, neben denen auch dünnschiefrige Gneise auftreten. Die Mächtigkeit aller Marmorzonen ist eine relativ geringe und ungleichmässige; sie schwankt zwischen 0 bis 100 m. Die Marmorzonen erscheinen deshalb als langgestreckte flachgedrückte Linsen. Die erste dieser Zonen weist ihre grösste Mächtigkeit von etwa 60 m an der Stelle auf, wo Suolobach und Remagliasca sich vereinigen. Der Suolo-Dorca-Zone folgt die

3. **Remo-Zone** (zweite Gneiszone), welche sich von der ersten Gneiszone einerseits dadurch unterscheidet, dass sie fast keine Amphibolitlagen einschliesst, (nur wenige unscheinbare, schmale, flachgedrückte Linsen), anderseits durch das geringe Auftreten von Pegmatit-Lagern etc. Sie schliesst auf beiden Seiten mit Amphibolit ab und weist die Mächtigkeit von 200 bis 250 m auf.

4. Nun folgt eine Zone, die als **Marmor-Glimmerquarzit-Zone** bezeichnet werden soll. Ihr Nordrand wird von wechsellagernden Marmor- und Glimmerquarzitschichten, zu welchen sich stellenweise auch etwas Gips einstellt, eingenommen, ihre Mitte von Glimmerquarziten und ihr Südrand von Marmor und Amphibolit ; mit diesen schliesst sie nach dieser Seite hin ab. Die Zone beginnt (im Profil) bei Olocaro (im

Norden), endet ungefähr bei Casone (im Süden) und weist zwischen den genannten Orten ihre grösste Mächtigkeit von annähernd 800 m auf. Nach Osten, sowie nach Westen wird ihre Mächtigkeit geringer, wodurch sie die Form einer langgestreckten Linse annimmt. Ihr schliesst sich die

5. **Pizzo Leone-Zone** (dritte Gneiszone) an.

Diese ist in ihrer Mitte etwa 250 m mächtig; nach Osten wird sie aber allmählich schmäler, um, vielleicht schon vor Locarno, auszukeilen. Zwischen den Gneisen treten Amphibolitlagen auf. Diese dritte Gneiszone ist von der weiter folgenden Zone der basischen Gesteine durch eine weitere

6. Zweite **Marmorzone, Cortugna-Zone,** getrennt, welche nur streckenweise anzutreffen ist und ihre grösste Mächtigkeit, 20 bis 25 m im Valle di Capolo besitzt.

7. Die **basische Zone** besteht hauptsächlich aus Amphibolit, zu welchem sich, an ihrem westlichen Nordrand, peridotitisches Gestein einstellt. Ausser diesen Gesteinen treten, besonders am Südrand der Zone, Gneisschichten sowie etwas Pegmatit auf; der äusserste Südrand besteht hauptsächlich aus Gneis. Die Zone schliesst mit Amphibolit ab und weist im Mittel die Mächtigkeit von 1000 m auf. Die basische Zone ist von der

9. **Brissago-Zone** (vierte Gneiszone) durch die im Mittel 70 m mächtige

8. **Ascona-Gridone-Zone** (dritte Marmorzone) getrennt. Die vierte Gneiszone zeichnet sich durch reichlicheres Auftreten von Amphibolitlagen aus. Sie nimmt das ganze übrige Gebiet, südlich der Linie Ascona-Gridone ein und besitzt die Mächtigkeit von ungefähr 3000 m.

III. GESTEINSBESCHREIBUNGEN

A. **Die Injektionsgneise.**

Es ist nicht schwer zu erkennen, dass die Gesteine derjenigen Zonen, welche oben als Gneiszonen bezeichnet wurden, Injektionsgneise sind. Dies gilt besonders für die Melezza- und die Brissago-Zone, bei welchen Pegmatit resp. Quarz-Lager, Linsen-Gänge grosse Verbreitung haben. Man findet in diesen Zonen oft Partien, welche durch nachträglichen Gebirgsdruck wenig beeinflusst wurden, wodurch eine Verschiebung an den Berührungsflächen zwischen Gneis und Pegmatit nicht stattfand. An solchen kann man stets die Pegmatitapophysen in

den Gneis eindringen sehen. Etwas schwieriger ist diese Feststellung bei der Remo- und der Pizzo Leone-Zone, bei welchen der genannte Zusammenhang zwischen Pegmatit und Gneis durch nachträgliche Pression gänzlich verwischt wurde. Jedoch das Auftreten von Pegmatit- und Quarz-Lagern etc., ferner die texturellen und strukturellen Verhältnisse, sowie die Mineralzusammensetzung dieser Gneise bürgen dafür, dass man sie ebenfalls als Injektionsgneise bezeichnen kann.

Bei den Injektionsgneisen herrscht grosse Manigfaltigkeit, welche hauptsächlich auf folgende Momente zurückzuführen ist:

1. die ungleichmässige Intensität der Injektion,
2. die wechselnde Qualität des injizierten Materials,
3. die ebenfalls nicht immer gleiche Natur des ursprünglichen Sedimentes.

Im Allgemeinen sind die Injektionsgneise lichtgraue, bis graubraune, fein-, meist mittel- bis grobkörnige Gesteine. Ihre typische Textur ist die Lagentextur, welche jedoch oft durch Uebergänge in die massige oder in die lentikulare umschlägt. Kristallisationsschieferung ist ebenfalls weit verbreitet, besonders in den Partien schwächerer Injektion; sie tritt oft mit der Lagentextur in Kombinationen oder geht in diese über. Durch nachträglichen Druck sind weiter die genannten Texturen zum Teil oder ganz von der mechanisch-schiefrigen ersetzt. Es kommen homöoblastische, sowie heteroblastische Strukturen vor. Von den homöoblastischen sind zu nennen die granoblastischen und die lepidoblastischen, sowie ihre Kombinationen. Die heteroblastischen Strukturen finden ihren Ausdruck in den porphyroblastischen und klastoporphyrischen. In Verbindung mit allen genannten Strukturen stehen die myrmekitische und die Siebstruktur, von welchen besonders die erstere eine grosse Verbreitung besitzt.

Der Mineralbestand der Injektionsgneise ist: Quarz, Orthoklas, Mikroklin, saure Plagioklase (Albit-Andesin), Muskowit, Biotit, Chlorit, Hornblende, Zoisit, Epidot, Sillimanit, Staurolith, Granat, Turmalin, Apatit, Magnetit, Pyrit, Zirkon, Titanit, Rutil, Graphit.

Diese Mineralien kommen allerdings bei keiner der Gneisschichten zusammen vor. Je nachdem, welche von ihnen zusammentreten und je nach den Mengenverhältnissen der zusammentretenden Mineralien entstehen verschiedene Typen.

Der **Quarz** ist ein durchgehender Hauptkomponent. Er kommt vor:

1. In isometrischen oder länglichen Körnern, deren Kanten abgerundet sind, vermengt mit den übrigen Komponenten.
2. Lagenbildend, allein oder in Begleitung von Feldspäten. Eine Quarzlage besteht ebenfalls aus Körnern, jedoch besitzen diese eine sehr gewundene Umrisslinie und greifen stark verzahnt ineinander.
3. In myrmekitischer Verwachsung mit den Feldspäten.
4. Als Einschluss in den Feldspäten, im Granat, Staurolit und zuweilen auch im Muskowit, als runde, ovale, kommaartige oder sonst geformte, buchtige Körner.

Die Art des Auftretens der Feldspäte ist derjenigen des Qnarzes ähnlich; xenomorphe Körner mit den übrigen Komponenten vermengt oder in Lagen neben dem Quarz. Orthoklas und Mikroklin sind durch die Verwitterung meist trüb. Frische Körner zeigen geringere Lichtbrechung, als diejenigen des Quarzes. In einer Reihe von Dünnschliffen war nur bei drei Körnern, mit Orientierung (010), welche auch einige Spaltrisse besassen, die Auslöschungsschiefe von 2 bis 5° a/a festzustellen. Der Mikroklin ist an seiner Gitterstruktur leicht kenntlich und hat eine ziemlich grosse Verbreitung, besonders in den Gneisen höherer Injektion.

Die **Plagioklase** sind, nach ihrer Lichtbrechung gegenüber dem Quarz und gegenüber einander zu urteilen, durch die sauern Glieder der Reihe vertreten. Eine genauere Bestimmung ist wegen der weitverbreiteten, undulösen Auslöschung unmöglich.

Die Feldspäte sind nicht immer als Hauptgemengteile vorhanden; sie treten auch als Uebergemengteile auf. Das Mengenverhältnis zwischen Kalifeldspat und Plagioklas ist ein schwankendes.

Der **Biotit** ist neben dem Quarz der zweitwichtigste Hauptgemengteil. Er fehlt fast keiner der Gneisvarietäten. Zuweilen ist er durch Chlorit ersetzt und nur lokal wird er zum Uebergemengteil. Er tritt in Lagen, meist aber zerstreut und vermengt mit den übrigen Komponenten auf, jedoch fast immer ausserhalb einer Quarz- resp. Quarz-Feldspatlage. Er ist stets xenomorph; sein Pleochroismus:

c = b = lichtbraun, braun, tiefbraun, grünbraun,
a = strohgelb.

Der **Muskowit** kommt, abgesehen von den massigen Varietäten, fast immer in Lagen vor, welche die Quarz- resp. Quarz-Feldspatlagen begleiten, wobei er, dem Biotit gegenüber, als grobblättrig erscheint. Der Muskowit enthält gelegentlich Quarzeinschlüsse, deren Form derjenigen der Quarzeinschlüsse in den Feldspäten gleicht.

Bei der Besprechung der Texturen wurde erwähnt, dass Kristallisationsschieferung und Lagentextur in Kombination neben einander auftreten. Nun findet diese Kombination in folgender Anordnung der Komponenten Ausdruck: Beginnt man mit einer Quarz- resp. Quarzfeldspatlage, so folgt ihr eine solche aus verhältnismässig grobblättrigem Muskowit nach. In diesen zwei Lagen findet die Lagentextur ihren Ausdruck. Es folgt als Drittes eine mehr oder weniger schmale Gesteinspartie, welche durch Kristallisationsschieferung ausgezeichnet ist. Diese Gesteinspartie besteht im Wesentlichen aus untereinander vermengtem Quarz und Biotit, zu welchen sich Eisenerz, Graphit und untergeordnet Feldspäte gesellen. Auf diese Partie folgen erst wieder Muskowit, dann Quarzlagen. Aus dieser Anordnung der Gesteinskomponenten glaube ich schliessen zu können, dass die kristallisationsschiefrige Gesteinspartie, welche übrigens grosse Aehnlichkeit mit den im Gebiete vorkommenden Glimmerquarziten hat, den primären und die Muskowit-, Quarz- und Feldspatlagen den sekundären, injizierten Teil des Gesteins ausmachen.

Die **Hornblende** kommt in wenigen Gneisschichten der Remo-Zone vor. Sie ist leisten- bis fetzenförmig, von grüner oder grünbläulicher Farbe nach c und zeigt Auslöschungsschiefen $c/c = 20$ bis 23^0. Der Umstand, dass die Hornblende keine allgemeine Verbreitung hat und ihr Vorkommen nur auf einzelne Gneisschichten beschränkt ist; ferner, dass ihr Auftreten von einer starken Anreicherung an Epidotmineralien und an Titanit begleitet ist — was man sonst bei den Amphiboliten findet — lässt den Schluss zu, dass man es hier mit ursprünglichen Amphibolitlagen zu tun hat, deren Albit und Epidot aus den entmischten basischen Plagioklasen herrühren, deren Biotit durch Umwandlung aus der Hornblende entstanden ist und deren Quarz und Kalifeldspäte durch Injektion hineingekommen sind[1].

Die **Epidotmineralien** finden sonst, abgesehen von den eben genannten Gneisen, eine ziemlich weite Verbreitung, treten aber selten etwas angereichert auf.

Der **Sillimanit** scheint auf einige Gneisschichten am Nordrande der Brissagozone und auf die Gneise der basischen Zone beschränkt zu sein. Ich fand ihn in den Gneisen der obersten Valle di Bordei, südlich der Marmorzone « Ascona-Gridone, » sowie nördlich dieser Zone, in den Gneis-

[1] Siehe « Amphibolite. »

schichten zwischen den Amphiboliten. GRUBENMANN[2] fand ihn in einem biotitreichen Schiefer « unterhalb Ronco an der Landstrasse zwischen Ascona und Brissago, am Langensee, » darnach ebenfalls am Nordrande der Brissagozone. In den Gneisen der Brissago-Zone besitzt der Sillimanit nadelige Entwicklung. Die Nadeln treten meist viele zusammen in Büscheln oder in dünnen Lagen auf, ferner als Einschlüsse im Biotit und zuweilen im Quarz. Die Nadeln löschen gerade aus und der Charakter ihrer Hauptzone ist positiv. Der Sillimanit in den Gneisen der basischen Zone ist nicht nadelig, sondern nach der Umgrenzung von Schnitten nach (001), zu urteilen, stengelig bis etwas tafelig nach (110), allein, oder in Kombination mit dem (100). Schnitte nach (001) zeigen stets die Spaltbarkeit nach (100) und in konvergent polarisiertem Lichte ergeben sie ein zweiachsiges, kleinwinkliges, positives Interferenzbild. Die Lage der Achsenebene ist parallel den Spaltrissen. Der Sillimanit nimmt in diesen Gneisschichten die Stelle eines Hauptkomponenten ein und ihm zur Seite, ebenfalls als solcher, stehen Quarz und Biotit; untergeordnet bis fehlend sind die Feldspäte. Granat ist stets reichlich vorhanden.

Der **Staurolith** besitzt ein sehr untergeordnetes Vorkommen. Er wurde in einem einzigen Fall in einer Gneisschicht am Nordrand der Melezza-Zone, südlich Moneto (im Valle di Capolo) getroffen, jedoch nicht makroskopisch. Er ist meist zertrümmert und verschleppt. Trümmer die noch einige Leistenform aufweisen, lassen den positiven Charakter der Hauptzone erkennen, sowie die Absorbtion $\mathfrak{c} > \mathfrak{b} = \mathfrak{a}$, wobei $\mathfrak{c}$ = bräunlichgelb, $\mathfrak{b} = \mathfrak{a}$ = lichtgelblich bis farblos. Der Staurolith ist reich anQuarzeinschlüssen.

Ein häufiges Uebergemengteil stellt der **Turmalin** dar. Am häufigsten ist er in den Gneisen der Brissago- und der Pizzo Leone-Zone, seltener in denen der Remo und Melezza-Zone. So weit er auch verbreitet ist, findet man ihn makroskopisch nur an wenigen Stellen, so nordwestlich Voje und in Valmara, an der schweizerisch-italienischen Grenze. An diesen Stellen ist er als starke Anreicherung auf Schichtflächen zu treffen. Er bildet schwarze, undurchsichtige, kristallographisch meist gut umgrenzte Stengel, welche oft bis 3 cm Länge erreichen. Gegen das Innere der Schicht nimmt er an Menge sehr rasch ab, sodass in geringer Entfer-

[2] Vorläufige Mitteilung über einen schweizerischen Sillimanitgneis, *Vierteljahrschrift der Naturforsch. Gesellschaft.* 52. Jahrgang, III. und IV. Heft, S. 279.

nung nur noch vereinzelte Stäbchen zu finden sind. Sonst ist Turmalin nur unter dem Mikroskop zu finden, jedoch meist zertrümmert und verschleppt. Schnitte parallel *c* zeigen den Minuscharakter der Hauptzone und die kräftige Absorption ⊥ zu dieser : $\omega > \varepsilon$, wobei :

ω = gelbbraun-braun resp. graublau,

ε = lichtstrohgelb resp. leicht graublau.

Schnitte senkrecht *c* ergeben in konvergent polarisirtem Lichte ein dunkles Kreuz.

Der **Granat** besitzt als Uebergemengteil eine grosse Verbreitung. Als Hauptgemengteil kommt er in einigen Schichten am Süd-Rande der Melezza-Zone, sowie der Brissago-Zone bei Voje und oberhalb Vantarome vor. Im Allgemeinen ist der Granat xenomorph bis hypidiomorph, von unreiner, dunkelroter Farbe und undurchsichtig. In den erwähnten Gneisen der Melezza-Zone ist er meist haselnussgross und zu Linsen gepresst; in denen der Brissago-Zone ist das Letztere nicht der Fall, auch seine Korngrösse ist eine geringere. U. d. M. ist der Granat lichtrosa und reich an Quarzeinschlüssen.

Titanit kommt angereichert in einigen hornblendeführenden Gneisen vor; sonst ist er nur in vereinzelten Körnern zu treffen.

Rutil als Körner, vereinzelt oder mehrere zusammen, tritt hie und da auf.

