

Geologie und Petrographie des Malcantone (südliches Tessin)

Autor(en): **Graeter, Paul**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **31 (1951)**

Heft 2

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-25152>

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

Geologie und Petrographie des Malcantone (südliches Tessin)

Von *Paul Graeter* (Basel)

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	363
Einleitung	364
Das kristalline Grundgebirge	368
Amphibolite und Hornblendegneise	368
Plagioklasamphibolite	369
Bänderamphibolite	371
Biotitamphibolite	372
Strahlsteinamphibolite	373
Hornblendegneise	374
Chemismus und Entstehung der Amphibolite	375
Paragneise	376
Schieferiger Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneis	376
Feinflaseriger Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneis	380
Muskowit- bis Zweiglimmerschiefergneise, oft mit Tonerdesilikaten (Giumello-Gneis)	381
Hornfelsartige Gneise	384
Hornfelsgneiszone und -linsen in den Giumello-Gneisen	385
Sillimanit-Hornfelsgneise	387
Chemismus und Entstehung der Paragneise	390
Misch- bis Paragneise	391
Feinflaserige, kalifeldspatführende Biotit-Plagioklasgneise	391
Ceneri-Gneis	393
Feinkörnig flaseriger Ceneri-Gneis	394
Massiger Ceneri-Gneis	395
Feinlagige Randfazies des Ceneri-Gneises	399
Chemismus und Entstehung der Misch- bis Paragneise	400
Kalksilikatführende Einschlüsse und Kalksilikatmarmorlagen in den bisher besprochenen Gesteinen	402
Kalksilikatführende Einschlüsse	402
Kalksilikatmarmorlagen im Firinesciobach	407
Genetische Deutung der kalksilikatführenden Einschlüsse	409

Misch- bis Orthogneise	410
Kalifeldspatführende Biotit-Andesingneise	410
Körniger bis flaseriger Biotit-Andesingneis	410
Granitisch-körnige Varietät des Biotit-Andesingneises	415
Hornblendeführender Biotit-Andesingneis	417
Dünnlagiger Biotit-Andesingneis	420
Hornblendeführender, dünnlagiger Biotit-Andesingneis	420
Dunkle Schollen und Einlagerungen im Biotit-Andesingneis	421
Kalksilikatführende Lagen und Einschlüsse in den Biotit-Andesingneisen	422
Bemerkungen zu KÉLTERBORNS „Ganggranit von Novaggio“ und zum „Granitstock N Curio“ auf der geologischen Dufourkarte	424
Chemismus und Entstehung der kalifeldspatführenden Biotit-Andesingneise	425
Bändergneise	428
Pegmatite und Aplite	431
Pegmatite	431
Aplite	433
Muskowit-Alkalifeldspatgneise	436
Muskowit-Alkalifeldspatgneise mit gutausgebildetem Parallelgefüge	436
Muskowit-Alkalifeldspatgneise mit stark kataklastischem Gefüge (gneiss chiari nodulosi)	438
Schieferiger Muskowit- bis Serizit-Alkalifeldspatgneis	440
Chemismus und Entstehung der Muskowit-Alkalifeldspatgneise	441
Postkristallin deformierte Gneise	441
Serizitschiefergneise	442
Phyllonite	444
Mylonite	446
Hydrothermale Bildungen	447
Erzvorkommen	448
Ganggesteine	449
Zusammenfassung über den Chemismus der untersuchten Gesteine	450
Sedimentgesteine und permische Vulkanite	458
Karbonvorkommen	458
Karbon von Manno	459
Karbon von Viga und Caslano	460
Permo-triadische Sedimente und Vulkanite	461
Sediment-Tuffscholle von Mugena-Viona	461
Die Sedimente, Tuffe und Porphyrite bei Fornasette	463
Die Sedimente und Vulkanite des Monte Caslano	465
Die Tektonik des Malcantone	467
Alter des kristallinen Grundgebirges und der Störungslinien	474
Morphologie	475
Literaturverzeichnis	479

Vorwort

Die vorliegende Arbeit wurde auf Anregung und unter Leitung von Herrn Prof. Dr. M. REINHARD ausgeführt. Die geologische Kartierung im Masstab 1:10 000 erstreckte sich über die Jahre 1945—1947. Sie wurde erschwert durch die dichte Vegetation und die starke Bedeckung des Untergrundes durch Quartär. Eine grosse Erleichterung bot die vorzügliche topographische Unterlage 1:10 000 für den N Teil des Untersuchungsgebietes, während für den S Teil nur die Vergrösserungen der stellenweise revisionsbedürftigen Siegfriedblätter zur Verfügung standen.

Mehrmals hatte ich die günstige Gelegenheit, mit meinem Lehrer, Herrn Prof. M. REINHARD, verschiedene Stellen meines Arbeitsgebietes gemeinsam zu begehen. Auch überliess er mir seine Detailkartierung aus dem Gebiet der Gemeindepläne Magliaso, Agno und Bioggio sowie die dazugehörige Belegsammlung mit den Dünnschliffen. Für diese Hilfeleistungen und das stete Interesse, das er meiner Arbeit entgegenbrachte, sowie für die gründliche Einführung in die mineralogisch-petrographischen Arbeitsmethoden möchte ich meinem verehrten Lehrer herzlichsten Dank aussprechen.

Die Einführung in die Feldarbeit verdanke ich den Herren Prof. A. BUXTORF, P.-D. Dr. E. WENK, Dr. O. GRÜTTER, Dr. H. BUCHMANN und Dr. E. DAL VESCO. Herr P.-D. Dr. E. WENK unterrichtete mich in Gefügekunde und war mir bei der Durchsicht des Manuskripts, besonders des chemischen Teils, behilflich. Von Herrn P.-D. Dr. P. BEARTH durfte ich in Vorlesungen, auf Exkursionen und im Verlauf meiner Dünnschliffuntersuchungen manche Anregung, vor allem in petrogenetischen Fragen, empfangen. Die Einführung in die optischen, chalkographischen, pyrognostischen und mikrochemischen Mineralbestimmungsmethoden erhielt ich durch Dr. O. GRÜTTER. Er war mir auch jederzeit bei allen Arbeiten im Institut behilflich.