Graphit ist in den Gneisen schwächerer Injektion vorhanden :

1. makroskopisch (selten) in winzingen Nestern,
2. im Dünnschliff, als schmale, etwas gewundene Streifchen, mit schwachem Metallglanz.

Allgemeine Verbreitung in wechselnden Mengen besitzen die Nebengemengteile Apatit, Magnetit, Pyrit und Zirkon.

Es wurden vorher Pegmatit-Lager, -Linsen und -Gänge, erwähnt. Hier sei noch einiges darüber berichtet

Die **Pegmatit-Lager** trifft man vereinzelt, meist aber mehrere paralell nebeneinander verlaufend; sie anastomosieren, vereinigen sich zu einer mächtigen oder zerfallen in mehrere kleinere. Diese letzteren vereinigen sich nach einer Strecke wieder oder jede einzelne zerfällt in eine grosse Anzahl schmaler Lagen, welche durch weiteren Zerfall die Lagentextur der Injektionsgneise zustande bringen. In den meisten Fällen findet man mächtige Lagen zwischen zwei Schichten; in den Schichtfugen, innerhalb der Schichten verlaufende Lagen sind weniger mächtig. Verlässt ein Lager die Schicht-

fuge und geht quer oder schräg durch die Schichten, so wird er zu einem Gang.

Bietet ein Schichtenkomplex dem eindringenden pegmatitischen Material nur Schicht- und Schieferungsfugen und keine Querrisse, so werden nur Pegmatitlager resp. Lagen gebildet; im umgekehrten Falle bilden sich mehr Gänge. Das erstere trifft für das Gebiet mehr zu als das letztere. Die Pegmatit-Linsen sind aus Pegmatitlagern durch nachträglichen Druck enstanden. Die mächtigsten Pegmatit-Lager, -Linsen, -Gänge sind in der Melezza-Zone zu treffen, wo sie auch die grösste Häufigkeit besitzen. Bis über 4 m Mächtigkeit zeigen sie nordwestlich Losone, bei Golino, auf Dorka, Monti und Rasa. An zweiter Stelle folgt die Brissago Zone; hier sind aber selten Lager von 2 m Mächtigkeit. Die Pizzo Leone-Zone und die Remo-Zone weisen meistens Linsen auf. Die erstere östlich Pizzo Leone; die letztere besonders bei der Vereinigung des Valle del Boschetto mit Valle di Bordei.

Der Pegmatit ist ein weisses, mittel- bis grosskörniges Gestein; seine Mineralzusammensetzung ist:

Hauptgemengteile: Quarz, Orthoklas, Mikroklin, saurer Plagioklas und Muskovit.

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Magnetit.

Uebergemengteile: Biotit, Turmalin, Granat.

Der Quarz und die Feldspäte sind stets xenomorph, myrmekitische Verwachsung zwischen diesen sehr weit verbreitet. Schriftgranitische Verwachsung zwischen Quarz und Orthoklas sind zuweilen zu treffen, jedoch meist unvollkommen. Der Muskovit ist oft automorph, aber stets verzerrt. Er bildet oft Säulen von mehreren Centimeter Höhe. Der Pegmatit ist sehr arm an Nebengemengteilen.

Der **Biotit** kommt angereichert im Kontakt mit den Amphiboliten und sonst nur ganz gelegentlich vor. Der **Turmalin** ist in den Pegmatiten der Melezza-Zone ein ausserordentlich seltener Uebergemengteil; in denen der Brissago- und Pizzo Leone-Zone tritt er öfter als Anreicherung auf. Er erscheint meist in Gesellschaft des Quarzes, mit welchem er oft schriftgranitartige Verwachsungen bildet. Farbe und andere Eigenschaften sind wie bei den vorher beschriebenen Gneisen. Er ist jedoch oft optisch anomal; in konvergent polarisirtem Lichte geben Schnitte senkrecht *c* ein zweiachsiges Interferenzbild. **Granat** kommt, im Kontakt mit den Amphiboliten als Anreicherung vor. Er ist unrein dunkelrot, undurchsichtig. Als dem Pegmatit allein eigen, tritt jedoch gelegentlich in winzigen Körnern ein rubinroter, durchsichtiger,

automorpher Granat auf. Durch Zurücktreten der Feldspäte und des Muskowits geht ein Pegmatitlager in ein quarziges über. Solche Uebergänge sind besonders der Brissago-Zone eigen, wo auch die quarzige Injektion ihren Sitz hat.

In den Quarzlagern wird der Quarz, wenn auch selten, von Sillimanit begleitet. Turmalin findet man ebenfalls gelegentlich. Granat, im Kontakt mit den Amphiboliten, kommt in wechselnden Mengen vor.

Quarz- und untergeordnete Pegmatit- Lager etc. findet man ebenfalls in den Gneisen der Marmorzonen, sowie in den zwischen den Amphibolitlagen vorkommenden Gneisen der basischen Zone, wonach diese, von den Injektionsgneisen abweichenden Gesteine ebenfalls für solche zu halten sind. Der Unterschied besteht nur darin, dass die Injektion hier eine mehr quarzige ist, als dort.

Die Entstehungsgeschichte der Injektionsgneise ist wie folgt kurz zusammenzufassen :

Mehr oder weniger unreine Quarzsande gerieten durch Ueberlagerung in grössere Tiefen der Erdkruste und wurden wahrscheinlich schon hier zu **Glimmerquarziten** (Biotitquarziten) umgewandelt. Später trat Faltung, Schuppung, Aufrichtung ein. Dann wurden sie injiziert und ein letzter, verhältnismässig schwacher Zusammenschub in den Alpen gab ihnen den letzten Anstrich ihres heutigen Aussehens.

B. **Die Amphibolite**.

Ungefähr an der Stelle, wo sich die Strassen von Ascona und Madonna della Fontana treffen, beginnt im behandelten Gebiete die basische Zone von Ivrea. Nach Osten taucht sie unter den Lago Maggiore und ist unweit Bellinzona als kleineres Vorkommen wieder zu treffen; nach Westen hin nimmt ihre Mächtigkeit zu; sie bildet die steilen Abhänge des Costone und Gridone, sowie den nordwestlich gelegenen Testa di Misello und verlässt bei den beiden letzteren die Schweiz. Die Zusammensetzung der basischen Zone wurde beim Abschnitt « Petrographische Uebersicht » besprochen und dabei erwähnt, dass diese Zone hauptsächlich aus Amphibolit aufgebaut ist, sowie, dass zwischen den Amphiboliten auch Gneisschichten sich einstellen. Durch diese Gneisschichten, sowie durch die Quarzlagen und Kontaktbänder, an deren Stelle zuweilen Pegmatit auftritt, wird das ganze Amphibolitvorkommen in einzelne Lagen zerlegt. Somit erscheinen die Amphibolite nicht als eine einzige langgestreckte Masse, sondern als eine Zone vieler Amphibolitlagen.

Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen ist verschieden. Sie beträgt für die der Mitte schätzungsweise im Mittel 150 m; nach aussen hin (nach Süden und Norden) nimmt die Mächtigkeit allmählig ab, sodass sie ganz an den Rändern für die einzelnen Lagen im Durchschnitt 1 m beträgt.

Die ausserhalb dieser Zone vorkommenden Amphibolitlagen trifft man einzeln oder zwei bis drei nebeneinander. Ihre Mächtigkeit variirt von wenigen Centimeter bis zu 50 m. Die im Peridotit auftretenden Amphibolitlagen sind zu der grossen Zone zu rechnen, da sie nach Osten, wo der Peridotit auskeilt, sich zu diesen gesellen.

Nach der Mineralzusammensetzung, sowie nach ihren texturellen und strukturellen Verhältnissen kann man alle die im Gebiete vorkommenden Amphibolite in verschiedene Typen einteilen. Der Umstand jedoch, dass diese Typen nicht selbständig, sondern oft mehrere in gleicher Lage auftreten und sonst durch Uebergänge mit einander verbunden sind, lassen diese Amphibolittypen aus gleichem Ursprungsmaterial entstanden gedacht werden und deswegen als Einheit behandeln.

Rechts oben von Boccheta del Fornale, auf der Nordseite des Gridone, präsentirt sich der Amphibolit im allgemeinen als ein mehr oder weniger weisses, grün-schwarz gesprenkeltes Gestein, dessen Korngrösse meist unter der mittleren bleibt, stellenweise aber grob- bis grosskörnig wird. Seine Textur ist massig bis schwach druckschieferig; die Struktur allotriomorph, gabbroid. Makroskopisch unterscheidet man im Gestein den Plagioklas, einen lichtgrün-grauen Pyroxen und eine grünschwarze Hornblende. Alle besitzen eine isometrisch-körnige Ausbildung und sind bald gleichmässig im Gestein verteilt, bald ungleichmässig, indem sich die dunkeln Gemengteile anreichern oder zurücktreten. Schlierenartig tritt in dem Gestein der Augit, stellenweise als einziger farbiger Komponent auf, im allgemeinen aber ist es die Hornblende, welche stark angereichert auftritt. U. d. M. erscheinen die Gemengteile fetzenförmig mit gebuchteten Umrisslinien.

Der **Plagioklas** weist auf Zone senkrecht (010) symetrische Auslöschungsschiefen von :

$$\frac{38}{32}\Big|35^\circ - \quad \frac{31}{25}\Big|28^\circ + \quad \frac{46}{38}\Big|42^\circ - \quad \frac{29}{28}\Big|28{,}5^\circ - \quad \frac{14}{19}\Big|16{,}5^\circ +$$

$$\frac{15}{21}\Big|18^\circ + \quad \frac{18}{22}\Big|20^\circ + \quad \frac{20}{15}\Big|17^\circ +$$ [1]

wonach auf Glieder der Plagioklasreihe zwischen Andesin

[1] + — = Optischer Charakter des Minerals.

und Bytownit zu schliessen ist. Zuweilen enthält der Plagioklas Hornblende als Einschluss.

Der **Augit** ist farblos, mit einem Stich ins Grünliche. Die bei ihm gefundenen Auslöschungsschiefen lassen ihn als Diopsid taxieren :

$$c/c = 42^0, 38^0, 43^0, 43^0, 37^0, 39^0$$ [1].

Als Einschluss enthält der Diopsid öfters Plagioklas und gelegentlich auch Hornblende. Die Hornblende weist den Pleochrismus :

c/c = grün, b = grüngelblich, a = strohgelb und die Auslöschungsschiefen c = 26, 28, 25, 29, 27, 28, 26, 28° [2] auf. Wahrscheinlich eine eisenreiche, gemeine Hornblende.

Selten enthält die Hornblende Augit oder Plagioklas als Einschluss. Sie ist durchaus frisch und irgend eine Andeutung, welche ihre Entstehung aus dem Augit wahrscheinlich machte, fehlt; daher ist sie für primär zu halten. Auffallend ist das sehr untergeordnete Auftreten der Nebengemengteile Apatit und Magnetit.

Nach dem oben angegebenen Verhalten des Gesteins, sowie mit Rücksicht auf die zuletzt beigegebene Analyse, ist dieser Typus der Amphibolite mit « Hornblende-Diabas » zu bezeichnen und als Muttergestein (Ursprungsmaterial) aller übrigen Amphibolittypen zu betrachten.

Seitlich, sowie in der Streichrichtung nach Osten, geht der Hornblendediabas in eine flasrige Varietät über, welche den charakteristischen Bestandteil der Amphibolitzone bildet. Die Hornblende und manchmal auch die Plagioklase bilden oft Linsen. Die Struktur ist granoblastisch-porphyroklastisch und zuweilen kataklastisch. Im allgemeinen ist das Gestein mittel- bis grobkörnig und erscheint durch Zurücktreten des Augites und der Plagioklase dunkler in der Farbe. Eine Anreicherung an Eisenerze — Magnetit, Titaneisen — kommt öfters vor und wird durch das Auftreten einer grünbraunen Hornblende begleitet, welche die vorherige grüne ersetzt. Diese neue Hornblende schliest die Eisenerze oft massenhaft ein. Ihr Pleochroismus ist:

[1] Die Auslöschungsschiefen für Augit und Hornblende sind stets auf annäherend (010) gemeint.

[2] Schnitte, welche die grösste Auslöschungsschiefe zeigen, (29°, 28° im obigen Fall) sind nicht genau auf (010) orientiert, denn sie lassen im konvergent polarisirten Lichte, wenn auch verschwommen, einen breiten, dunkeln Balken erkennen, welcher, beim Bewegen des Objekttisches, pendelt. Schnitte mit ein paar Grad kleinerer Auslöschung lassen den Balken nicht mehr erkennen. Dies gilt für alle noch zu erwähnenden Hornblenden und es scheint, dass die Hornblenden, wie die Augite, ihre grössten Auslöschungsschiefen nicht genau auf (010) besitzen.

c = grünbraun,
b = braun, mit einem Stich ins Grünliche,
a = strohgelb; bei ihr gefundene Auslöschungsschiefen lauten: c/c = 26°, 28°, 25°.

Der Diopsid steht meist der Hornblende an Menge nach und zeigt zuweilen beginnende Uralitisierung. Die Plagioklase bleiben dieselben wie vorher, worauf die symetrischen Auslöschungsschiefen auf Zone senkrecht (010) hindeuten:

22	23,5° —	23	24,5° —	17	16° —	18	20° —	29	28,5° —
25		26		15		22		28	

Epidotbildung stellt sich in Partien intensiver Zertrümmerung ein.

Dieser flasrige Hornblendediabas bildet den Uebergang zwischen dem eigentlichen Hornblendediabas und den eigentlichen Amphiboliten, deren kurze Beschreibung nun folgt:

Je weiter gegen die Ränder der Amphibolitzone, desto mehr kommt die Uralitisierung des Augites zur Geltung. Gleichzeitig setzt eine uralitisierungsähnliche Umwandlung der primären grünen resp. grünbraunen Hornblende ein. Diese neu entstehende Hornblende ist neben dem Uralit nicht zu unterscheiden, mag sie sonst von diesem chemisch abweichen. Die Entmischung der Plagioklase nimmt ebenfalls zu, so dass Epidot-Mineralien und Albit reichlich auftreten. Das Titaneisen ist oft von einem Leukoxenkranz umgeben. Diese Umwandlungen der Gemengteile des Diabases sind für die äussersten Lagen des südlichen Zonenrandes fast zu Ende. Der Augit ist nur noch gelegentlich, als Relikt, vorhanden, meistens fehlt er ganz. Die primären Hornblenden bilden noch zuweilen die Mittelpartie der aus ihnen entstandenen uralitartigen Hornblende, aber auch diese selbst, sowie der Uralit, hat eine Umwandlung erfahren und zwar gehen beide in eine andere, nach c graublaue bis grünblaue Hornblende über, welche jedoch nicht mehr ein Produkt gewöhnlicher Umwandlung ist, sondern der Kontaktmetamorphose. Die äussern Amphibolitlagen sind fast durchweg melanokrate Varietäten. Die Plagioklase stehen der Hornblende gegenüber an Menge zurück, fehlen zwar nicht ganz, doch herrschen die sauren hier vor.

Parallel mit der mineralogischen Umwandlung geht auch eine texturelle Aenderung vor sich. Die flasrige Textur des Diabases geht mit der Entfernung nach aussen allmählich in die gestreckte über. Diese wird ebenfalls allmählich von der kristallisationsschiefrigen verdrängt, welche für die Rand-

lagen der Zone, besonders für die südlichen, die charakteristische ist.

Die Struktur bleibt mit wenigen Ausnahmen, welche beim Besprechen des Kontaktes noch erwähnt werden sollen, die homöoblastische, speziell granoblastische, verbunden mit heteroblastischen speziell klastoporphyrischen und kataklastischen. Die uralitischen Hornblenden behalten die Form ihres Mutterminerales oder sie fasern aus, sie werden schilfrig. Ist die Schilferung der uralitischen Hornblende vollendet, so sieht sie ähnlich dem Strahlstein aus. Beide Hornblenden besitzen den gleichen Pleochroismus:

c = lichtgrün, oft mit einem Stich ins Bläuliche,
b = grün-gelblich,
a = farblos bis lichtgelblich

und die gleichen Auslöschungsschiefen:

c/c = 19°, 21°, 22°, 20°, 21° für die uralitischen,
21°, 20°, 22°, 19°, 19°, 20° für die strahlsteinartigen.

Uebergänge von den primären zu uralitischen und weiter zu schilfrigen Hornblenden sind oft zu treffen, jedoch scheint die schilfrige in einigen Amphibolitlagen des Nordens, ausserhalb der basischen Zone, allein vertreten zu sein. Diese Amphibolitlagen kann man von Monti, nordwestlich Termine, nach Osten üder Dorca (Nordseite) verfolgen. Das Gestein ist mittel- bis feinkörnig, lichtgrün und weissgefleckt. Seine Struktur ist homöoblastisch, speziell granoblastisch-nematoblastisch, oft durch Kataklase beeinflusst. Die Textur ist kristallisationsschiefrig, verbunden mit Druckschieferung.

Die **Hornblende** ist nadelig bis dünnstengelig. Sie ist ein Hauptgemengteil und ebenfalls als solche stehen ihr zur Seite: Albit, Epidot resp. Zoisit. Diese Mineralien besitzen isometrisch-körnige Entwicklung; ihr gemeinsames Mengenverhältnis der Hornblende gegenüber ist wechselnd. Der Epidot ist besser vertreten als der Zoisit.

Die Umwandlung der Hornblende in Chlorit und die der basischen Plagioklase zu Albit und Epidot, führt zur Bildung von Epidot-Chloritschiefer. Die Verbreitung dieser Schiefer im Gebiet ist jedoch eine geringe und ihr Auftreten nicht selbständig. Sie sind nur lokale Umwandlungen einiger Amphibolite am Nordrande der Pizzo Leone-Zone (im Valle del Boschetto und Valle di Capolo) und derjenigen Amphibolite, welche die Marmorschichten begleiten.

Die **Chlorit-Epidotschiefer** sind feinkörnige, graugrüne oft weissgefleckte Gesteine, deren Texturen richtungslos, kristallisationsschiefrig oder auch helizitisch ist und deren

Struktur granoblastisch-lepidoblastisch, auch nematoblastisch und kataklastisch ist. Als Hauptgemengteil führen diese Gesteine Chlorit, Albit, Epidot, zu welchen sich, durch Anreicherung auch eine feinnadelige Hornblende gesellt. Hie und da findet man als Relikt die primären grünbraunen und grünen Hornblenden des Diabases zu Linsen gedrückt oder in Fetzen. Titanit, Rutil und Eisenerze bilden die Ueber- resp. Nebengemengteile.

Die eben besprochenen Amphibolite sind als Folge hydrodynamischer Umwandlungen des Hornblendediabases zu betrachten. Ihre Verbreitung ausserhalb der grossen Amphibolitzone ist eine geringe und sie sind immer nur dort zu treffen, wo der Injektionsvorgang im Nebengestein ein minimaler war. Der Südwestrand der Pizzo Leone-Zone, die Nordseite von Monti und Dorca, die Melezza-Zone (letztere am Südrande) weisen solche Stellen auf. Alle übrigen Amphibolite, welche zwischen den Gneisen höherer Injektion vorkommen, sind kontaktmetamorphe Abänderungen der dynamometamorphen Typen. Der Diabas zeigt in seinen Lagen nur eine randliche Kontaktmetamorphose.

Die **Kontaktmetamorphose** gibt sich an texturellen, struxturellen und mineralogischen Umänderungen kund.

Die mechanischen Texturen gehen in die kristallisationsschiefrige und gelegentlich in die massige über; die kristallisationsschiefrige gewinnt an Charakter oder sie wird ebenfalls massig.

Von den Strukturen finden Verbreitung: die homöoblastischen, speziell die grano-, lepido- und poikiloblastischen. Die heteroblastische, speziell porphyroblastische Struktur findet ebenfalls ziemliche Verbreitung. Kataklasstrukturen werden zum Teil oder ganz aufgehoben.

In mineralogischer Hinsicht finden hauptsächlich folgende Aenderungen statt:

Beim Besprechen der grossen Amphibolitzone wurden neben den, zwischen den Amphibolitlagen vorkommenden Gneisen auch Kontaktbänder erwähnt. Diese Kontaktbänder kamen dadurch zustande, dass fast reines, quarziges [1] und zuweilen pegmatitisches [2] Material zwischen die einzelnen Lagen eindrang. Diese Bänder besitzen 1 bis 2 m Mächtigkeit und sie heben sich neben dem dunkeln Amphibolit resp. Diabas durch ihre weisse, rostigrot gesprenkelte Farbe ab. Eine scharfe Grenze zwischen den Bändern und den Amphiboliten

[1] Laghetti, Valle di Bordei, Val del Boschetto.
[2] Bocchetta del Fornale.

existiert jedoch nicht. Die Kontaktbänder bestehen hauptsächlich aus basischem Plagioklas und Granat. Zu diesen gesellen sich in wechselnder Menge Biotit (nicht immer) und primäre, grünbraune oder grüne Hornblende. Der Granat ist aus der Hornblende und dem Augit entstanden. Die beiden letztern Mineralien trifft man in stark korrodierten Formen; oft ist von diesen nur noch ein kleines rundliches oder ovales Korn geblieben. In dieser Form findet man beide neben dem Granat oder in diesem eingeschlossen. Der Biotit ist nach Analogie ebenfalls aus der Hornblende[1] entstanden. Ist diese nicht zu Granat oder Biotit umgewandelt, so behält sie ihre frühern Eigenschaften bei. Der Plagioklas scheint unverändert geblieben zu sein.

Dieselben Kontakterscheinungen findet man bei Amphiboliten, welche mit Gneisen (innerhalb der basischen Zone) in Berührung stehen.

Alle Amphibolite (der basischen sowie der andern Zonen) deren Augit und die primäre Hornblende zu uralitischer Hornblende umgewandelt und deren Plagioklase zum Teil oder ganz zu Albit und Epidot entmischt sind, haben im Kontakt folgende Veränderungen erfahren:

Die uralitische Hornblende geht, wie schon erwähnt, in eine nach c grünblaue oder graublaue über. Dass dem so ist, legen folgende Erörterungen dar:

Man findet oft einen Hornblendefetzen, der teils aus uralitischer (blassgrüner) teils aus graublauer Hornblende besteht. Ferner gibt es Fetzen, welche neben den ebengenannten Hornblenden noch die primären Hornblenden des Diabases aufweisen. Wo diese drei Hornblenden in einem Fetzen auftreten, kommt die uralitische stets zwischen der primären und der graublauen zu liegen. Wie aus früherem erinnerlich ist, geht die primäre Hornblende der Diabase in eine blassgrüne uralitartige über. Nun war ein Fetzen primäre Hornblende zum Teil in uralitische umgewandelt, als die Temperatur im Gestein durch den Injektionsvorgang im Gebiete erhöht wurde. Der uralitische Teil des Fetzens wurde graublaue Hornblende, der primäre blieb unverändert, da sich ja diese letztere Hornblende bei hoher Temperatur gebildet hatte. Beim Wiedereintritt der normalen Verhältnisse, Sinken der Temperatur auf die gewöhnliche Höhe, setzt die gewöhnliche Umwandlung der primären Hornblende fort, die graublaue bleibt bestehen. So bildet sich zwischen dem primären und dem graublauen Teile eine trennende Partie licht-

[1] Vergl. Biotit, S. 35.

grüner Hornblende. So kommt es, dass man alle drei Hornblenden in demselben Fetzen vorfindet. Ist die primäre nachträglich ganz zu uralitischer umgewandelt, so findet man nur die letztere und die graublaue nebeneinander. Ist ein Fetzen primärer Hornblende vor der Temperaturänderung zu uralitischer nmgewandelt gewesen, so findet man nach Rückkehr der normalen Verhältnisse nur graublaue Hornblende vor.

Die graublaue Hornblende behält bei ihrer Entstehung die Form ihrer Vorgängerin, oder, was am meisten der Fall ist, sie wird leistenförmig. Ihr Pleochroismus ist

$\mathfrak{c}$ = graublau bis grünlich-blau,
$\mathfrak{b}$ = grün,
$\mathfrak{a}$ = strohgelb;

sie weist Auslöschungsschiefeu $\mathfrak{c}/\mathfrak{c}$ zwischen 20° und 24° auf und ist für alle zwischen den Injektionsgneisen vorkommenden Amphibolite charakteristisch.

Neben dieser Hornblende, welche stets ein Hauptkomponent ist, treten ebenfalls als solche auf: Plagioklase (Albit-Labrador), Epidot, (Zoisit, Kleinozoisit) Biotit. Als Uebergemengteile sind zu verzeichnen: Biotit, Tintanit, Rutil, Quarz und als Nebengemengteile: Apatit, Magnetit, Titaneisen, Pyrit.

Die **Plagioklase** zeigen oft zonaren Bau. Das Zentrum eines Individuums wird von basischem, oft automorphem Plagioklas eingenommen und nach aussen hin folgen dann die sauren Glieder[1]. Das automorphe Centrum bei dem eben erwähnten Vorkommen ist meistens leistenförmig, scharf lamelliert und zeigt, gegenüber den äussern Schalen, bei welchen bald eine verschwommene, bald keine Lamellierung zu sehen ist, eine höhere Lichtbrechung. Ein ganzes Individuum stellt aber ein isometrisches Korn dar.

Der **Epidot** ist xenomorph, hypidiomorph oder automorph zu treffen. Alle diese Formen der Ausbildung sind nebeneinander zu finden; im allgemeinen aber ist der hypidiomorphe und automorphe Epidet dem höhern Kontakt eigen. Es scheint dabei, dass eine mässige Temperaturerhöhung die Korngrösse und die automorphe Ausbildnng des Epidots begünstigt, eine höhere Temperatur hingegen seine Existenz gefährdet, weil der Epidot, welchen man im hohen Kontakt zwischen Amphibolit und Pegmatit findet, stets etwas corrodiert erscheint.

Schnitte nach (100) und (010) zeigen stets gute Spaltbarkeit nach (001); auf (010) findet man die Auslöschungs-

[1] Bei einer Amphibolitvarietät unweit Credinolo, zwischen Brissago und der Grenze.

schiefen (a/c 28° bis 30° resp. a/c 4° bis 5° h. Zwillinge nach (100) nicht selten.

Nach den Interferenzfarben — für Zoisit grau, für Klinozoisit graublau bis blau — zu urteilen, finden diese Mineralien eine grössere Verbreitung. Beide sind fast immer xenomorph entwickelt.

Der **Biotit**, besonders im höhern Kontakt angereichert und hier die Hornblende oft ganz verdrängend, ist durch Umwandlung aus der letzteren entstanden. Bei grobkörnigen, leukokraten Varietäten, wo vereinzelte Hornblendeleisten im Gestein auftreten, findet man, dass diese Leisten zwar noch einen Rest Hornblende enthalten, doch zum grössten Teil aus Biotit bestehen. Ausserhalb einer Leiste findet man wenig Biotit. Dieselbe Beobachtung kann man ebenfalls im Dünnschliff machen. Die Menge des Biotites nimmt vom Kontakt aus gegen das Innere der Amphibolitlage ab, fehlt jedoch hier ebenfalls nicht ganz. Die Menge der Hornblende nimmt gegen das innere der Amphibolitlage zu.

Titanit ist im allgemeinen reichlich vorhanden, Rutil immer sehr untergeordnet. Die Nebengemengteile fehlen fast niemals, erfahren jedoch manchmal eine mässige Anreicherung.

Die Amphibolite sind nur untergeordnet und ganz lokal injiziert worden. Die gutschiefrigen Chlorit-, Epidot-Varietäten ergeben dadurch Gesteine, welche neben Chlorit, Epidot, Albit, Biotit, Titanit etc. auch Quarz, Muskowit, Kalifeldspäte und zuweilen Turmalin führen. Bei den massigen Amphibolit-Varietäten sind die beliebig verlaufenden Risse durch pegmatitisches oder rein quarziges Material ausgefüllt. In einem Dünnschliffe fand ich als Ausfüllung der feinen Risse den Disthen.

Diesem, in allgemeinen Zügen gehaltenen Bilde der Amphibolite, möge noch eine Analyse folgen, die von Fräulein Dr. L. Hezner im chemisch-petrographischen Laboratorium der Eidgenössischen Technischen Hochschule ausgeführt wurde. Das Material für die Analyse wurde aus einem frischen Handstück des flasrigen Hornblende-Diabas im Valle del Boschetto gewonnen. Ihre Werte lauten wie bei 1 :

Geologische Profile

durch das Gebiet zwischen Lago Maggiore u. Melezzatal (Centovalli)

von WASSIL G. RADEFF

Masstab 1 : 25,000

1000 Meter 500 0 1

Testa di Misello 1599 m

Nusello

Colmona

1975 m

1404

Melezza 450 m

Profil 1 Om

Profil 1 Om

Melezza 440 m

2017 m

Costone

1882 m

1560 m

Profil 2 Om

Profil 2 Om

Melezza 400 m

1601 m

Valle del Sacro-Monte

Dorca 1033 m

Profil 3 Om

Valle della Madonna

Profil 3 Om

Valmara

1270 m

Melezza 300 m

Profil 4 Om

Profil 4 Om

Maglia

Melezza 290 m

Lago Maggiore

Val Brima

Melezza 225 m

Profil 5 Om

Profil 5 Om

Isola di Brissago

Lago Maggiore

Profil 6 Om

Profil 6 Om

Gratena 452 m

Valle

Maja

Melezza 220 m

Lago Maggiore

Profil 7 Om

Profil 7 Om

Legende

- Injektionsgneis
- Amphibolit
- Amphibolitlagen im Gneis
- Gneislagen im Amphibolit
- Peridotit und Serpentin
- Quarzarme Marmore
- Marmorlagen im Gneis (meist quarzarm)
- Quarzreiche Marmore
- Glimmerquarzit
- Verwerfung

Polygraphisches Institut A.-G. Zürich

	1	2	3	4
SiO_2	46,29	47,36	46,92	47,60[1]
TiO_2	1,84	0,51	0,94	Sp.
P_2O_5	0,46	0,26	0,19	0,46
Al_2O_3	14,54	16,79	18,05	15,29
Fe_2O_3	3,66	1,53	3,61	7,09
FeO	7,05	7,93	6,73	6,87
MnO	0,24	0,44	—	0,12
CaO	12,17	10,08	9,11	8,41
MgO	9,18	6,53	7,43	6,48
K_2O	0,45	0,84	1,24	1,40
Na_2O	2,37	2,85	2,99	3,62
H_2O (bis 110°)	0,03	3,05	2,58	2,14
Glühverl.	1,48	CO_2 0,48	0,10	0,16
Sa.	99,76	100,61	99,98	100,03
	s = 3,06	s = 3,081	s = 2,941	s = —

Hier sei noch eine Gesteinsart erwähnt, welche von dem Amphibolit texturell und strukturell, sowie durch ihre Mineralzusammensetzung abweicht und die basische Zone nach Norden lokal abschliesst. Man trifft dieses Gestein zum ersten Mal auf der rechten Seite im Valle di Bordei und kann es bis ungefähr westlich des Pizzo Leone, im Vallone, verfolgen. Es ist dicht und von grau weiss-grünlicher Farbe. U. d. M. erscheint es feinkörnig bis dicht, doch findet man öfters Plagioklaskörner mit stark gebogenen oder vielfach verworfenen Zwillingslamellen, ferner Quarz, welcher stellenweise den Plagioklas gänzlich verdrängt.

Epidot kommt untergeordnet oder angereichert darin vor, sowie als Ausfüllung von Rissen. Feine Hornblendenadeln sind zuweilen ebenfalls zu finden. Pyrit als Nebengemengteil begleitet meistens den Quarz. Möglicherweise ist das Gestein für **Adinol** zu halten.

C. **Peridotit (und Serpentin)**[2].

Einen grossen Anteil am Aufbau der basischen Zone nimmt der Peridotit und der aus ihm entstandene Serpentin ein.

[1] 1 = flaseriger Hornblende-Diabas, Valle del Boschetto.
2 = Diabas, Lupbodetal zwischen Allrode und Treseburg, Harz.
3 = Diabas, Bochtenbeek zwischen Niedersfeld und Wimeringhausen, oberes Ruhrtal.
4 = Proterobas, Fichtelberg, Fichtelgebirge.
2, 3 und 4 sind zum Vergleich mit 1, aus Rosenbusch: *Elemente der Gesteinslehre* entnommen.

[2] Siehe Fig. 7.

Etwa zwischen der Alpe di Naccio und dem Pizzo Leone — nach der Seite des Lago Maggiore hin — in einer Höhe von ungefähr 1450 m, trifft man eine Serpentinlinse, deren Mächtigkeit schätzungsweise auf 4 bis 6 m anzugeben ist und die sich in der Streichrichtung O-W gegen 300 m erstrecken mag. Geht man der Streichrichtung folgend nach Westen, so trifft man den Serpentin erst wieder in den Einschnitten der Tälchen Valle del Mezzo und Valle di Loda; im ersteren hat er eine Mächtigkeit von 25 m, im letzteren steigt sie bis gegen 50 m.

In diesen beiden Tälchen, sowie bei dem zuerst erwähnten Vorkommen ist der Serpentin stark gequetscht und zertrümmert. Im Valle del Mezzo weist er ausserdem kompakte, wie gewälzt erscheinende Linsen auf, welche eine Länge bis über 50 cm erreichen und in dem Trümmermaterial der übrigen Serpentinmasse eingebettet sind.