Herrn Dr. J. VON STEIGER und meinem Freund Dr. W. VOEGTLI verdanke ich die Einführung in die Methoden der Gesteinsanalyse und die Ausführung von 2 Mineral- und 8 Gesteinsanalysen. Meinem Freund Dr. P. HASLER schulde ich Dank für die Ausführung einer Wasserbestimmung.

Herrn Prof. L. VONDERSCHMITT sowie auch meinem Gebietsnachbarn cand. geol. P. LEHNER bin ich grossen Dank schuldig für manchen Hinweis bei der Interpretation der Sedimentvorkommen des Untersuchungsgebietes.

Ebenso haben zu dieser Arbeit einen Beitrag geleistet: die Herren Dr. E. GASCHE, Dr. P. BAERTSCHI, P. R. J. NAIDU und Dr. O. PANZERA (Cademario), der mich auf verschiedene Gesteinsvorkommen aufmerksam gemacht hat. Frau Dr. TOINI MIKKOLA war mir beim Zeichnen von Textfiguren behilflich. Allen Studienkollegen sage ich Dank für manche Anregung und frohe Stunden auf Exkursionen und im Institut und meinem Freund E. GLAUSER für die sorgfältige Ausführung von rund 280 Dünnschliffen.

Besonders freundschaftliche Gefühle verbinden mich mit der Bevölkerung des Malcantone, die mir mit ihrer Herzlichkeit und Gastfreundschaft meine Tessineraufenthalte zu einem unvergesslichen Erlebnis gestaltet hat. Vor allem möchte ich Dank sagen an meine Tessinerfreunde E. MARCOLI (Biogno), D. CERUTTI (Castelrotto), A. TAMI (Vezio), R. und G. JAEGER (Pura), AD. und M. HUBER (Gravesano, z. Z. in Schiers) sowie an die Herren A. PANI (Sessa) und E. GIANFERRARI (Beredino) für mehrmalige Führungen in der Erzmine von Astano.

Den grössten Dank schulde ich meinen lieben Eltern, die mir das Studium überhaupt ermöglicht haben.

Einleitung

Das untersuchte Gebiet liegt im S Teil des Kantons Tessin, E von Lugano, zwischen den Tälern des Vedeggio und der Tresa und der schweizerisch-italienischen Landesgrenze (siehe Fig. 1). Es schliesst unmittelbar S an das von BÄCHLIN (1937) aufgenommene Gebiet an und ist auf folgende Blätter des topographischen Siegfriedatlas verteilt: 538 Taverne, 540 Sessa, 540^{bis} Agno, 542 Ponte Tresa. Die Überdruckblätter im Masstab 1:50 000 Monte Ceneri und Mendrisiotto umfassen das ganze Untersuchungsgebiet. Von Blatt Malcantone der neuen Landeskarte ist erst die W-Hälfte (Normalblatt 572) erschienen, auf welcher der SW-Zipfel des Malcantone dargestellt ist. Als topographische Unterlage dienten uns bei den Aufnahmen im Gebiet auf Blatt Taverne die Originalaufnahmen 1:10 000 für die Festungskarte der „Regione Monte Ceneri“. Für den S Teil des Malcantone wurden Vergrösserungen im Masstab 1:10 000 der Siegfriedblätter verwendet, mit Ausnahme der Gemeinden Magliaso, Agno und Bioggio, für die Verkleinerungen der Grundbuchpläne 1:5000 zur Verfügung standen.