Weiter nach Westen im Valle di Bordei, trifft man an Stelle des Serpentins nur zum Teil serpentinisierten **Peridotit**, welcher hier eine Mächtigkeit von etwa 300 m besitzt; in grösserer Mächtigkeit findet er sich noch im Valle del Boschetto und im Valle di Capolo.

Auf der linken Seite des Valle di Bordei und auf beiden Seiten des Valle del Boschetto ist der Peridotit grösstenteils von Gehängeschutt des ihn überlagernden Amphiboliten gedeckt. Im Valle di Capolo ist sein schönster Aufschluss auf Schweizer Boden.

In seinem ganzen Vorkommen stellt der Peridotit nicht eine einzige, zusammenhängende Masse dar, sondern, was besonders gut im Valle di Capolo zu sehen ist, er wird durch Amphibolitlagen in drei Teile geteilt. Alle diese Teile weisen grosse Zertrümmerung, Quetschung und viele Rutschflächen auf und zwar treten diese Erscheinungen in den oberen, sowie in den östlichen Partien intensiver resp. häufiger auf, als in den unteren und westlicheren. Ausserdem beobachtet man an den unteren Partien im Valle del Boschetto und noch besser im Valle di Capolo, eine bankige Absonderung, welche paralell den Amphibolitlagen verläuft.

Die Farbe des frischen Peridotites variiert zwischen ziemlich licht gelbgrün-grau und tiefgrau. Sie ist abhängig erstens von der Farbe des Olivins selbst und zweitens von der Farbe der als Anreicherung sich einstellenden andern Mineralien, wie Augit, Hornblende, Biotit etc.

Die Textur des Peridotites ist massig und nur an Stellen, wo Biotit in grösserer Menge auftritt, ist diese deutlich schiefrig.

Die Struktur ist allotriomorph-körnig, verbunden oft mit Kataklaststruktur.

Im wesentlichen besteht das Gestein aus Olivin; Augit, Hornblende und Biotit sind meist untergeordnet, treten jedoch zuweilen auch als Anreicherung auf, wobei sie aber selten den Olivin an Menge erreichen. Die Nebengemengteile Magnetit, Pyrit, sowie die Uebergemengteile Pikotit, Pleonast, Chromit sind in wechselnder Menge im Gestein vorhanden; der Granat kommt in den Randzonen im Kontakt mit den Amphiboliten vor.

Der **Olivin** bildet isometrische Körner, deren Grösse im Mittel mit 2 bis $2^1/_2$ mm anzugeben ist. Seine Farbe ist hellgelbgrünlich bis flaschengrün. U. d. M. ist er farblos bis licht gelblich-grünlich. Die Spaltbarkeit nach den Pinakoiden ist selten zu treffen; meist sind die Olivinkörner rissig. Undulöse Auslöschung, sowie randliche Zertrümmerung der Körner ist sehr verbreitet. Im allgemeinen ist der Olivin als einschlussfrei bis einschlussarm zu bezeichnen. Als Einschlüsse enthält er die Spinelliden und zuweilen den Biotit und den Augit. Durch Umwandlung, welche an den Rändern und Rissen beginnt, geht der Olivin in Serpentin und zuweilen in Talk über.

Die **Augite** kann man neben dem Olivin an ihrer dunkleren, flaschengrünen, dunkelgrün-bräunlichen oder smaragdgrünen Farbe, sowie an ihren glitzernden Spaltflächen erkennen. Die Korngrösse übersteigt selten 2 mm, abgesehen von dem smaragdgrünen Chromdiopsid, bei welchem diese zuweilen über 1 cm erreicht.

U. d. M. unterscheidet man zunächst einen gerade auslöschenden, rhombischen und schiefauslöschende monokline Augite. Der rhombische Augit ist der Enstatit. Er ist wie der Olivin xenomorph, fetzenförmig, mit buchtiger Umrisslinie, farblos; Lichtbrechung kleiner als die des Olivins, Doppelbrechung gering. Durch Umwandlung, welche an den Rändern und Rissen ansetzt, geht der Enstatit in Bastit oder in Talk über. Monokline Augite kommen mehrere in Betracht. Zunächst weil am besten vertreten, ist der Diopsid zu nennen. Er ist farblos oder farblos mit einem Stich ins grünliche. Es wurden folgende Auslöschungsschiefen bei ihm gefunden:

$$c/c = 36^0,\ 42^0,\ 38^0,\ 43^0,\ 37^0.$$

An zweiter Stelle ist der Chromdiopsid zu nennen, welcher sich von dem ersteren durch seine deutlich grüne Farbe unterscheidet. Er ist nicht pleochroitisch und weist Auslöschungsschiefen von 37^0, 39^0, 37^0 c/c.

Eine vielfache Verzwilligung nach (100), sowie eine Ab-

sonderung nach der genannten Fläche, welche man zuweilen an einigen Augitkörnern, mit Orientierung (001) findet, sprechen für das Vorhandensein von Diallag.

Zuletzt ist noch der gemeine Augit zu nennen, auf dessen Anwesenheit im Gestein die grossen Auslöschungsschiefen von 54°, 49°, 48°, 52° c/c auf annähernd (010) hindeuten. Seine Verbreitung scheint jedoch gering und lokal zu sein. Umwandlungserscheinnngen der Augite im frischen Gestein sind selten zu beobachten und bestehen in der Uralitisierung oder Serpentinisierung derselben. Abgesehen von dem Uralit, welcher sich im Gestein sekundär einstellt, findet man von den Hornblenden noch den **Tremolit**, welcher als Uebergemengteil durchgehend zu sein scheint. Er ist ebenfalls xenomorph, körnig. Sein Pleochroismus ist

c = lichtgrün,
b = licht gelblich grün,
a = farblos.

Auf zwei Schnitte fand ich die Auslöschungsschiefen 16° und 18° c/c.

Eine andere Hornblende, deren Auftreten in irgend einer Beziehung zu dem Kontakt des Peridotites mit dem Amphiboliten stehen mag, findet man im Gestein, nahe der ersten Amphibolitlage im obersten Valle di Capolo. Diese Hornblende ist schwarzgrün, meist körnig, selten kurzprismatisch, mit starkglänzenden Spaltflächen. Sie tritt zuerst vereinzelt auf, dann reichert sie sich gegen den Kontakt schnell an und lässt das Gestein ganz schwarz erscheinen. Im Dünnschliff ist es ebenfalls schwer zu unterscheiden, ob diese Hornblende primär oder sekundär ist, denn sie zeigt hier ebenfalls fetzenförmige Schnitte mit buchtigen Umrisslinien. Ihr Pleochroismus ist schwach, in den unreinen, trüben, grünen Farben ; die Auslöschungsschiefe auffallend gross: c/c = 27°, 32°, 31°, 29°, 27°. Ihr Pleochroismus:

c = grün,
b = grün ins Gelbliche,
a = grün farblos, gelblich-grünlich,

wahrscheinlich eine sehr eisenreiche gemeine Hornblende.

Neben dieser Hornblende kommt der Strahlstein vereinzelt vor, im Kontakt selbst aber reichert er sich ebenfalls an, verdrängt fast alle übrigen Gesteinskomponenten und bildet Aggregate. Seine Stengel erreichen manchmal eine Länge bis zu 15 cm ; seine Farbe ist lichtgrüngrau. U. d. M. zeigt er den Pleochroismus:

c = lichtbläulich-grün,
b = lichtgelblich-grün,
a = farblos bis grünlich,

Der Biotit besitzt eine bronceartige Farbe; sein Pleochroismus ist

c = b = lichtgelblich-rötlich,
a = farblos.

Picotit und Pleonast sind wegen ihrer unscheinbaren Korngrösse nur u. d. M. von einander zu trennen. Der Picotit erscheint braun, der Pleonast grün. Der Chromit bildet stellenweise, wenn auch selten, Schlieren von unbedeutender Grösse. Man erkennt ihn bei grösseren Körnern an seiner schwarzbraunen bis braunen Farbe, dem muschligen Bruche und dem fettigen Glanz.

Magnetit kommt in gleicher Weise vor wie Picotit und Pleonast. Feinkörnige, staubartige, in Zügen angeordnete Massen durchziehen manchmal alle Komponenten, die sie auf ihrem Weg treffen, Picotit und Pleonast nicht ausgeschlossen, und können als Magnetit gedeutet werden.

Zuletzt ist noch der Granat zu erwähnen, welcher, wie schon bemerkt, nur nahe dem Kontakt des Peridotites mit dem Amphiboliten zu treffen ist. Seine Korngrösse erreicht selten diejenige einer Erbse. Er ist oft hypidiomorph, auch automorph entwickelt und von weinroter Farbe; u. d. M. erscheint er lichtrosa gefärbt.

Wie bei einem Olivinkorn, so geht auch bei der ganzen peridotischen Masse die Serpentinisierung von der Oberfläche und den Rissen und Klüften aus. Da die peridotische Masse in ihren unteren und ihren westlichen Teilen weniger zertrümmert ist, so ist auch die Serpentinisierung an diesen Partien geringer, als in den oberen und östlichen Teilen, wo die Zertrümmerung eine intensivere ist. Bezeichnet man die Serpentinisierung des Peridotites im Valle di Capolo als beginnend, so ist sie im Valle di Loda, Valle del Mezzo und bei Alpe di Naccio vollendet. Der Serpentin ist dicht, von dunkelgrüner und zuweilen brauner Farbe.

Chrysotil findet man oft, jedoch stets in dünnen, einzelnen oder mehreren zu einander paralell verlaufenden Streifen.

Ein Handstück des peridotitischen Gesteins, das im Valle di Capolo geschlagen wurde und u. d. M. sich als ganz frisch erwies, lieferte das Material für eine Analyse, welche ebenfalls von Fräulein Dr. L. Hezner ausgeführt wurde. Die Analyse ergab folgende Werte wie bei 1:

	1	2	3
SiO_2	42,83	42,73	41,83 [1]
TiO_2	—	Sp.	—
P_2O_5	0,06	—	—
Al_2O_3	2,12	0,61	0,51
Cr_2O_3	0,63	0,54	0,38
Fe_2O_3	1,84	3,43	3,82
FeO	5,71	4,99	3,88
NiO	0,92	—	—
MnO	0,16	—	Sp.
CaO	1,82	0,93	0,25
MgO	43,12	45,21	48,54
H_2O unter 110°	0,10	0,09	0,07
Glühverl.	0,63	1,75	0,47
	Sa. 99,94	100,28	99,75
	s = 3,31	s = 3,19	s = 3,27

D. Die Marmore.

Diese Gesteine sind im Gebiete in fünf Zonen verteilt, jedoch sind zwei davon, aus tektonischen Gründen, mit den Glimmerquarziten in einer Zone zu vereinigen. Jede Zone besteht aus mehreren Marmorschichten, deren Mächtigkeit von einigen Centimeter bis gegen 50 m (Olocaro) schwankt, doch sind die meisten 0,5 m bis 1,5 m mächtig. Wahrscheinlich vereint, in manchen Fällen eine Marmorschicht mehrere ursprünglich selbständige Kalkschichten, welche bei der Umbildung zu Marmor miteinander verschmolzen. Dies könnte man z. B. zum Teil für den Olocaromarmor annehmen, wo graue, dunkelgraue und weisse Varietäten nebeneinander liegen, ohne eine scharfe Grenze erkennen zu lassen.

Manche, nicht alle, dieser Marmorschichten sind von Amphibolitlagen begleitet. Diese letzteren trennen, im Verein mit den neben ihnen auftretenden, meist dünnschiefrigen Gneisen die Marmore voneinander. Die die Zonen abschliessenden Marmorschichten sind stets nach aussen von Amphibolit begleitet. Speziell sei erwähnt, dass von den am Nordrand der Marmorglimmerquazitzone auftretenden Marmoren keine der inneren Schichten Amphibolitbeglei-

[1] 1 = Peridotit, Valle di Capolo.
2 = Olivinfels, Val Gorduno bei Bellinzona.
3 = Olivinschiefer, Almeklovdalen, Söndmöre, Norwegen.
2 und 3 sind zum Vergleich mit 1 aus GRUBENMANNS *Die Kristallinen Schiefer* entnommen.

tung besitzt. Der Südrand dieser Zone hingegen scheint, soweit die ungenügenden Aufschlüsse zu urteilen erlauben, aus zwei bis fünf Marmorschichten zu bestehen, welche jedesmal nach aussen von Amphibolit begleitet sind.

Die Marmorschichten sind, mit Ausnahme des Olocaromarmors, nicht in der Streichrichtung durch das ganze Gebiet zu verfolgen; sie setzen oft für längere Strecken aus und erscheinen als langgestreckte, plattgedrückte Linsen. Dasselbe gilt auch für die einzelnen Zonen; z. B. beginnt die Suolo-Dorca-Zone im Osten ungefähr bei Scelasco, ist bis Dorca zu verfolgen, und erscheint erst wieder südlich Moneto[1].

Nach Korngrösse lassen sich mittel- und feinkörnige bis dichte Marmorvarietäten unterscheiden. Ihre Farbe wechselt für ganze Schichten, sowie innerhalb einer solchen. Varietäten gröberen Kornes besitzen immer eine lichte Farbe, weiss, lichtrosa, gelbweiss, lichtgrau; die feinkörnigen sind meist grau bis dunkelgrau, doch fehlen lichte Farben diesen nicht. Dichte Varietäten sind meist durch Zertrümmerung dicht, daher besitzen sie bald dunkle, bald lichte Farben. Eine schöngeflammte Varietät ist der Olocaromarmor. Derselbe wurde in einem gut eingerichteten Steinbruch, oberhalb der für die Wasserversorgung von Locarno gefassten grossen Quelle, ausgebeutet.

Die Textur der Marmore ist massig bis schwachschiefrig. Die letztere ist entweder durch plattige Ausbildung der Calcitkörner oder durch Quetschung zustande gekommen.

Die Struktur ist granoblastisch, klastoporphyrisch oder kataklastisch.

Nach dem Mineralbestand sind quarzfreie resp. quarzarme und quarzreiche Varietäten zu unterscheiden. Die quarzfreien oder quarzarmen Marmorvarietäten sind stets diejenigen, welche von Amphiboliten begleitet werden. Mit dem Quarzgehalt ist meistens auch ein reichlicher Gehalt an kohliger Substanz oder Graphit verbunden.

Alle Marmore mit verdünnter, kalter Salzsäure behandelt, brausen lebhaft auf, was die Annahme, dass sie zum grössten Teil aus Calcit bestehen, zulässig macht.

Quarzfreie resp. quarzarme und quarzreiche Varietäten unterscheiden sich nicht nur durch ihren Quarzgehalt, sondern auch durch den Reichtum ihrer andern Gemengteile. Die ersten zwei sind an Neben- und Uebergemengteilen stets

[1] Für die andern Zonen vergleiche die Karte.

ärmer als die Quarzreichen. Als Nebengemengteile kommen in Betracht sulfidische und oxydische Eisenerze und als Uebergemengteile, neben dem Quarz für die quarzfreien und qnarzarmen Plagioklas, Epidot, Biotit, Muskowit, Tremolit, Diopsid, Titanit, kohlige Substanz, resp. Graphit und Turmalin. Der **Quarz** ist bei den quarzreichen Varietäten ein Hauptkomponent, reichert sich aber auch bei den andern zuweilen etwas an. Dasselbe ist auch von der kohligen Substanz resp, Graphit zu sagen. Von den übrigen Mineralien ist es der **Tremolit**, welcher besonders bei den quarzreichen öfters in grösserer Menge auftritt; bei den quarzarmen ist er stets vorhanden; bei den quarzfreien fehlt er oft ganz. **Dicpsid** findet sich im Marmor des Nordrandes der Suolo-Dorca-Zone und des Val di Remagliasco. Vereinzelte Körner von Turmalin fand ich in einem Schliff aus dem schwarz-grauen quarzreichen Marmor bei Olocaro. Quarzfreie, quarzarme und quarzreiche Varietäten findet man in allen Zonen.

E. Die Glimmerquarzite.

Hauptsächlich aus diesen Gesteinen wird die Marmor-Glimmerquarzit-Zone aufgebaut. Am Südrande findet eine Wechsellagerung zwischen quarzreichen dunkeln Marmoren und Glimmerquarziten statt, am Nordrande scheint das nicht der Fall zu sein[1]. In ihrem ganzen Auftreten stellen sie eine mächtige Linse dar, welche im Osten, südlich unweit San Lorenzo (Losone) beginnt und bei Monadello (im Westen) die schweizerisch-italienische Grenze erreicht.

Die Glimmerquarzite sind feinkörnige, graue bis graubraune, meist starkgefältelte Gesteine. Ihre Textur ist massig, kristallisationsschiefrig, schwach gebändert, helizitisch; die Struktur granoblastisch-lepidoblastisch, verbunden oft mit Kataklaststruktur.

Der **Quarz** ist stets Hauptgemengteil, neben ihn als solche treten **Biotit** oder **Muskowit** oder auch beide zusammen. **Chlorit** tritt zuweilen an Stelle des Biotites oder auch neben diesem auf. Stets untergeordnet ist der **Albit**, ebenfalls **Zoisit** und **Epidot**. Auffallend ist das reichliche Auftreten von **Turmalin**, welcher meist zertrümmert und verschleppt ist, jedoch findet man im Dünnschliff oft Schnitte paralell und ⊥ c. Farbe und sonstiges Verhalten des Turmalins sind wie bei demjenigen der Injektionsgneise.

[1] Vergleiche « Marmore ».

Rutil und **Zirkon**, den ersteren oft nach (301) verzwillingt, findet man hie und da.

Die Schichten, welche mit den Marmoren wechsellagern, enthalten auch **Calzit**, welcher meist ein Uebergemengteil ist, jedoch stellenweise in kleinen Partien als Anreicherung vorkommt, die so stark sein kann, dass alle übrigen Komponenten verdrängt werden.

Der grosse Turmalingehalt der Glimmerquarzite weist auf pneumatolitische Injektion hin, doch haben diese Gesteine ganz im Osten möglicherweise ebenfalls eine schwache wässrige Injektion erhalten.

F. **Der Gips.**

Dieses Gestein kommt nur an einer Stelle im Gebiete vor und zwar im Valle di Bordei unweit der Vereinigung des Boschettobaches mit dem Bordeibach. Er stellt eine etwa 5 cm mächtige, stark gequetschte und gefaltete Lage dar, welche zwischen den wechsellagernden Glimmerquarziten und Marmore des Nordrandes der Marmor-Glimmerquarzit-Zone zu liegen kommt.

Das Gestein ist weiss, dicht und mit dem Messer leicht ritzbar.

IV. QUARTÆRE BILDUNGEN

A. **Glazialablagerungen.**

Im ganzen Gebiet sind Moränen und erratische Blöcke bis auf eine Höhe von 1200 m zu treffen. Die Moränen bilden eine zusammenhängende, aus vielen Fetzen bestehende Decke, deren Mächtigkeit schätzungsweise mit 2,5 m im Mittel anzugeben wäre. Verhältnismässig grössere zusammenhängende Partien sind auf der Centovalliseite: bei Moneto, Palagnedra, Rasa, Cadalone, Dorca, Maglia, Carbozzei, Suolo; auf der Ostseite: im Westen hinter Losone und Zota; auf der Lago Maggioreseite: bei Monti di Ronco und in der Umgebung von Brissago.

Mit einer einzigen Ausnahme im Valle di Loda (auf ungefähr 1200 m Höhe) sind alle Moränen nicht verkittet. Die Gesteine, aus denen sie sich zusammensetzen, sind Gneise, Amphibolite und Peridotit. Die Gesteinsbrocken sind in einem erdig-sandigen Gruss eingebettet und besitzen abgerundete Kanten und Ecken, jedoch keine Schrammen, was dadurch

zu erklären ist, dass alle Gesteinsarten von ungefähr gleicher Härte sind.

Die verkittete Moräne im Valle di Loda besteht hauptsächlich aus Amphibolit- vereinzelt Peridotit und Serpentinbrocken, welche ebenfalls gerundete Kanten aufweisen. Das Bindemittel, der ursprüngliche Moränengruss und -schlamm, ist tiefgrün, erdig, hart und zähe. Es ist möglich, dass die feste Moräne einer andern, älteren Vergletscherung angehört als die losen.

Unterhalb Cadalone, auf dem Wege nach Corcapolo (450 bis 480 m) ist eine kleine Partie gelben Sandes mit etwas verwittertem Gerölle zu treffen. Nach Analogie mit dem Melezza-Sand und -Gerölle, von welchen sich jene nur durch die Farbe unterscheiden, sehe ich dieses Vorkommen für fluviatil an, und jedenfalls ist es älter (Pliozän?) als die Moränen, welche sich erst in einiger Entfernung einstellen. Nähere Beziehungeu zwischen diesen letzteren und dem Sande waren jedoch nicht zu ermitteln.

B. **Bergstürze und Gehängeschutt.**

Drei Bergstürze sind zu verzeichnen, deren Schuttmassen auf den Moränen liegen und die daher als postglazial anzusehen sind. Der grösste ist auf der linken Seite des Valle di Bordei, bei Cortugna. Seine Abbruchstelle ist nicht mehr in ihren Umrissen kenntlich, findet sich aber in dem, den Peridotit überlagernden Amphiboliten. Amphibolitblöcke bis über 70 m³ liegen im Tale zerstreut bis unterhalb des Dorfes Bordei, sie füllen das Bachbett aus und nach ihrer Menge zu urteilen, handelt es sich hier um eine Sturzmasse von ungefähr 7000 m³. Der Pizzo Leone-Bergsturz, auf der Nordseite dieses Berges, zwischen Dorca und Termine, erlaubt wegen der teilweisen Bewachsung keine genaue Schätzung, doch war er kaum kleiner als der oben genannte.

Ein dritter, kleinerer, mit ungefähr 1500 m³ anzugeben, ist anf der linken Seite des Valle delle Boschetto auf dem Wege nach Palagnedra zu treffen.

Bedeutende Gehängeschuttanhäufungen finden im Gebiet keine grosse Verbreitung.

Auf der Centovalliseite sind Gehängerschuttanhäufungen zu nennen: im obersten Valle di Capolo, Valle del Boschetto und Bocchetta del Fornale, sowie im obern Valle di Bordei.

Auf der Lago Maggioreseite kommen solche Anhäufungen unterhalb Lenzuoli (Costone) und oberhalb Voje vor.

V. DIE QUELLEN

Als quellenbildend erweisen sich in diesem Gebiete besonders die Marmore und Glimmerquarzite und in zweiter Linie die Injektionsgneise, welche beide bei der Gebirgsbildung grosse Zertrümmerung und Auflockerung erfahren haben. Der Peridotit ist zwar ebenfalls in seinen oberen Teilen stark zertrümmert, jedoch vermag er wegen seiner geringen Ausbreitung keine grossen Mengen meteorischen Wassers aufzunehmen. Am wenigsten oder gar nicht eignet sich der Amphibolit dazu. Den Marmoren kommt die Aufgade zu, das Wasser, welches von den Glimmerquarziten etc. aufgenommen und ihnen zugeführt wurde, zu leiten, um es an geeigneten Stellen als Quellen austreten zu lassen. Moränen und Gehängeschutt begünstigen die Quellbildung, da sie einen Teil ihres Wassers dem darunter liegenden Gestein abgeben und selbst Quellen bilden, wenn auch unbeständige.

Die Marmorglimmerquarzit-Zone weist die ergiebigsten und beständigsten Quellen auf. Die obere Follaquelle (im Valle di Folla, 1100 m) und die Foiascoquelle (Foiasco 1082 m) besitzen in der Glimmerquarzitzone ihr Sammelgebiet. Sie treten aus den Glimmerquarziten ungefähr auf gleicher Höhe aus und sind etwa 200 m von einander entfernt. Der Ertrag der ersteren ist ungefähr zwei Sekundenliter, ihr Wasser sickert jedoch schon etwa 150 m unterhalb wieder ein, um im selben Tale unterhalb Olocaro bei 745 m die untere Follaquelle[1] zu bilden. Auf eine Strecke von etwa 300 m liegt also das Tal trocken.

Der Ertrag der Foiascoquelle ist viel bedeutender, etwa 30 Sekundenliter. Ein beträchtlicher Teil ihres Wassers sickert jedoch ebenfalls ein (bei 780 bis 800 m) und zwar beim Passieren der randlichen Glimmerquarzite und der Marmore, um die oben erwähnte, untere Follaquelle zu verstärken, was durch Färbeversuche bestätigt wurde. Die untere Follaquelle mit 60 Sekundenliter Ertrag wird nicht allein durch das Sickerwasser der oben genannten Bäche gespeist, sondern die

[1] Im Auftrage der Gemeinde Locarno studierte seinerzeit Prof. A. Heim die Quellen in der Umgbung von Remo und legte in einem Gutachten die Ergebnisse seiner Untersuchung dar. Ich habe dieses Gutachten gelesen und stimme mit Heims Auffassung überein. In meiner kurzen Uebersicht über die Quellen in meinem Gebiete, nenne ich die « Remoquelle » « untere Follaquelle. » Mit « Remoquelle » bezeichne ich die Quelle, welche bedeutend näher an Remo liegt und über welche in dem genannten Gutachten zu lesen ist : « In erster Furche westlich Remo usw. »

Glimmerquarzite von Corona dei Pinci bis etwas westlich Foiasco liefern ihr aufgenommenes Wasser grösstenteils direkt der untern Follaquelle. Die Quelle ist gefasst und versorgt Locarno mit Wasser.

Von den andern Quellen, welche ebenfalls ihr Sammelgebiet in den Glimmerquarziten haben, sind die wichtigsten :

Die Remoquelle (zwischen Remo-Dorca) auf ungefähr 880 m, 30 Sekundenliter;

Die Cadalonequelle (zwischen Dorca und Termine, 1012 m) ebenfalls 30 Sekundenliter. Diese Quelle lieferte, gewöhnlich auch in trockenen Jahren Wasser, jedoch im Jahre 1913, das ziemlich trocken war, gab sie kein Wasser ; im Jahre 1914, als ich wieder vorbei kam, lieferte sie wieder Wasser, woraus auf ihre Unbeständigkeit zu schliessen ist.

Eine grössere Quelle muss die jenseits (westlich) Termine, im obersten Teil des Valle della Terra-vecchia sein. Genauere Beobachtungen sind jedoch unmöglich, wegen der Moränen, welche diesen Teil des Tales bedecken.

Aus den Gneisen der Melezza-Zone treten kleine, meistens unbeständige Quellen aus, z. B. bei Carbozzei mit etwa 0,80 Sekundenliter; unterhalb Suolo (südlich davon) am Rande der « Remo-Zone » tritt eine Quelle mit annähernd 5 Sekundenliter aus.

Südwestlich von Arcegno (bei Brumo) kommen zwei grosse Quellen zu Tage, jedoch erlauben Gehängeschutt und Moränen keinen genaueren Einblick in die Verhältnisse. Sie sind jedenfalls für Felsschichtquellen zu halten und kommen höchst wahrscheinlich aus den Marmoren, welche die Pizzo Leone-Zone nach beiden Seiten hin abgrenzen.

Eine sehr ergiebige Quelle ist die unweit Vantarone (Lago Maggioreseite, im Westen des Gebietes). Sie ist gefasst und nach Brissago geleitet.

Noch sind eine Anzahl von Quellen vorhanden, welche jedoch wegen ihrer geringen Beständigkeit oder ihres geringen Ertrages keiner besonderen Erwähnung bedürfen.

VI. STRATIGRAPHIE

Aus dem bei den Gesteinszonen Gesagten ist es ersichtlich, dass die Gesteinsarten in meinem Gebiete sich in einer Wechsellagerung befinden. Diese Wechsellagerung jedoch, wie später ausgeführt wird, ist mit wenigen Ausnahmen nicht eine ursprüngliche, stratigraphische, sondern eine nachträgliche, tektonische.

So gross die tektonischen Störungen im Gesteinskomplex eines Gebietes auch sein mögen, so werden die ursprünglichen stratigraphischen Verhältnisse kaum jemals gänzlich verwischt; gewisse Gesetzmässigkeiten im Auftreten der einzelnen Gesteinsarten, die Beziehungen derselben zu einander, erlauben stets, das rein stratigraphische von dem tektonischen zu unterscheiden.

Eine Gesetzmässigkeit ist es, dass die Marmore, die quarzfreien resp. die quarzarmen, in meinem Gebiete von Amphibolit begleitet werden. Der Marmor und der Amphibolit gehören darnach seit ihrer Ablagerung nebeneinander; das eine Gestein muss das Liegende resp. das Hangende des andern sein. Die durch den letzten Satz entstehende Frage, welches der beiden Gesteine oben oder unten zu liegen kommt, ist durch die Zone der Marmorglimmerquarzite zu lösen, welche ein Relikt ursprünglicher Schichtung noch leicht erkennen lässt.

Figur 1 stellt ein Profil (ungefähr Olocaro-Casone, vergl. Profil 5) der genannten Zone dar. Im Norden wird diese durch eine etwa 1 m mächtige Amphibolitlage,

1. von der zweiten (Remo-) Gneiszone getrennt. Diesem Amphibolit folgen dann nach Süden;

2. ein etwa 45 m mächtiges Paket von lichtgrauen, dunkelgrauen, weissen, oft schön geflammten, quarzfreien bis quarzarmen Marmoren;

3. 0,5 m hellgelber, quarzreicher Marmor;

4. 11 m schwarzgrauer, quarzreicher Marmor;

5. 50 m Glimmerquarzite;

6. 6 m schwarzgrauer, quarzreicher Marmor;

7. 35 m Glimmerquarzite;

8. 20 m schwarzgrauer, quarzreicher Marmor;

9. 8 m Glimmerquarzite;

10. 12 m schwarzgrauer (stellenweise weisser) quarzreicher Marmor;

11. etwa 650 m Glimmerquarzite;

12. 1,5 bis 2 m (?) dunkelgrauer, quarzhaltiger Marmor.

Was nach 12 folgt ist bei Casone nicht zu sehen; Schutt und Vegetation bedecken das Gelände. Erst weiter im Osten findet man, am Nordrande der Zone, zwei bis drei mal (?) 0,2 bis 0,4 m mächtige Marmorschichten, welche nach aussen (nach Süden) von ungefähr ebenso mächtigen Amphibolitlagen begleitet sind. Der Südrand der Zone kommt nirgends vollständig aufgeschlossen vor, doch ist es von Wichtigkeit, dass sie mit Marmor und Amphibolit nach Süden abschliesst

und wenn nach dem ersten Amphibolit nochmals Marmor und Amphibolit folgen, so ist dies eine tektonische Wechsellagerung, welche sich am Südrande der Zone einstellt[1].

In dem eben besprochenen Profil kommt der Gips nicht vor. Im Valle di Bordei kommt er, wie schon erwähnt, zwischen den wechsellagernden Glimmerquarziten und quarz- und graphitreichen Marmore des Nordrandes der Marmorglimmerquarzitzone zu liegen.

Die Marmorglimmerquarzitzone liegt zwischen der zweiten (Remo-) und der dritten (Pizzo Leone-) Gneiszone; sie ist von diesen durch Amphibolitlagen abgegrenzt und enthält selbst kein Amphibolit. Nach diesem ihrem Verhalten ist sie für eine Mulde unsymetrischen Baues zu halten: ihr Nordschenkel weist bei einiger Reduktion seiner Mächtigkeit ursprüngliche Stratigraphie auf; ihr Südschenkel hingegen erscheint nicht nur in seiner Mächtigkeit reduziert, sondern er verlor, grösstenteils durch Ausquetschung am Südrand seine primäre Gesteinszusammensetzung.

Etwas besser erhalten scheint der Südrand der Marmorglimmerquarzitzone oberhalb Calzo (östlich Corona dei pinci) zu sein; Moränen und Vegetation jedoch erlauben hier kein eingehendes Studium.

Stellt die Marmorglimmerquarzitzone eine Mulde dar, so sind die ihren Kern bildenden Glimmerquarzite,

1. das jüngste Schichtenglied, denen als Aelterers nach unten folgen:
2. die schwarzgrauen, quarzreichen, mit Glimmerquarziten wechsellagernden Marmore und der Gips;
3. die quarzfreien und quarzarmen Marmore;
4. der Amphibolit und
5. die Injektionsgneise.

Es ist nicht mit absoluter Sicherheit zu sagen, ob der Amphibolit, der Diabas, eruptiver oder intrusiver Natur ist, doch halte ich das erstere für wahrscheinlicher und zwar aus folgenden Gründen:

Erstens das Fehlen von Apophysen und jeglicher kontaktmetamorphe Erscheinungen in den, den Amphiboliten begleitenden Marmoren.

Zweitens sehen die genannten Marmore, sobald sie nicht nahe der Zonen intensiver Injektion im Gebiete auftreten, kalkig aus.

Die Umwandlung des Kalkes zu Marmor ist nicht eine Folge des Kontaktes mit dem Diabasen, sondern eine solche

[1] Siehe Tektonik.