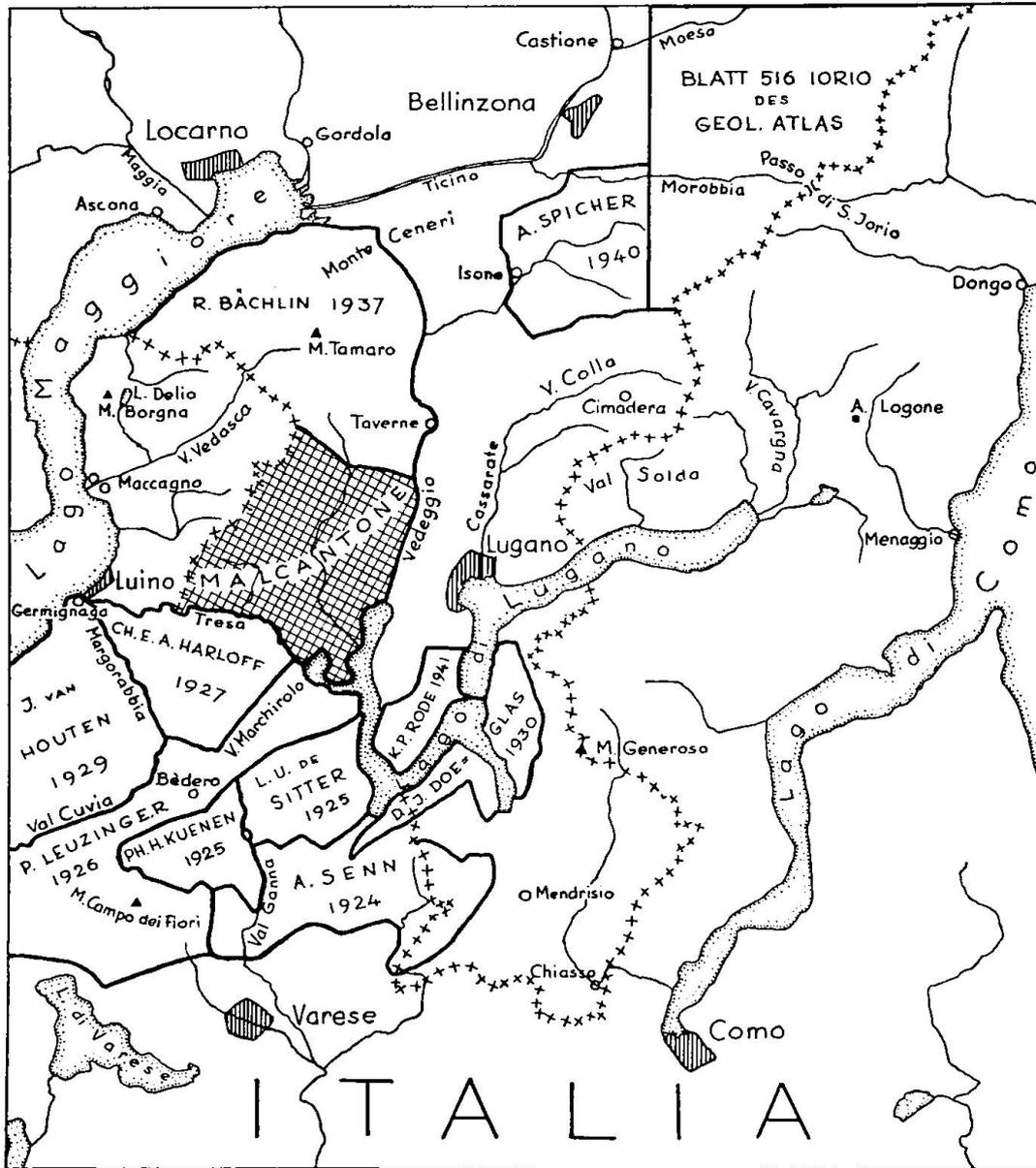


Fig. 1. Topographische Übersichtsskizze des Gebietes zwischen Lago Maggiore und Lago di Como. Das Untersuchungsgebiet ist mit Kreuzschraffur bezeichnet. Die geologischen Detailkarten aus der Nachbarschaft sind mit einer dicken Linie umgrenzt. Die Namen der Autoren mit den Jahreszahlen beziehen sich auf das Literaturverzeichnis.

Das Malcantone ist ein Bestandteil des S der Jorio-Tonale-Linie gelegenen Kristallinegebiets, das STUDER (1851) als „Seegebirge“ bezeichnet und kurz beschrieben hat. Weitere beiläufige Bemerkungen über unser Untersuchungsgebiet finden sich bei LAVIZZARI (1849, 1863). Die

erste geologische Karte, die unser Gebiet umfasst, stammt von SPREAFICO, DE NEGRI und STOPPANI (1876, Blatt XXIV der geologischen Karte der Schweiz 1:100 000). T. TARAMELLI (1880) hat den dazugehörigen Erläuterungsband verfasst. Auf dieser Karte sind im N und W Teil des Malcantone „Hornblende haltende, Granat führende und in Gneis übergehende Glimmerschiefer“ und am S und E Rand „Casanna-schiefer“ unterschieden. Auf den bei Novaggio eingezeichneten Granitstock und auf die infolge eines Druckfehlers irrtümlicherweise als Verucano bezeichneten Vorkommen von hellen Muskowit-Alkalifeldspatgneisen bei Bosco Luganese und Cassina d'Agno werden wir in den nachfolgenden Ausführungen noch zu sprechen kommen. Die ersten mikroskopischen Untersuchungen von Gesteinen aus dem Sottoceneri hat A. STELLA (1894) ausgeführt. Zahlreiche Arbeiten befassen sich mit dem Karbonvorkommen, das bei Manno ins Kristallin eingeschuppt ist und mit den Vorkommen permotriadischer Sedimente, die bei Arosio, Fornasette und am Monte Caslano das Grundgebirge diskordant überlagern. Sie sind im geologisch-tektonischen Teil dieser Arbeit erwähnt.

Ein geologisch recht ungünstig gelegener Ausschnitt des Malcantone wurde bereits von P. KELTERBORN (1923) petrographisch eingehend untersucht. Seine Arbeit stellt die erste moderne detaillierte und zuverlässige petrographische Studie dar im Gebiet des Sottoceneri, wie der S des Monte Ceneri-Passes liegende Teil des Kantons Tessin genannt wird. Seither ist der schweizerische Anteil des Seengebirges durch Prof. M. REINHARD und seine Schüler auf Karten im Masstab 1:10 000 geologisch aufgenommen worden. Einzig für unser Untersuchungsgebiet fehlte noch eine nach den gleichen Gesichtspunkten durchgeführte detaillierte Kartierung; denn die Arbeit KELTERBORNS ist vor allem dadurch revisions- und ergänzungsbedürftig geworden, weil dem Autor bei seinen Untersuchungen im Bereich von Blatt Taverne nur eine schlechte topographische Unterlage zur Verfügung stand und weil der gewählte Ausschnitt keinen Einblick in die verwickelten tektonischen Verhältnisse des Malcantone vermitteln konnte. Für die vorliegende Untersuchung wurde sowohl bei der Feldarbeit wie bei den Dünnschliffuntersuchungen unabhängig von KELTERBORNS Arbeit vorgegangen. Seine Belegsammlung und Dünnschliffe standen uns jedoch zur Verfügung. Im Text wird nur dort besonders auf KELTERBORNS Publikation hingewiesen, wo sie ausführlicher ist als die unsrige oder wo wir eine andere Ansicht vertreten.

Weitere geologische Untersuchungen verdanken wir Ingenieur J. BURFORD: sie sind in dieser Zeitschrift erschienen (BURFORD 1933, 1940). Er war der erste, der auf die Schollentektonik des Malcantone hingewiesen

hat. Dieser Autor hat auch den grössten Teil der auf beiliegender Karte (Tafel II) eingetragenen Vorkommen von Ganggesteinen entdeckt und eine Belegsammlung davon angelegt und dem Mineralogischen Institut der Universität Basel zur Verfügung gestellt; sie wurde durch P. BEARTH (1932) petrographisch bearbeitet. Als ich an die Bearbeitung des Malcantone herantrat, standen mir auch eine Detailkartierung Prof. REINHARDS im Masstab 1:10000, die das Gebiet der Gemeindepläne Magliaso, Agno und Bioggio umfasste und die dazugehörige Belegsammlung mit rund 90 Dünnschliffen zur Verfügung. Der nördlichste Teil der beiliegenden Karte wurde nach den Originalaufnahmen BÄCHLINS gezeichnet.

Die dem Malcantone benachbarten Gebiete, in denen in neuerer Zeit geologische und petrographische Detailuntersuchungen durchgeführt wurden, sind in Fig. 1 mit einer dicken Linie umgrenzt. Die Namen der Verfasser und das Erscheinungsjahr sind ebenfalls eingetragen, so dass die Arbeiten im Literaturverzeichnis nachgesehen werden können. Von besonderem Interesse waren für uns die Dissertationen BÄCHLINS (1937) und SPICHERS (1940) und die Erläuterungen zu Blatt 516 Iorio des geologischen Atlas der Schweiz (M. REINHARD und P. KNOBLAUCH 1939).