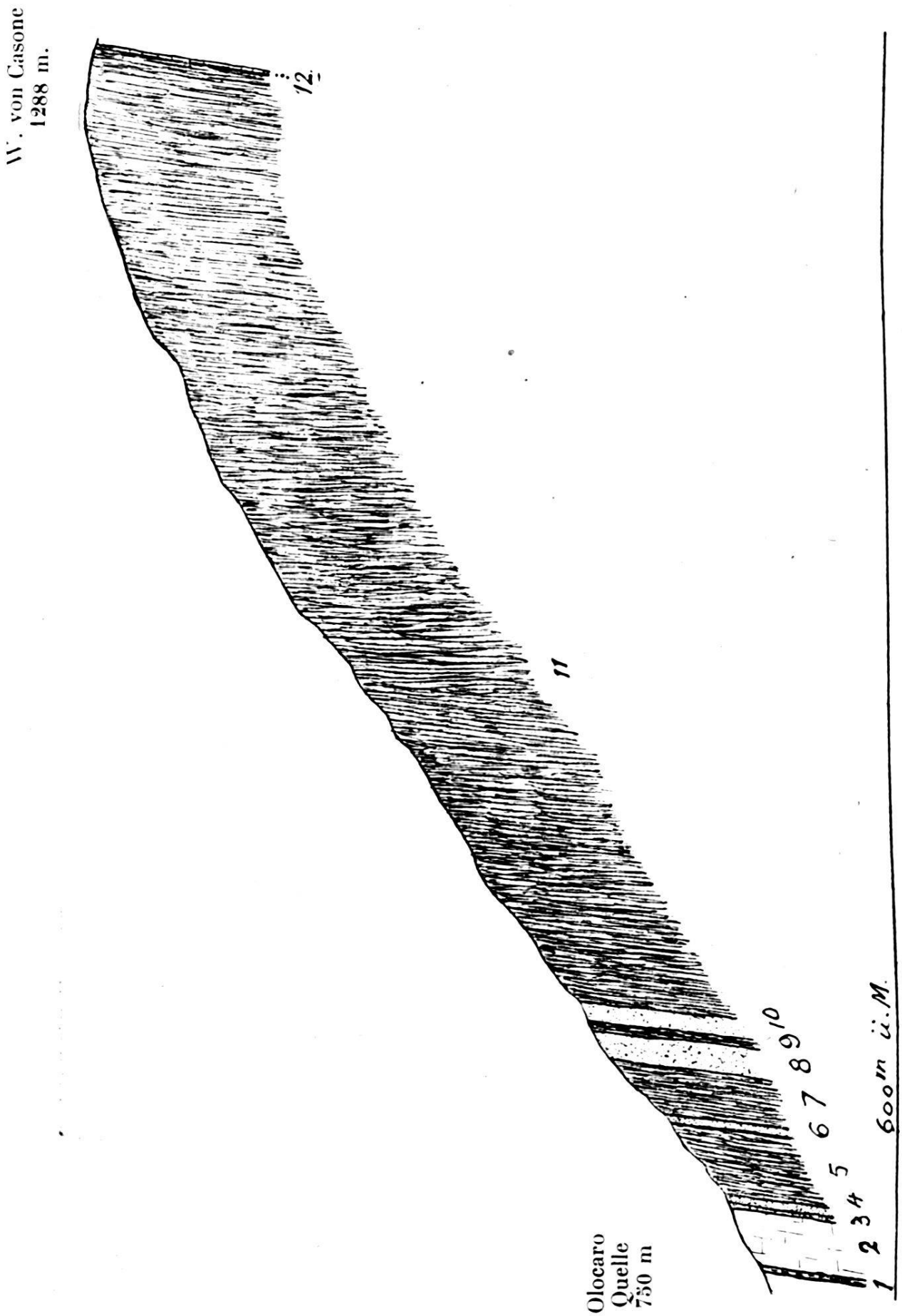


Fig. 1. — Profil durch die Marmor- u. Glimmerquarzitzone zwischen Olocaro und Casone. — Skala 1 : 7000.

des spätern Injektionsvorganges im Gebiete, z. T. wohl auch dynamisch entstanden.

Den **Diabas**, nach seiner Struktur und Textur, könnte man für intrusiv halten, jedoch Ergüsse von solch gewaltigen Dimensionen, wie diese des Diabases der Ivrea-Zone (es handelt sich hier höchst wahrscheinlich um einen Spalten- (Massen-) Erguss) könnten in ihren inneren Partien bei langsamer Abkühlung ebenfalls solchen Charakter annehmen. Die oberen, rasch erstarrten Partien, sowie die Tuffe, falls solche überhaupt vorhanden waren, konnten nachträglich abgetragen worden sein. Nach dem letzten Vorgang, nach der Abtragung der oberen Kruste des Diabases, kam der Kalk zur Ablagerung.

Struktur und Textur des **Peridotites**, die kontaktmetamorphen Erscheinungen im Kontakt mit dem Amphiboliten sprechen für die intrusive Natur dieses Gesteins. Der Peridotit kommt zwischen den Injektionsgneis und den Amphibolit zu liegen (Figur 2 und 7). Das Auftreten von Amphibolitlagen im Peridotit, sowie das in Kontakttreten des letzteren mit den Marmoren der Cortugna-Marmorzone (zweite) (im Valle del Boschetto) sind Erscheinungen tektonischer Natur.

Aus diesen Betrachtungen ergeben sich die in Figur 2 schematisch zur Darsteffung gebrachten ursprünglichen stratigraphischen Verhältnisse.

An der rechten Seite des Valle di Folla, bei der gefassten Quelle (Untere Folla-Quelle), findet man nach dem Amphibolit, nach Süden, nicht gleich dem Marmor folgend, sondern eine etwa 0,40 m mächtige dunkle Gneislage mit etwas Pegmatit. Es ist danach möglich, dass lokal auf dem Diabasen nicht gleich der Kalk als Ablagerung kam, sondern zunächst etwas sandig-toniges Material und dann erst der Kalk.

Dies ist jedoch nicht mit Sicherheit anzunehmen, da eine Umwandlung eines Teiles des Amphibolites durch die sehr komplizierten geologisch-petrographischen Vorgänge im Gebiete vorliegen kann. Es kann schliesslich eine rein tektonische Ursache ebenfalls zu Grunde liegen. An der rechten Seite vom Val Foiasco scheint die genannte Gneislage nicht vorhanden zu sein.

Ueber das Alter der einzelnen Gesteinsarten sind nur relative Angaben möglich, da paläontologische Grundlagen nicht gefunden worden sind.

F. Rolle[1] hält « mutmasslich » die Gesteine von Losone,

[1] *Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz*, Blatt XIX des Eidgenössischen Atlas. Bern 1881.

« grüne Schiefer (Tonschiefer, Urtonschiefer) » und « schwarzgrauer Kieselschiefer (Lydit) der den Eindruck eines der Verkieselung anheimgefallenen Kalklagers macht » für äquivallent der Steinkohlenformation.

C. Schmid und H. Preiswerk [1], beim Besprechen der Ivreazone, erwähnen Gesteine in Bündnerschieferfacies.

A. Heim [2] hat die Glimmerquarzite oberhalb Olocaro (im Valle di Folla und Val Foiasco) gesehen und findet, dass diese Gesteine zum Teil den Bündnerschiefer ähnliches Aussehen besitzen.

Sollten die Glimmerquarzite äquivallent den Bündnerschiefer sein, so hat man sie, wie jene in der Hauptsache sind, für jurasisch zu halten. Die Marmore von Ascona (die Marmore meiner Ascona-Gridone-Zone), sind von Schmid und Preiswerk, nach Analogien für triadisch angesehen worden. Da diese Marmore ähnliche Verhältnisse, wie diejenigen der oben besprochenen Mulde zeigen, so hätten wir in dieser letzteren Gesteine, welche zum Teil dem Jura (die Glimmerquarzite und vielleicht auch die obersten schwarzgrauen Marmore) und zum Teil dem **Trias** (die quarzarmen

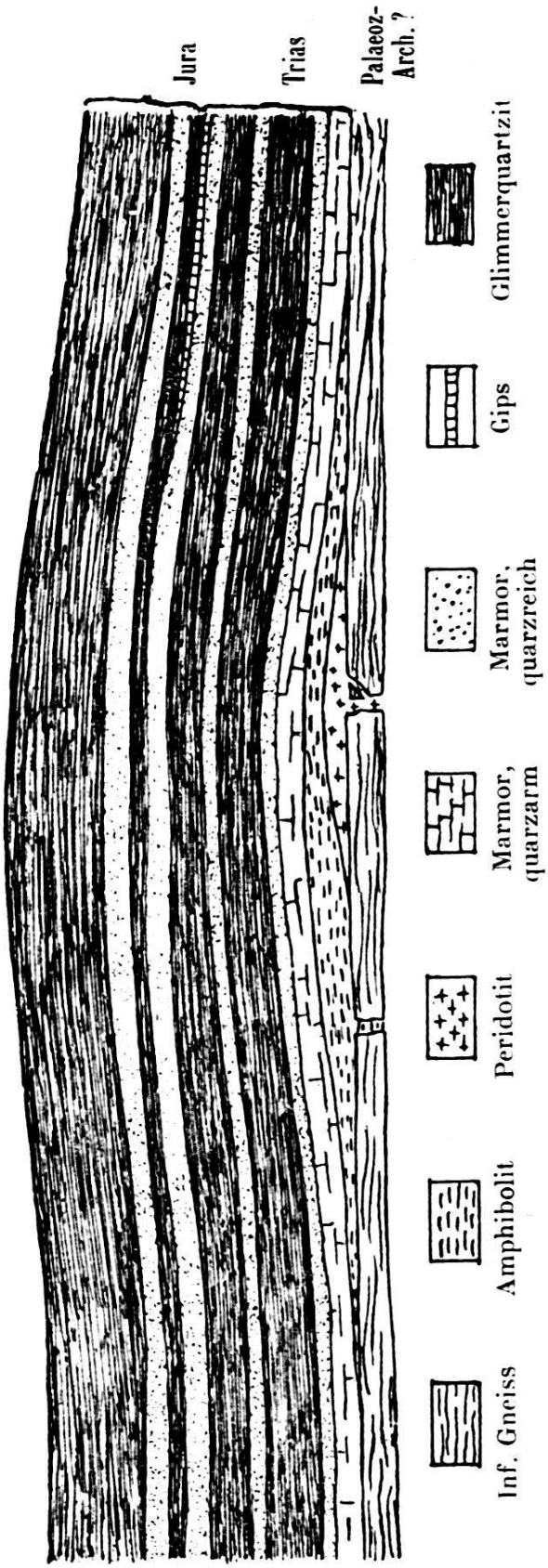


Fig. 2. — Die Amphibolit- u. Peridotitintrusionen vor der Faltung.

[1] Erläuterungen zur geologischen Karte der Simplongruppe, 1908.
[2] Persönliche Mitteilung.

und quarzfreien, sowie die schwarzgrauen, Marmore bis oberhalb des Gipses) angehören.

Der **Diabas**, als Erguss, ist älter als die Marmore, deren Liegendes er bildet und seine Eruption erfolgte nach der Ablagerung derjenigen sandigen Sedimente, welche später zu Injektionsgneisen wurden.

Die Injektionsgneise (die ursprünglichen sandigen Sedimente) sind höchst wahrscheinlich nicht älter als untertriadisch (Bundsandstein), da das Perm und Karbon, wo sie in der Schweiz auch vorkommen, an ihrer spezifischen Ausbildung immer wieder als solche erkannt wurden. Sollte in meinem Gebiet von Perm und Karbon die Rede sein, so sind diese tief unter dem ganzen Gesteinskomplex zu vermuten [1]. Der Diabas wäre darnach intratriadisch.

Der **Peridotit** als Intrusion ist für verhältnismässig jünger, vielleicht als postjurasisch anzusehen, da eine Intrusion für ihre Entstehung einen mächtigeren Gesteinskomplex, den sie nicht durchbrechen kann, als Hangendes voraussetzt.

Die Entstehung der Injektionsgneise aus den, das Liegende des Amphibolites bildenden Sandsteinen ist für verhältnismässig jung zu halten und zwar aus folgenden Gründen:

Die **Pegmatit-Lager** zeigen zwar eine Zertrümmerung, doch sind sie nicht geschiefert, was mit den übrigen Gesteinsarten allgemein der Fall ist. Kleine Verwerfungeu sind bei den Pegmatitgängen wohl zu beobachten, doch sind diese von geringen Beträgen. Die Amphibolitlagen waren in ihrer Mächtigkeit (infolge der Gebirgsbildung) schon reduziert, als die Pegmatitgänge sie durchzogen, denn sonst wären die letzteren ebenfalls geschiefert.

Zertrümmerung und sonstige Druckerscheinungen beim Pegmatit sind erst durch einen verhältnismässig geringen Zusammenschub im Gesteinskomplex zu Stande gekommen, welcher jedenfalls der letzte in der Geschichte der Entstehung der Alpen war. Die Pegmatitlager etc. sind Apophysen granitischer Intrusionen; sie sind kaum mit irgend einem zu Tage tretenden Granit der Alpen in Zusammenhang zu bringen. Ich halte es für wahrscheinlich, dass bei der Gebirgsbildung, tief unter dem Alpenkörper, granitische Intrusionen stattfanden, deren Apophysen diese pegmatitischen Lager etc. darstellen.

Beim Besprechen des Quartärs wurde eine verkittete und eine lose Moräne unterschieden. Die Erstere gehört vielleicht einer älteren Vergletscherung als die Letztere an.

[1] Siehe Tektonik.

VII. TEKTONIK

Schichten und Lagen im Gebiete streichen annâhernd O-W und besitzen, mit Ausnahme des, den Peridotit überlagernden resp. in diesem auftretenden Amphipoliten, ein durchschnittliches Fallen von 75° nach Norden.

Querverwerfungen sind nicht verbreitet und stets von sehr geringen Beträgen ; Verschiebungen (Rutschungen) im Sinne des Fallens hingegen besitzen eine grosse Verbreitung, worauf die vielen Rutschflächen hinweisen.

Diese Erscheinungen, sowie das steile Fallen der Schichten, die grobe und feine Fältelung der Letzteren, die stellenweise Ausquetschung ganzer Gesteinsschichten oder Schichtenserien, Zertrümmerungen, Auswalzungen und Bildung von tektonischem Gerölle etc. sprechen für tektonische Vorgänge grössten Stiles, welche nur in Wurzelzonen gewaltiger Faltendecken denkbar sind.

Ausser der im Vorhergehenden erwähnten Mulde gibt es im Gebiete noch drei andere, welche jedoch nur das früher besprochene Verhältnis Marmor-Amphibolit erkennen lassen. Diese drei weiteren Mulden entsprechen den Marmorzonen : I. Suolo-Dorca, II. Cortugna und III. Ascona-Gridone.

Innerhalb der Zonen kommen Amphibolit und Marmor mehrere Male nebeneinander vor ; zwischen diesen treten quarzreiche, dunkelgraue, graue bis weisse Marmore, sowie dünnschiefrige Gneise auf. Die quarzreichen Marmore sind den schwarzgrauen, quarzreichen Marmore der Marmor-Glimmerquarzit-Zone paralell zu stellen ; die dünnschiefrigen Gneise mögen dem Alter nach, teils zu den Injektionsgneisen, teils zu den Glimmerquarziten gehören. Sie haben ihrer Mineralzusammensetzung nach eine schwache Injektion erfahren.

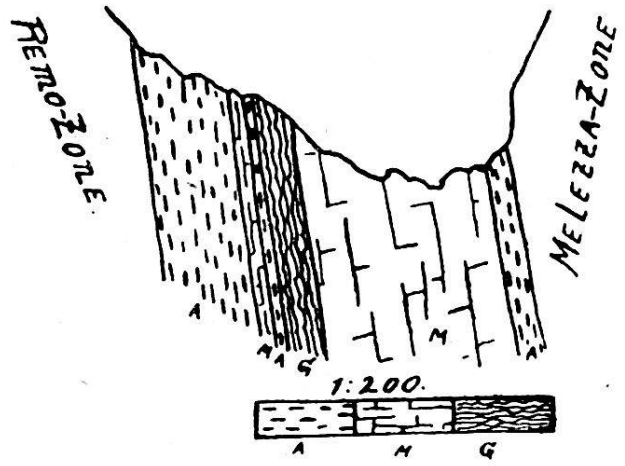
Von Stelle zu Stelle ändert sich die Gesteinszusammensetzung einer Zone, indem bald die eine, bald die andere Schicht — oder Schichtenserie — zur Ausquetschung gelangt. So kommt es, dass Schichten, welche sonst nicht nebeneinander gehören, nebeneinander zu stehen kommen.