Mit der tektonischen Stellung des Seengebirges befassten sich ARGAND (1911) und STAUB (1916, 1924). STAUB bezeichnete den N Teil des Seengebirges als oberostalpine Wurzelzone und die S Hälfte als altkristallines Grundgebirge des herzynischen Dinaridensockels. Die Grenzlinie zwischen diesen beiden Einheiten würde sich von Dongo über Val Colla, Taverne, Manno-Arosio mitten durch unser Untersuchungsgebiet bis nach Luino hinziehen. NOVARESE (1929) widerlegt die STAUBsche Ansicht und unterteilt das Seengebirge in eine Zone der Diorite und Kinzigite, die nur Gebiete NW des Lago Maggiore umfasst und in die Seenzone (Formazione dei laghi), die sich im NW vorwiegend aus Biotitgneisen und im SE aus Glimmerschiefern zusammensetzen soll. Das Malcantone befindet sich in der Seenzone. CORNELIUS (1930) widerlegte ebenfalls die STAUBsche Wurzeltheorie und nahm an, dass die oberostalpinen Decken die direkte Fortsetzung der Südalpen darstellen und en bloc nach N überschoben worden sind. Die Trennung der beiden Gebiete erfolgte nachträglich an der insubrischen Verwerfung. In seiner neuesten Arbeit verlegt STAUB (1949) die Grenze zwischen oberostalpiner Wurzelzone und Dinaridensockel weiter S und rechnet das ganze Seengebirge zur oberostalpinen Wurzelzone. Eine Übersicht über das Grundgebirge des Sottoceneri gibt M. REINHARD (1934). Es stellt das alpine Hinterland dar, das sich während der Alpenfaltung im grossen ganzen

starr verhalten hat. Während der alpinen Gebirgsbildung wurden lediglich zahlreiche Mylonitzonen und Bruchlinien gebildet. Die Bildung und Faltung der Gneiskomplexe erfolgte während der herzynischen Gebirgsbildung oder früher.

Bemerkungen zur Namengebung auf der topographischen Karte

In den nachfolgenden Ausführungen werden folgende Namen von Tälern und Berggipfeln verwendet, die auf der Karte nicht verzeichnet sind: Vinera für den Bach zwischen Miglieglia und Novaggio. Val Canvera („Canvè“ = Cademario) heisst das linke Seitentälchen der Magliasina NW Lione. Luchina nennt man die Einsattelung NE der nördlichsten Kehre der Poststrasse Bioggio-Cademario. Für den M. Magino auf dem Grenzkamm NW Vezio ist die Bezeichnung Cima d'Agario üblich. Das Wort Sceretto für den Hügel SW Astano ist auf Blatt Malcantone W der neuen Landeskarte durch den Ausdruck „Sceree“ der Einheimischen ersetzt worden.

Das kristalline Grundgebirge

AMPHIBOLITE UND HORNBLENDEGNEISE

Hornblendereiche Gesteine sind im untersuchten Gebiet nicht besonders verbreitet. Amphibolite finden sich als nur wenig mächtige, aber im Streichen auf längere Strecken verfolgbare Züge innerhalb der Paragneise. Im Streichen können sie in Hornblendegneise übergehen. Gelegentlich können auch hornfelsartige Paragesteine den Amphiboliten recht ähnlich werden, durch die vollständige Chloritisierung des Biotits und durch den infolge feinsten, von der Kataklyse herrührenden Haarrisse dunkel gefärbten Quarz; erst der Dünnschliff erschliesst in solchen Fällen die wahre Natur des Gesteines. Nach Textur und Mineralbestand konnten folgende Typen hornblendereicher Gesteine unterschieden werden.

Plagioklasamphibolite

Die dunkelgrünen, mittelkörnigen Gesteine zeigen fast immer ausgeprägte Schieferung und plattige Textur. Nur selten, in der Mitte der Amphibolitbänke, finden sich massig ausgebildete Partien (so zum Beispiel die analysierte Probe Gr. 1242).

Die wichtigsten, über einige 100 m verfolgbaren Amphibolitzüge finden sich in den schiefrigen Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneisen nahe an der Grenze gegen die Biotit-Andesingneise. So sind zwei parallele Amphibolitzüge aufgeschlossen in den Bächen zwischen Novaggio und Migliaglia, W Breno und E unterhalb P. di Breno in den Bachrunsen des Pirocca. Diese Amphibolite lassen sich gegen W auf italienisches Gebiet weiterverfolgen von P. 25 der Landesgrenze (N Alpe Arasio) zum linken Hang der Valle Arasio. Den weiteren Verlauf gegen W zu bis ans Ufer des Lago Maggiore belegen folgende Vorkommen: NW-Hang des Monte Gradisca, unmittelbar N des Dorfes Cadero, gegen 100 m-mächtig als Rundhöcker auf dem Gipfel der Montagnola und S Musignano.

Plattige Amphibolite, die auf den Schichtflächen ein Gewebe feinfaseriger Hornblendenadeln erkennen lassen, bilden W oberhalb Gaggio metermächtige Bänke, die mit Paragneisen wechsellagern. N dieses Vorkommens finden sich im Streichen ähnlich ausgebildete Amphibolitaufschlüsse bei der Forcora SW Cademario und am W-Hang des Cervello. In den Paragneisen auf dem Sceretto-Hügel S Astano sind mehrere Amphibolite eingelagert, die zum Teil eine Mächtigkeit von 20 m erreichen. Sie können wie die soeben beschriebenen Typen ausgebildet sein, oder, wie zum Beispiel unmittelbar oberhalb Suino, als grün und weiss gebänderte Amphibolite, die anschliessend besprochen werden. Die Vorkommen von Plagioklas-Amphiboliten in der Gegend von Arosio wurden bereits von BÄCHLIN beschrieben.

Mikroskopischer Befund:

Hauptgemengteile: gemeine, grüne Hornblende	45—65 Vol%
Plagioklas	22—45
Quarz	2—15
Biotit	0—5
Chlorit	0—18

Mittlerer Korndurchmesser 0,1—0,4 mm

Nebengemengteile: Apatit, Titanit, Magnetit, Magnetkies, Ilmenit

Übergemengteile: Klinochlor, Pennin, Granat, Turmalin, Rutil, Pyrit

Sekundäre Mineralien: Calcit, Prehnit, Serizit, Kalifeldspat, Hämatit.