Die Marmor-Zone Suolo-Dorca weist in der Remagliasca-Schlucht, ausgehend von der Stelle, wo Suolo und Folla zusammentreten, elf mal Marmor auf, welcher, nicht immer, von Chloritschiefer begleitet ist. Daneben treten dünnschiefrige Gneise und Quarzlinsen auf. Der Südrand der Zone ist von Amphibolit eingenommen, welcher mehr oder weniger zu biotitreichen blätrigen Schiefer umgewandelt ist. Nach dem

Amphibolit, folgt nach Norden Marmor. Der Nordrand der Zone ist hier nicht aufgeschlossen.

Etwa 100 m weit von dieser Stelle, in der Suolo-Schlucht, findet man mehrere dieser Marmorezonen, welche das Bett des Baches schief durchqueren ; eine derselben ist auf der Südseite von Amphibolit begleitet.

Bei Dorca (Süd-Ostseite) präsentiert sich eine solche Zone, wie in Fig. 3 dargestellt ; man sieht auf der Süd-, sowie auf der Nordseite der Zone Amphibolit auftreten, ebenso inner-



A = Amphibolit. M = Marmor. G = Gneiss (dünnschiefriger)

Fig. 3. — Marmorzone von Dorca.

halb derselben. Doch findet man etwa 100 bis 150 m nördlich dieser Stelle auf der Ostseite von Dorca wiederum Marmor in dünnen Lagen und Linsen auftreten, welche gleichen Verhalten zeigen, wie die bisher genannten Marmore. Sie gehören somit zu einer einheitlichen kleinen Marmorzone. Zwischen diese beiden Marmorzonen treten Augengneise und Amphibolite auf. Die kleine Marmorzone besitzt jedoch keine Selbstständigkeit, da sie weder in Remaglasco Profil noch weiter im Westen bei Moneto wahrzunehmen ist. Sie ist daher als ein Anhängsel der Suolo-Dorca Synklinale aufzufassen.

Im Süden von Moneto (im Westen des Gebietes) präsentiert sich diese Marmorzone ungefähr wie an der ersterwähnten Stelle (in der Remagliascaschlucht), mit dem Unterschied, dass hier, statt des Chloritschiefers, Amphibolit auftritt.

Die Cortugna-Marmorzone, im Valle di Capolo, ungefähr unterhalb Age, weist vier mal Marmor auf; der nördlichste ist dunkelgrau, quarzreich, etwa 1 m mächtig ; der zweite, nach Süden ist grau und stark grob gefältelt, etwa 6 m ; der dritte ist ebenfalls grau, im Mittel 0,25 m und der

letzte — weiss — im Mittel etwa 0,10 m. Rechts und links der Zone findet man Chloritschiefer; auf der Südseite, innerhalb der Zone, neben dem Marmor, dünne Lagen von Chloritschiefer und daneben auch Quarzit. Der Südrand ist stark gequetscht.

An dieser Stelle ist die Zone von dem im Süden auftretenden Peridotit durch eine etwa 50 m mächtige Amphibolitlage getrennt; im Valle del Boschetto (im Osten) hingegen kommt der Marmor mit dem Peridotit in Kontakt. Im Valle di Bordei ist das genannte Verhältnis zwischen Marmor und Peridotit nicht zu konstatieren.

Die Marmorzone Ascona-Gridone weist von Stelle zu Stelle ebenfalls grosse Abwechslung auf. Im obersten Valle di Bordei ist ihr bester Aufschluss zu finden. Von der basischen Zone ist diese durch Amphibolit getrennt; dem Letzteren, nach Süden, folgt Marmor, weiter dünnschiefrige Gneise, wechsellagernd mit quarzreichen, grauen Marmoren, dann wieder Amphibolit und Marmor zweimal wechsellagernd, weiter folgen dünnschieferige Gneise und zuletzt drei Marmorschichten durch dünne Amphibolitlagen von einander getrennt. Der Südrand weist kein Amphibolit gegen die Brissago-Gneiszone auf; dieser ist an dieser Stelle ausgequetscht worden.

Unterhalb Ronco, an der Landstrasse nach Brissago, am Lago Maggiore, sind die Marmore wieder zu treffen, jedoch mit sehr reduzierter Mächtigkeit.

Weiter östlich, an der ersten Biegung der Strasse Ascona-Brissago, findet man zwei Marmorpakete, von welchen der nördliche auf der Südseite, der südliche auf der Nordseite von Amphibolit begleitet ist; zwischen beiden treten Injektionsgneise auf. Die teilweise Verschüttung dieses Aufschlusses macht genauere Beobachtung unmöglich.

Es ist höchst wahrscheinlich, dass die Marmorzone Ascona-Gridone aus zwei von einander unabhängigen Marmormulden besteht.

Nach dem eben über die Marmorzonen Angeführten ist nicht nur das oben angedeutete Verhältnis Marmor-Amphibolit feststellbar, sondern auch, dass diese zwei Gesteine nebeneinander mehrere Male, innerhalb einer Zone, vorkommen. Es fragt sich nur, wie ist diese Wechsellagerung zustande gekommen, da nach der ursprünglichen Stratigraphie nur eine Amphibolitlage innerhalb der Schichtenserie vorkommt? Dieselbe Frage ist ebenfalls bezüglich der Wechsellagerung zwischen Injektionsgneis und Amphibolit in den Gneiszonen und in der basischen Zone

sowie bezüglich derjenigen zwischen dem Amphibolit und Peridotit zu stellen. (Das Verhalten der basischen Zone ist demjenigen der Gneiszonen gleich: Stellt man sich die Mächtigkeit der einzelnen Amphibolitlagen jener Zone auf wenige Meter reduziert und dementsprechend die Mächtigkeit der zwischen jenen auftretenden Gneise vergrössert vor, so erhält man eine weitere Gneiszone. Darnach ist die basische Zone gleich wie die Gneiszone zu behandeln).

Hält man die Glimmerquarzitzone, sowie die Marmorzonen

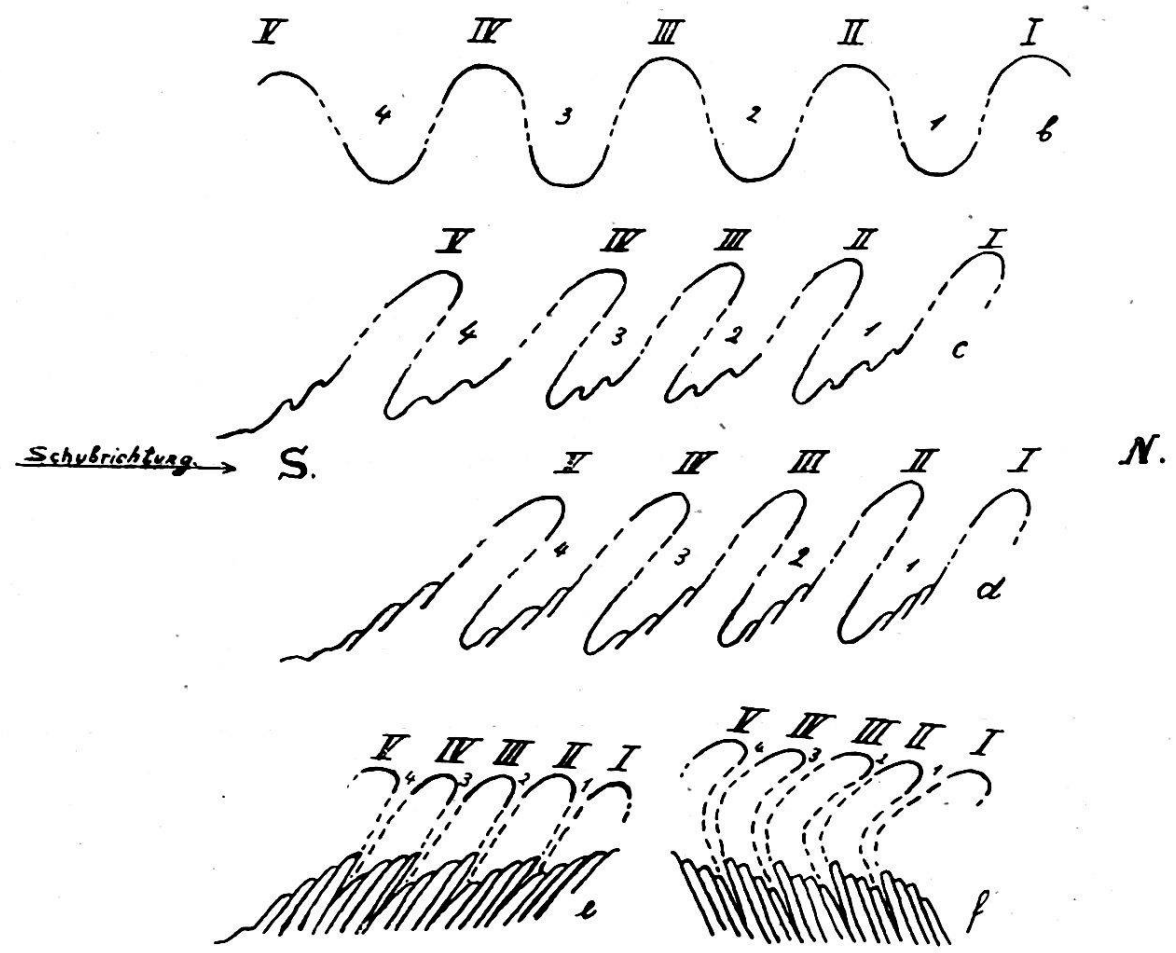


Fig. 4. — Faltung und Schuppenbildung.

für Synklinalen, so sind die Gneiszonen und die basische Zone als Antiklinalen anzusehen, deren symetrischer Bau bei starker tektonischer Beeinflussung verloren ging! Synklinalen und Antiklinalen sind durch Faltung entstanden, die in diesen zu konstatierende Wechsellagerung—durch Schuppung.

Die Figur 4 bringt den ganzen tektonischen Vorgang schematisch zur Darstellung:

In *a* den ganzen Gesteinskomplex vor der Faltung.

In *b* das erste Stadium der Faltung; Bildung von fünf Antiklinalen. (Diese Antiklinalen sind jedoch nicht als gleichzeitig entstanden zu denken, vielmehr war die erste (I) in ihrer Bildung der zweiten (II) weit voraus, diese letztere der dritten usw. Da die Gneiszonen meines Gebietes, zum Teil, als Wurzel der penninischen Decken angesehen werden, so hat man sich die Antiklinalachsen sehr lang vorzustellen.)

In *c* Fältelung des Südschenkels der Antiklinalen.

In *d* Beginn der Schuppung derselben. (Später greift die Schuppung den Nordschenkel ebenfalls an, jedoch an seiner Innenseite beginnend.)

In *e* Ende der Schuppung.

In *f* Umkippung; Uebergang des Südfallens der Schichten in einem nach Norden gerichteten[1].

Es ist höchst wahrscheinlich, dass neben der Faltung und Schuppung noch ein dritter tektonischer Vorgang sich abspielte und zwar in der Bildung einer Diskordanz, welche, falls man sie, irgendwo in der Wurzelzone der penninischen Decken, finden würde, zu falschen stratigraphischen und tektonischen Schlüssen Veranlassung geben würde.

Es ist auffallend, dass in den Gneiszonen nur der Gneis und der Amphibolit in Wechsellagerung sich befinden. Sollte der ganze Gesteinskomplex zur Schuppung gelangt sein, so hätten wir auch hier die Marmore etc. neben dem Amphibolit angetroffen. Da dies jedoch nicht der Fall ist, so ist anzunehmen, dass der Gesteinskomplex bei der Schuppung sich in zwei Teile trennte:

1. Oberer Teil, bestehend aus den Marmoren und den Glimmerquarziten;

2. Unterer Teil, bestehend aus den Gneisen und dem Amphibolit.

Der untere Teil, als stärker belastet, wird geschuppt, der obere hingegen wird zwar etwas gefältelt, kommt aber nicht zur Schuppung, sondern wird von den Schuppenköpfen des unteren Teiles gehoben und in der Schubrichtung getragen. Dieser Vorgang ist in Figur 5 dargestellt:

a) Die zwei Teile 1 und 2 bei der Faltung.

b) Dieselben bei beginnender Schuppung; beginnende Bildung der Diskordanz.

c) Ende der Schuppung und der Diskordanz-Bildung. In denselben Figuren sieht man ferner, dass der obere Teil des Gesteinskomplexes in der Mulde selbst eingeklemmt wird.

[1] Siehe Figur 6.

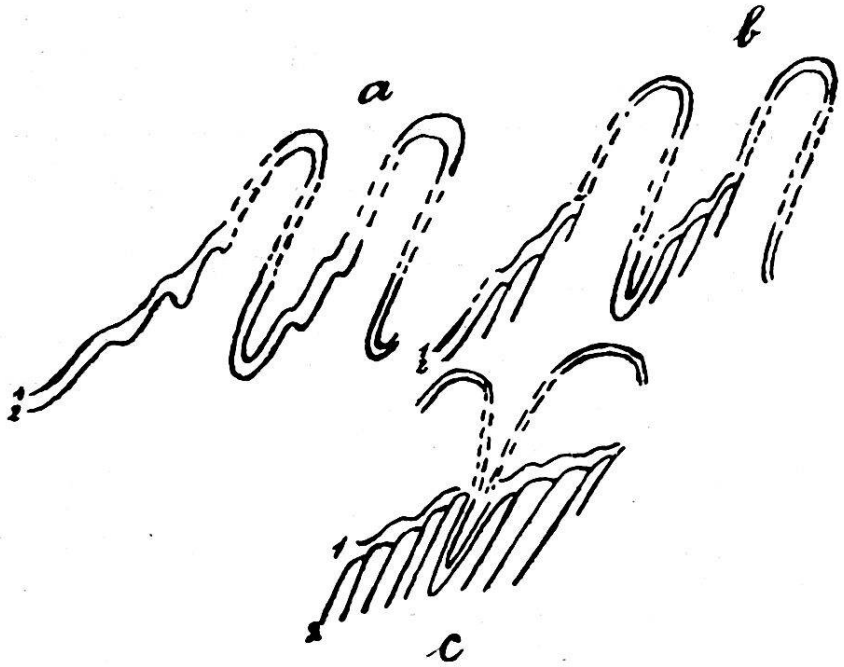


Fig. 5.

Bei weiterem Schub wird der Nordschenkel einer Antiklinale, wie erwähnt, ebenfalls geschuppt, so dass der in der Mulde verbleibende Teil der oberen Hälfte des Gesteinskomplexes zuletzt ebenfalls zur Schuppung gelangt.

In dieser Weise erklärt sich das wiederholte Auftreten von Amphibolit innerhalb der Marmorzonen.

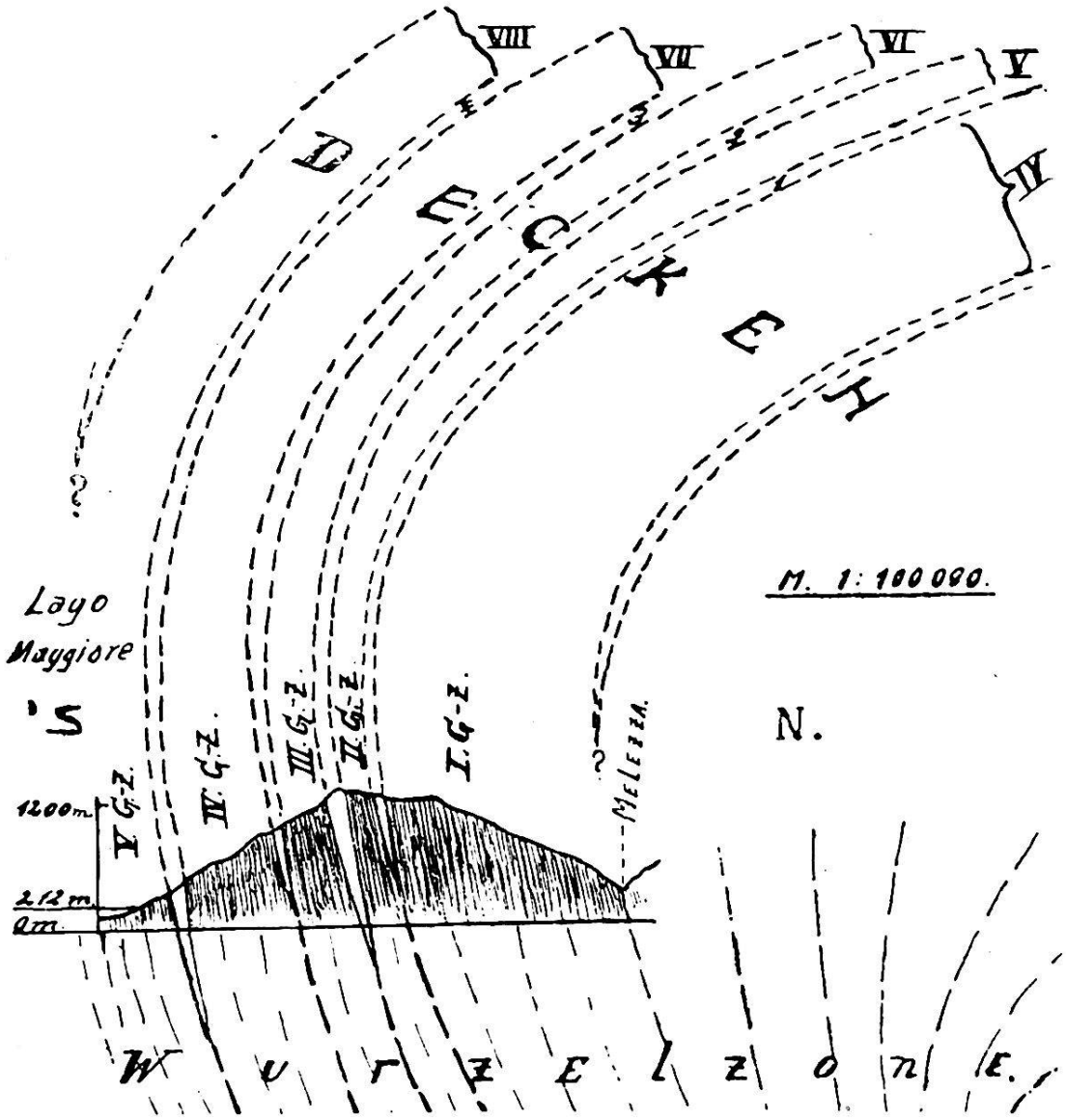
Die Umkippung der Gesteinsschichten in meinem Gebiete geschah nach der Schuppung, bei neuer Einwirkung des Gebirgsdruckes. Wie bis hieher besass der Gebirgsdruck die Richtung von Süden nach Norden ; die Umkippung geschieht durch ein Ausweichen der oberen Partien der steil gerichteten Gesteinsschichten nach Süden ; Figur 6 stellt diese Situation dar.