Die Struktur ist mittel- bis feinkörnig granoblastisch, und die Gesteine zeigen meistens ausgeprägte Kristallisationsschieferung. Selten sind sie richtungslos körnig ausgebildet mit poikilitischen Durchwachsungen.

Der vorherrschende Bestandteil ist gemeine Hornblende.

Optische Daten: $n_\gamma - n_\alpha = 0,21 - 0,025$:

häufigster Pleochroismus: n_α = blassgelblichgrün,

n_β = grasgrün, n_γ = blaugrün; $n_\gamma : c = 15 - 19^\circ$;

$-2V = 82 - 87^\circ$.

Es finden sich auch blässere Farbtöne ohne Stich ins Blaue für n_γ , vor allem in den Gesteinen, die einen Plagioklas mit über 40% An führen. Diese Regel findet sich mehr oder weniger bei allen Amphiboliten und Hornblendengneisen des untersuchten Gebietes bestätigt. Es ist zu vermuten, dass die für n_γ kräftig blaugrün gefärbten Hornblenden in den Amphiboliten mit saurem Plagioklas einen höheren Gehalt an Na besitzen. In den gut geschieferten Amphiboliten bildet die Hornblende meist idiomorphe Stengel, die in der Schieferungsebene liegen. In mehr massig ausgebildeten Proben zeigt sie gefranste Ränder und ist mit Biotit und Chlorit verwachsen. Teilweise ist die Hornblende von Quarz durchlöchert.

Der Plagioklas ist meistens frisch und führt einzelne Serizitblättchen; nur ursprünglich stark basische Plagioklase sind in der Regel in Saussurit umgewandelt. Häufig zeigen die Plagioklase Zwillinglamellen nach dem Albit- und Periklingesetz und inverse Zonarstruktur. Der An-Gehalt im Kern kann 10—21% geringer sein als in der Hülle. Der Anorthitgehalt der verschiedenen Plagioklasamphibolitvorkommen schwankt in weiten Grenzen — von Oligoklas (22% An) bis Labrador (bis 62% An) — ohne dass gleichzeitig andere grundlegende Unterschiede zwischen Amphiboliten mit saurem und solchen mit basischem Plagioklas vorhanden wären. Wir können deshalb der Einteilung von KELTSBORN nicht beipflichten, welcher die Amphibolite unseres Gebietes nach dem An-Gehalt gliedert.

Quarz bildet einesteils undulös auslöschende tropfenförmige Einschlüsse in Hornblende und Plagioklas und andernteils verzahnte Grosskörner. Der mengenmässige Anteil schwankt stark. Biotit (n_γ kräftig braun, n_α blass bräunlich) kann mit Hornblende verwachsen sein oder gutbegrenzte Lamellen bilden, die lagenweise umgewandelt sind in Prehnit und in einen blassgrünlichen (n_γ) bis farblosen (n_α) Pennin mit anomal lavendelblauen Interferenzfarben und optisch negativem Charakter. Besonders in der analysierten Probe findet sich noch ein

weiterer Chlorit, der strahlige Aggregate bildet, in denen sich im Zentrum oft noch ein Granatrelikt findet. An anderen Stellen scheint er aus Hornblende hervorgegangen zu sein. Es handelt sich um einen Klinochlor ($n\gamma$ schwach grünlich, $n\alpha$ farblos mit anomal braunen Interferenzfarben und einem Achsenwinkel $+2V$ von 20° bis 50°). Granatkörner finden sich nur selten; sie können einen Durchmesser von mehreren mm erreichen. In der analysierten Probe fand sich ein 0,7 mm grosser Querschnitt durch einen zonar gebauten Turmalinkristall. In fast allen Schliffen sind zahlreiche rundliche, wie angeschmolzen erscheinende Apatitkörnchen zu beobachten, die sich gelegentlich auch zu traubigen Aggregaten zusammenlagern. Titanit ist als rundliche „Insekteneier“ oder als idiomorphe spindelförmige Kriställchen ausgebildet; in der Hornblende finden sich gelegentlich ovale honiggelbe Körnchen von Rutil.

Unter dem „Ultropak Leitz“ lassen sich folgende Erzminerale unterscheiden: fast in allen Schliffen Magnetit mit mattschwarzen Rändern, bald als rundliche, bald als zackig begrenzte Körner, selten auch Ilmenit, häufiger Magnetkies und gelegentlich auch Pyrit mit idiomorphen Umrissen. Stets können randliche Umwandlungen der Erzminerale in Hämatit festgestellt werden, die in der Folge bei den einzelnen Gesteinskategorien nicht mehr erwähnt werden.

Weitere sekundär gebildete Mineralien sind Calcit in Adern und Zwickeln, mit zum Teil rhomboedrischen Umrissen (Dolomit?), ferner Prehnit als grössere parkettartig bis flammig auslöschende Massen und als linsenförmige Einlagerungen zwischen Biotitlamellen, in gleicher Ausbildung wie sie HJELMQUIST (1937) beschrieben hat. Die analysierte Probe führt Adern eines Zeolithminerals.

Auf der Luchina SE des Karbons von Manno (99,05/714) findet sich ein weiterer Plagioklasamphibolit, der ein etwas abweichendes Strukturbild zeigt: ein feinkörniges Pflaster von Oligoklas und wenig Quarz (0,07 mm mittlere Korngrösse) wird von idiomorphen, oft rosettenförmig gruppierten Hornblendestengeln, kreuz und quer durchwachsen. Daneben finden sich die üblichen Akzessorien.

Bänderamphibolite

Im SW Malcantone, unmittelbar oberhalb Suino, sind als Randfazies der Plagioklasamphibolite etliche m-mächtige Bänderamphibolite aufgeschlossen. Die weissen und grünen Lagen, die wechsellagern, sind mm- bis cm-mächtig und scharf abgegrenzt. U. d. M. erweisen sich die

grünen Lagen als Hornblendeschiefer, die fast ausschliesslich aus stengelig ausgebildeter Hornblende bestehen neben reichlich Titanitkörnern. Die hellen Lagen dagegen bestehen überwiegend aus Plagioklas, der meistens vollständig saussuritisiert ist. Der Anorthitgehalt beträgt, wo er überhaupt bestimmt werden kann, 30—34% und ist somit etwa gleich gross wie in den benachbarten Amphiboliten. Häufig finden sich Fetzen und auch grössere Augen von Hornblende, „Insekten-eier“ von Titanit, und Prehnit in einzelnen Körnern.

Die Bänderamphibolite unseres Gebietes haben grosse Ähnlichkeit mit den von SPAENHAUER (1932) und SPICHER (1940) beschriebenen Lagenamphiboliten. Die Annahme dieser Autoren, dass eine metamorphe Differenziation zu dieser Bänderung geführt habe, scheint auch für unser Gebiet am naheliegendsten zu sein. Es spricht dafür die Tatsache, dass die mineralogische Zusammensetzung der weissen und grünen Bänder derart ist, dass sich ein Plagioklasamphibolit ergäbe, wenn man sie miteinander mischen würde. Gegen die Deutung der hellen Lagen als Produkte eines Intrusionsvorganges lässt sich die ausgesprochene Parallelität der Bänderung auf weite Strecken anführen und der Umstand, dass der An-Gehalt der Plagioklase in den hellen und den dunklen Lagen gleich ist. Stellenweise ist feststellbar, dass das Gesteinsmaterial mobil war: S-förmig verbogene Hornblendelagen werden vom weissen Material abgeschnitten, und gelegentlich beobachtet man an den grünen Lagen beginnende Boudinage.

Biotitamphibolite

Diese Gesteine bilden vereinzelte, linsenförmige Einlagerungen in den Paragneisen, im Gegensatz zu den Plagioklasamphiboliten, deren Bänke sich oft auf weite Strecken verfolgen lassen. Die Schichtung wird nur durch die parallel angeordneten Biotitflecken angedeutet.

Derartige Linsen stehen an in den schiefriegen Paragneisen NW Pura (94,15/710,53), bei Cademario im Bächlein unmittelbar W der Kapelle von Cetta und W oberhalb Gravesano auf 710 m Höhe. In nachfolgende Beschreibung eingeschlossen sind auch die bereits von KELTSBORN beschriebenen Vorkommen in den Bächen S Breno und am Hang N Schulhaus Curio auf 620 m Höhe.

U.d.M. ist das Strukturbild der Biotitamphibolite vor allem dadurch charakterisiert, dass die Korngrenzen recht unregelmässig verlaufen. Häufig finden sich poikiloblastische und reliktsche Strukturen. Doch gilt im allgemeinen für die Ausbildung und die Mengenverhältnisse der Mineralien das bei den Plagioklasamphiboliten Erwähnte, nur

kann hier der Anteil des Biotits auf 20% ansteigen. Der Biotit zeigt ein kräftiges Rotbraun für $n\gamma$ und ein Blassbräunlich für $n\alpha$. Stellenweise ist er ausgebleicht unter Ausscheidung von Rutilnadeln und führt Zwischenlagen von Prehnit. Der stark saussuritisierte Plagioklas variiert zwischen Labrador und Anorthit. Die von Quarz durchsiebte Hornblende zeigt blassgrüne Farbtöne.

Strahlsteinamphibolite

Die Strahlsteinamphibolite unterscheiden sich im Feld so wenig von den hornblendeführenden Biotit-Plagioklasgneisen, in die sie eingelagert sind, dass sie erst im Dünnschliff sicher erkannt werden können. Sie zeigen eine deutlich schiefrige Textur und eine schwach graugrüne Färbung. Ein 20 cm-mächtiger Strahlsteinamphibolit, der mikroskopisch untersucht wurde, findet sich im Tälchen unterhalb der Alpe Firinescio auf 975 m Höhe (710,97/101,35).

Das Strukturbild entspricht dem der normalen Plagioklasamphibolite. Mehr oder weniger idiomorphe, nahezu farblose Hornblendekörner ($n\gamma:c = 12-17^\circ$) bilden ein granoblastisches Gefüge, das von farblosen bis gelblichen Chloritlagen durchzogen wird (anomal lavendelblaue, braune und grauschwarze Interferenzfarben). Zwischen den Chloritlamellen sind linsenförmige Körner von Prehnit eingelagert, ebenso zungenförmiger Kalifeldspat, der wohl sekundär gebildet wurde, da die Chloritzüge zum Teil von ihm abgeschnitten werden. Der Plagioklas, dessen An-Gehalt sich zwischen 45 und 48% bewegt, ist gewöhnlich zersetzt und füllt die Zwickel zwischen den Hornblendekristallen aus. Im Bach W Vernate auf 550 m Höhe steht ein Strahlstein und Turmalin führendes Gestein an, wie es sich im untersuchten Gebiet nirgends mehr findet. Träger der guten Kristallisationsschieferung ist die spiessig ausgebildete farblose Hornblende ($n\gamma:c = 15^\circ$). Turmalin ist idiomorph ausgebildet ($n\gamma$ gelbbraun, $n\alpha$ farblos). Der Plagioklas (57—61% An) wird stets von Strahlstein und Turmalin durchspießt. Rosetten von farblosem Chlorit und feine Haarrisse mit Karbonat und einem vermutlichen Zeolithmineral vervollständigen das Dünnschliffbild.

KELTERBORN hat ein Vorkommen eines „Strahlsteinschiefers N Novaggio“ eingehend beschrieben. Es handelt sich um ein schiefriges Gestein, das fast vollständig aus nematoblastisch ausgebildeter, farbloser Hornblende besteht, neben Körnchen von Magnetkies. Dieser Strahlsteinschiefer bildet bis $\frac{1}{2}$ m-mächtige Einlagerungen in Plagioklasamphiboliten.

Hornblendegneise

Die Amphibolite zeigen meistens im Streichen und in den Randpartien und Zwischenlagen abnehmenden Hornblendegehalt und gehen so in Hornblendegneise über. Auf der Karte wurden deshalb diese Hornblendegneise, die wenig verbreitet sind, mit derselben Signatur wie die Amphibolite bezeichnet. Auch innerhalb der hornblendeführenden schiefrigen Biotit-Plagioklasgneise gibt es metermächtige Hornblendegneise.