Bei den oben angeführten tektonischen Vorgängen erfuhr der peridotitische Lacolit zunächst ebenfalls eine Art Schuppung, später, bei der Umkippung wurden die einzelnen Peridotitteile umgekehrt aufeinander geworfen.

In Figur 7 ist der Vorgang bei *A*, *B* und *C* theoretisch dargestellt ; *D*, *E* und *F* stellen die gegenwärtige Situation dar und zwar : *D* in Valle di Capolo, *E* in Valle del Boschetto, *F* in Valle di Bordei.

In der Abbildung *F* wird der Amphibolit 2 durch Amphibolit 1 adgescheert. Die ganze Peridotitmasse stellt eine Linse dar.

Nördlich Testa di Misello findet man auf dem Peridotit

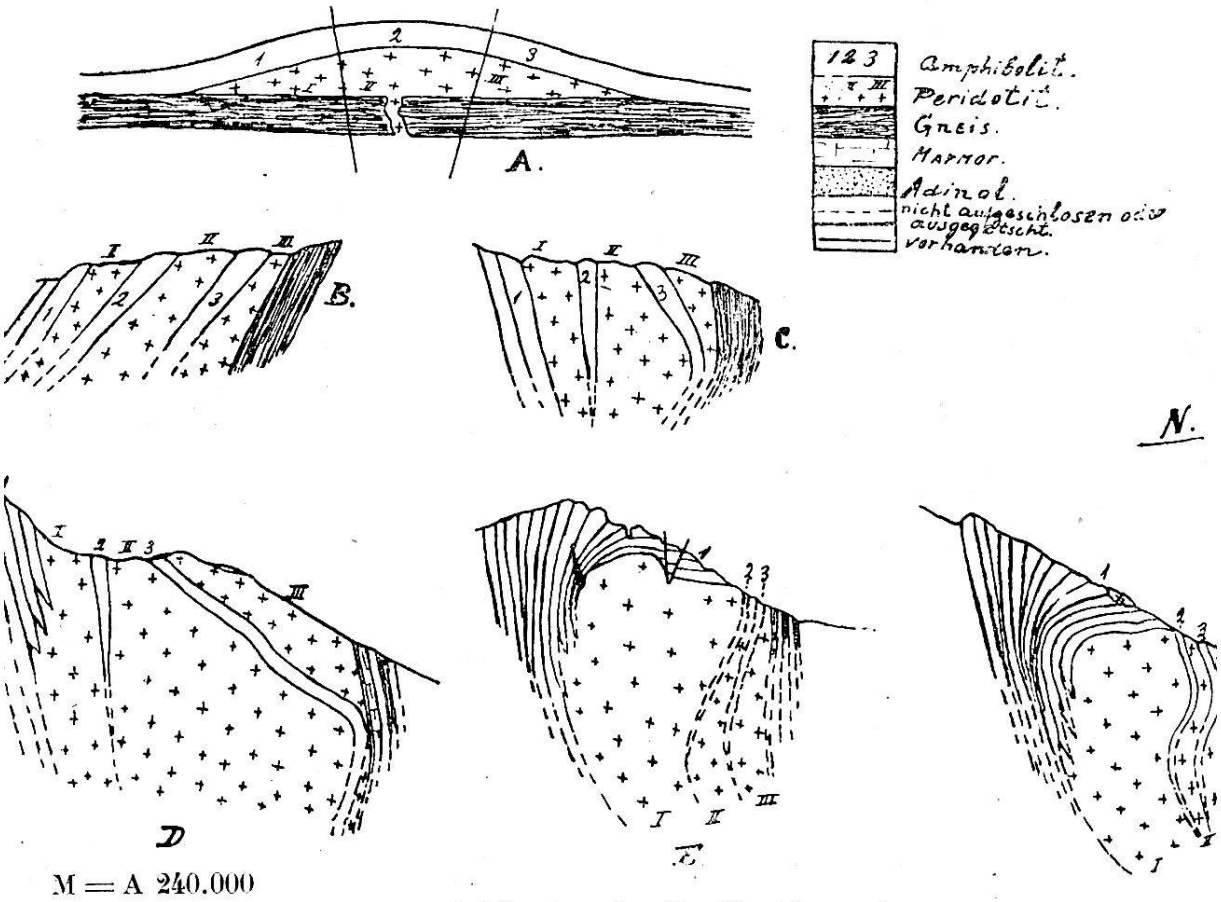


Antiklinalen			Synklinalen
I.	G-Z.	Melezza.	1. Suolo-Dorca.
II.	»	Remo.	2. Marmorglimmerquartzit.
III.	»	Pizzo Leone.	2. Cortugna.
IV.	»	Basische.	4. Ascona-Giridone.
V.	»	Brissago.	G-Z = Gneis-Zone.

Fig. 6. — Synthetischer Gesammtprofil durch des Centovalligebiet.

etwas Amphibolit aufliegen ; es ist möglich, dass über den Peridotit III ein Peridotit IV vorhanden war, oder dass er sich nach Westen hin erst einstellt. Am Nordrand des Peridotites ist eine mehrfache, jedoch in Dimensionen kleinere, Schuppung zu konstatieren.

In der Literatur wurde bis jetzt meine Melezza- und Remo-Zone zusammen für eine einzige « Sesia- » Zone gehalten ; den Gesteinskomplex zwischen dieser letzteren und der basi-



M = A 240.000

Fig. 7. — Dislokation der Peridotitintrusion.

schen Zone, meine Marmorglimmerquarzit- und Pizzo Leone-Zone, bezeichnete man mit « Zone Canavese » ; die Bezeichnung « basische Zone » für jene bleibt bei mir erhalten ; die Gneise südlich der basischen Zone, die Gneise meiner Brissago-Zone, sind in der Literatur mit « Strona-Gneise » angegeben worden. Die Bezeichnung « Strona » lasse ich aus dem Grunde fallen, weil der mächtige Gesteinskomplex, welchen diese Bezeichnung zusammenfasst, vermutlich aus zwei oder mehreren Gneiszonen zusammengesetzt ist.

Die Sesia-Zone wird von H. Schardt[1] und E. Argand[2] als Wurzel der Dent Blanche-Decke, von C. Schmidt und H. Preiswerk[3] als solche der Monte Rosa-Decke angenommen. Die Zone Canavese rechnet Argand der rhätischen Decke, die basische und die Strona-Zone den Dinariden zu. Von Schmidt und Preiswerk ist die basische Zone als Wurzel der Dent Blanche-Decke angenommen; Schardt

[1] *Geographisches Lexikon der Schweiz.* Art. Alpen.
[2] Les Nappes de Recouvrement des Alpes occidentales, etc. 1902 bis 1911.
[3] Erläuterungen zur geologischen Karte der Simplongruppe. 1892 bis 1905.

nimmt dieselbe als solche einer höheren Ostalpinen-Decke Nr. VIII an.

Der nördliche Teil der Strona-Gneise wird von den Geologen SCHARDT, SCHMIDT und PREISWERK als eine Antiklinale mit nach Norden gerichteter Stirn, der südliche Teil wird hingegen, von denselben nach Süden umgebogen angegeben.

Am Nordrande meines Gebietes gibt ARGAND die Wurzel der Grossen Sankt Bernhard-Decke an.

Aus Obigem sieht man, dass die Ansichten über die Wurzeln und die ihnen zugehörigen Decken auseinander gehen.

Die Gneiszonen meines Gebietes halte ich für Wurzeln verschiedener Decken, doch mit Entschiedenheit mich darüber auszusprechen, welche der Gneiszonen dieser oder jener der Decken entspricht, wäre noch verfrüht, da ich der Meinung bin, dass die Gebiete nördlich und südlich des meinigen eine genauere Forschung bedürfen. Immerhin halte ich die folgende Paralelle für wahrscheinlich:

VIII. Strona	Brissago- (4. Gneis-) Zone. Antiklinale.
?	Ascona-Gridone-(3. Marmor-) Zone. Synklinale.
VII. Ivrea-Zone (basische)	Basische Zone: Amphibolit und Peridotit. Antiklinale.
Zone Canavese	Cortugna- (2. Marmor-) Zone. Synklinale.
VI. Dent Blanche-Sesia	Pizzo Leone- (3. Gneis-) Zone. Antiklinale.
Valtournache (Kalk-Schiefer)	Marmor-Glimmerquarzit-Zone. Synklinale.
V. Monte Rosa	Remo- (2. Gneis-) Zone. Antiklinale.
Zermatt-Saas	Suolo-Dorca- (1. Marmor-) Zone. Synklinale.
IV. Gr. St. Bernhard	Melezza- (1. Gneis-) Zone. Antiklinale.
III. Monte Leone	Gneise nördlich der Melezza.
II. Lebendun	
I. Antigorio	

In Figur 6 sind die Synklinalen mit 1, 2, 3, 4 angegeben; die Antiklinalen mit I bis V Gneis-Zone etc. und die diesen entsprechenden Decken mit IV, V, VI, VII, VIII, entsprechend der für die lepontinisch-penninischen Gneisdecken des Wallis angenommenen Nummerierung.

Literatur.

Ueber mein Gebiet speziell gibt es so gut wie keine Literatur. Die geologischen Arbeiten, welche die Ivreazone, die penninischen Alpen oder die Tessiner Alpen behandeln, be-

rühren nur flüchtig das betreffende Gebiet, nur der Marmor von Ascona, die Amphibolite, die grünen Schiefer von Losone (?) finden darin kurze Erwähnung. Zuletzt gibt C. Porro in seiner Arbeit über die Umgebung von Finero, Antigorio-Gneise, zwischen Golino und Losone, an. Die Ansicht Porro's über diese Gneise kann ich leider nicht teilen, da ich dieselben für Gneise intensiver Injektion halte, welche die Hauptsache meiner Melezza Zone bilden.

Die Ergebnisse meiner Arbeit decken sich nur wenig mit denjenigen anderer Forschungen in der Ivrea-Zone. In seiner Arbeit *Geognostische Skizze*, etc. (1896) gibt C. Porro eine ausführliche literarische Uebersicht über die genannte Zone. Ich verweise hierin auf diese Arbeit.

In tektonischer Hinsicht sind die Profile mit zugehörigen Texten von Schardt, Argand, Schmidt und Preiswerk anzugeben [1].

Bemerkung zur geologischen Karte (Taf. 15).

Dieselbe ist als abgedeckte Karte gezeichnet worden, damit die einzelnen Gesteinslagen in ihrem Verlauf deutlicher zum Ausdruck kommen und der tektonische Bau des Gebirges klarer hervortrete. Der Druck der Karte ist hiedurch auch bedeutend vereinfacht worden.

Wie verbreitet die jüngeren, pleistocänen Ablagerungen in diesem Gebiete sind, zeigt die Kartenskizze 1 : 100 000 Fig. 8 auf folgender Seite. Sie dient zur Ergänzung der geologischen Karte von Tafel 15.

[1] Siehe Literaturnachweise im Text.

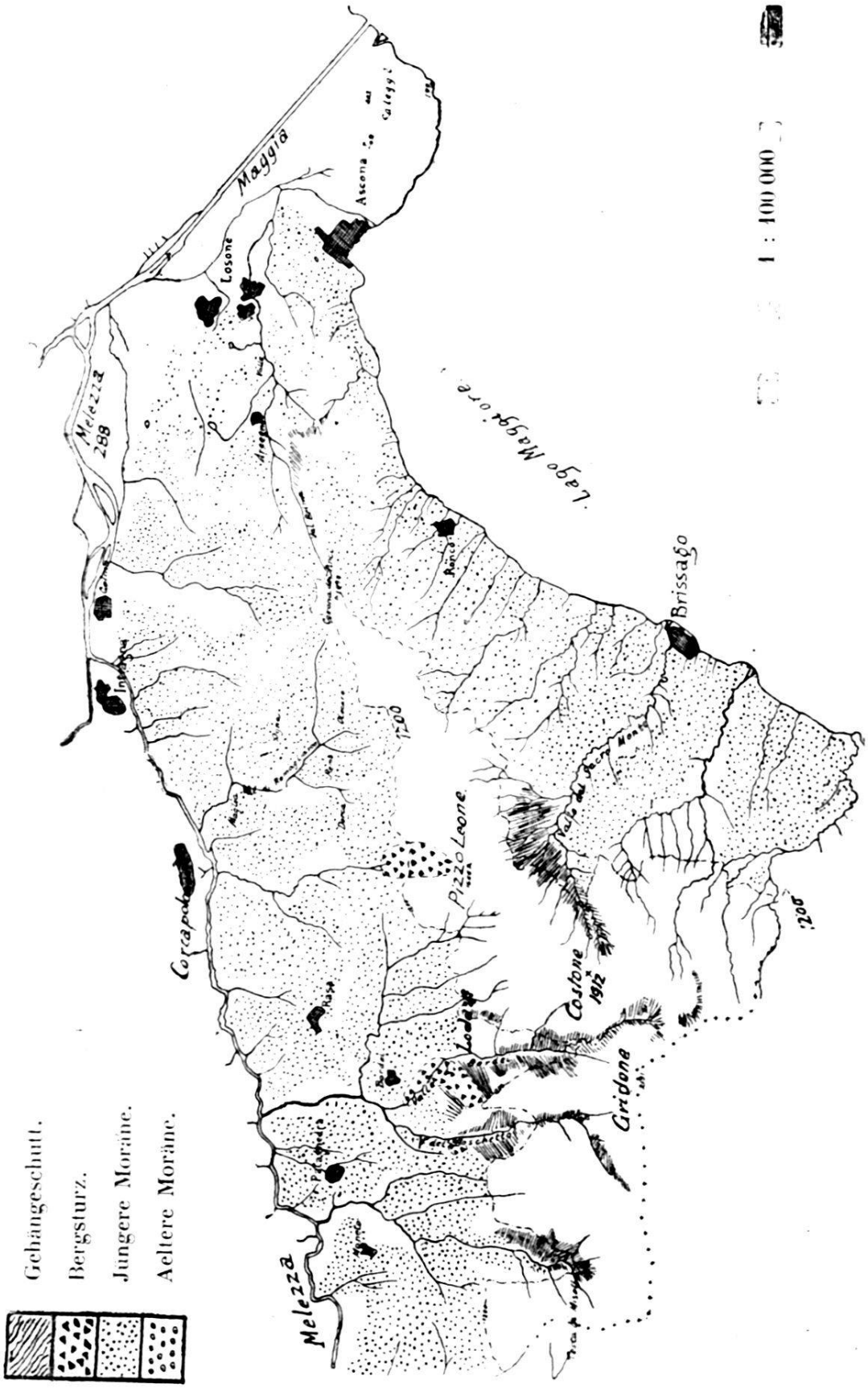


Fig. 8. — Kartenskizze der Verbreitung der Schutt- und Moränen-Ablagerungen im Gebiet zwischen Lago Maggiore und Melezza, von Wassil G. Radeff.