Die mikroskopisch untersuchten Hornblendegneise wurden gefunden als Randfazies der Plagioklasamphibolite S Zottone (W Alpe Magino) (709,6/100,95), in hornblendeführenden schiefrigen Biotit-Plagioklasgneisen bei Kote 920 m am Alpweg nach Firinescio und in einem Bach S Pura (710,64/93,2). Am rechten Ufer der Magliasina beim Molino d'Aranno findet sich eine Hornblendegneisbank in hornblendeführende Mischgneise eingelagert, die sich im Streichen verfolgen lässt. Ein Hornblendegneis mit faseriger Textur steht N Ronchetto (NW Castelrotto) an.

Mineralbestand:

Hauptgemengteile: Plagioklas, Hornblende, Quarz, Biotit

Nebengemengteile: Apatit, Magnetit, Magnetkies

Übergemengteile: Granat, Titanit, Kalifeldspat, Rutil

Sekundäre Gemengteile: Chlorit, Karbonat, Prehmit, Kalifeldspat, Arsenkies, Hämatit

Die Hornblendegneise zeigen alle ausgesprochene Kristallisations-schieferung. Die Hornblendestengel sind teilweise gut geregelt, mit der kristallographischen c-Achse in der Richtung der linearen Paralleltexur (B-Achse). Plagioklas bildet in der Regel ein bienenwabenartiges Pflaster, während Quarz als „Tränen“ und unregelmässige Gebilde die anderen Komponenten durchlöchert.

Der An-Gehalt der Plagioklase schwankt in grossen Grenzen. Er bewegt sich in einigen Gesteinen zwischen 24 und 38%, wobei der Kern bis 10% saurer sein kann als die Hülle. In anderen Fällen fanden sich basischere Plagioklase mit 45—49% An und beim Vorkommen S Pura ein Labrador bis Anorthit. Hornblende nimmt 20—40 Vol% des Gesteins ein und zeigt in ihren Farbtönen die gleichen Beziehungen zum An-Gehalt der Plagioklase wie bei den Plagioklasamphiboliten. Biotit (meistens um 10 Vol%) zeigt rotbraune ($n\gamma$) und blassbräunliche ($n\alpha$) Farbtöne; er ist oft vollständig in einen schwach bläulichgrünen Chlorit (schmutziggrobraune Interferenzfarben) umgewandelt. Der mengenmässige

Anteil an Quarz schwankt stark. Bald finden sich nur wenige Quarztränen, bald auch grössere stark undulös auslöschende Körner mit verzahnten Korngrenzen, die bis gegen 20% des Gesteins ausmachen können.

Die akzessorischen Gemengteile sind wie bei den Amphiboliten ausgebildet. Kalifeldspat findet sich selten als Zwickelfüllmasse zwischen den übrigen Körnern, oder sekundär in Äderchen und zungenförmigen Gebilden zwischen Chloritlamellen. Prehnit kommt als Einlagerung in Biotitlamellen vor und scheint aus diesem hervorzugehen. In einem Schliff tritt eine mit Arsenkies besetzte Haarkluft quer zur Schieferung auf.

Chemismus und Entstehung der Amphibolite

Die Analyse, die von einem Plagioklasamphibolit ausgeführt wurde (Gr. 1242, siehe Analysentabelle auf S. 452), ergibt folgende NIGGLI-Werte:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	T	t
Gr. 1242	94,5	21,5	55,5	19,5	3,5	0,38	0,49	18	-1,5
Hornbl. Sp. 10	83	16	53,5	25	5,5	0,09	0,87	10,5	-14,5

Zum Vergleich ist die Analyse einer Hornblende (Sp. 10) aus einem Hornblendefels vom Val Mara (Val d'Isonne) wiedergegeben. Sie entspricht praktisch auch der Zusammensetzung des Hornblendefelses, da es sich um ein fast monominerales Gestein handelt. Dieser Hornblendefels ist in der Arbeit SPICHERS (1940, S. 71) beschrieben und als Orthogestein gedeutet.

Der Chemismus kann oft die Frage, ob es sich bei den Amphiboliten um Ortho- oder Paragesteine handelt, nicht entscheiden (STRECKEISEN 1928). Die Zusammensetzung des analysierten Plagioklasamphibolits entspricht sowohl einem eisenreichen Dolomitmergel als auch dem normal-gabbroiden Magmatyp (NIGGLI 1936). Die Hornblendeanalyse Sp. 10 entspricht einem hornblenditischen Magma.

Wir fassen die Amphibolite unsres Gebiets als ehemalige Mergelagen im tonigen Ausgangsmaterial der Paragneise auf, denn sie bilden im Untersuchungsgebiet konkordante Lagen in den Paragneisen, wechsellagern häufig mit diesen und sind über viele 100 m im Streichen verfolgbar. Auch beobachtet man kontinuierliche Übergänge in Hornblendegneise und hornblendeführende schiefrige Paragneise. Ein weiteres Argument für den Paracharakter, das auch BÄCHLIN für die Plagioklasamphibolite im N des Malcantone anführt, ist die weitgehende Analogie in Struktur und Mineralbestand mit den hornblendereichen Randzonen

der kalksilikatführenden Einschlüsse in den Paragneisen, die, wie wir später sehen werden, metamorphe Dolomit-Kalkanreicherungen darstellen. Es wurden auch innerhalb der Plagioklasamphibolite Schlieren beobachtet von gleicher Zusammensetzung wie die kalksilikatführenden Einschlüsse in den Paragneisen. Eruptivgesteinsstrukturen sind in den amphibolitischen Gesteinen des Malcantone nicht gefunden worden.

PARAGNEISE

Die Paragneise nehmen rund die Hälfte des untersuchten Gebiets ein. Bei der Feldkartierung wurde versucht, die nachfolgend beschriebenen Typen auszuscheiden. Ihre Abtrennung ist oft etwas willkürlich, da sie sich lediglich auf graduelle Unterschiede in Textur und Mineralbestand stützt.

Unter den schiefrigen Typen wurden die schiefrigen und die feinflaserigen Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneise neben den Muskowit- bis Zweiglimmerschiefergneisen (Giumello-Gneise) unterschieden. Feinkörnige, gebankte Gneise von dunkler Farbe und muscheligen Bruch wurden als hornfelsartige Gneise bezeichnet. Häufig enthalten die Paragneise, wie auch die Misch- bis Paragneise, kalksilikatführende Einschlüsse, wie sie für das Kristallin des Sottoceneri charakteristisch sind. Wir werden diese Einschlüsse in einem besonderen Kapitel im Anschluss an die Misch- bis Paragneise beschreiben.

Schiefriger Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneise

Die schiefrigen Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneise haben bedeutenden Anteil am Aufbau des kartierten Gebiets; sie sind schon von BÄCHLIN und SPICHER unter dem gleichen Namen beschrieben worden. Wir bezeichnen sie im folgenden abgekürzt als schiefrige Paragneise. Es wechseln schiefrige, glimmerreiche Lagen mit mehr feinkörnigen, hornfelsartigen Bänken und hellen quarzreichen Zwischenlagen. Wie schon KELTERBORN, BÄCHLIN und SPICHER erwähnen, ist die im Felde erkennbare Wechsellagerung einesteils durch das Vorherrschen oder Zurücktreten einzelner Mineralkomponenten bedingt, andernteils durch Verschiedenheiten in Struktur und Textur. Im Gegensatz zur strukturellen Vielgestaltigkeit bietet der mikroskopisch erkennbare Mineralbestand ein recht eintöniges Bild. Die schiefrigen Paragneise haben silberglänzende (baueritisierter Biotit) bis grauschwärzliche Farbe mit

einem Stich ins Violette (frischer Biotit). Im Felde fallen sie auf durch die manchmal tiefgehende typische rostrote bis braune Verwitterung, die es oft kaum erlaubt, ein frisches Handstück zu schlagen. Gelegentlich sind die schiefrigen Paragneise wellig verbogen bis fein gefältelt. Teilweise liegt auch typische Schoppfältelung vor, mit spitzen Scheiteln und ebenen Schenkeln, die zwei Systeme von s-Flächen hervortreten lassen.

Stellenweise führen die schiefrigen Paragneise kalksilikatführende Einschlüsse, auf die in einem späteren Kapitel eingegangen werden soll. Quarz-Disthen-Biotit-Knauer, wie sie BÄCHLIN erwähnt, fanden sich im Bachbett der Magliasina auf 435 m Höhe, im untersten Anstehenden der Valetta zwischen Torricella und Bedano und zersetzt und mylonitisiert unmittelbar NW oberhalb der Häuser von Vezio. Häufig auftretende weisse, gelegentlich rostig anwitternde Quarzgänge und Quarzitlagen und die in einem späteren Kapitel besprochenen Pegmatite ergänzen das wechselvolle Bild der schiefrigen Paragneise.

U. d. M. lässt sich folgender Mineralbestand erkennen:

Hauptgemengteile: Plagioklas 30—65 Vol. %
 Quarz 20—40 Vol.
 Biotit 10—30 Vol.
 Muskowit 0—10 Vol.

Mittlerer Korndurchmesser: 0,2—0,8 mm

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Titanit, Rutil (teilweise als Sagenit), Hämatit, Magnetkies, Magnetit, Pyrit, Arsenkies

Übergemengteile: Granat, Disthen, Staurolith, Sillimanit, Andalusit, Turmalin, Chlorit, Hornblende, Kalifeldspat, Orthit, sekundäres Karbonat

Die Struktur ist grano- bis lepidoblastisch; ausgesprochener Zeilenbau ist verbreitet. In den gefältelten Partien sind die Glimmerblättchen verbogen (postkristalline Deformation), oder sie bilden undeformiert die Faltung ab (präkristalline Deformation). In vielen Schliffen macht sich Kataklyse und beginnende Mylonitisierung bemerkbar.

Der Plagioklas bildet isometrische bis tafelige, in der Schieferungsfläche liegende Körner. Teilweise handelt es sich um einen sauren Oligoklas, der kaum verzwilligt ist, oder er ist etwas basischer, mit häufigen Zwillinglamellen nach dem Albit-, Periklin- und selten Manebachgesetz. Der An-Gehalt schwankt zwischen 21% und 32%, in einem Fall bis 36%. Oft findet man inverse Zonarstruktur, wobei der Kern kontinuierlich in den etwa um 10% basischeren Rand übergeht. Die Plagioklase sind vielfach getrübt oder serizitisiert, wobei sich selten noch phantomartige

Zwillingslamellen erkennen lassen. Sie führen häufig Quarztränen, wurmförmige Quarzbildungen, Muskowit- und Biotitblättchen.

Die Quarzkörner zeigen undulöse Auslöschung und gegenseitig verzahnte bis sinusförmige Korngrenzen. Feine Linien, die den Quarz durchziehen, erweisen sich bei stärkster Vergrößerung als perlschnurartig angeordnete Reihen kleinster Hohlräume, die wohl als schlecht verheilte ehemalige Haarrisse zu deuten sind.

Der Biotit zeigt leuchtend rotbraune bis grünstichig dunkelbraune Farbtöne für $n\gamma$ und gelb- bis blassbraune Farben für $n\alpha$. Häufig treten pleochroitische Höfe um Zirkon auf. Besonders in den tektonisch stark beanspruchten Gesteinen kann er ausgebleicht sein unter Ausscheidung von Erz und sternförmigen Rutilnadeln, die zu Sagenit vergittert sein können. In solchen Fällen können die Biotitlamellen mehr oder weniger verbogen bis zerknittert sein. In andern Schliffen ist der Biotit bald nur gelegentlich, bald zum grösseren Teil in Chlorit umgewandelt, mit einem blaugrünlichen bis grünlichen ($n\gamma$) und blassgelblichen bis farblosen ($n\alpha$) Pleochroismus und anomalstahlblauen bis schmutzigbraunen Interferenzfarben.

Muskowit tritt meistens zwischen und neben den Biotitlamellen in ähnlicher Ausbildung wie diese auf. Zum Teil scheint er sekundär aus Biotit entstanden zu sein unter Erzausscheidung. Gelegentlich finden sich auch pinitartige Nester, wohl als Relikte ehemaliger Tonerdesilikate.

Granat ist ein selten fehlender Übergemengteil. Er findet sich bald als kleine rundliche bis idiomorphe Körnchen, die gleichmässig über den ganzen Schliff verteilt sind, oder auch als grössere Individuen mit Quarz-, Muskowit- und Biotiteinschlüssen. Man beobachtet auch von Quarz durchsiebte Skelettkristalle oder Ansammlungen kleiner Körnchen als Reste aufgezehrter grösserer Körner.

Disthen und Staurolith treten immer gemeinsam auf. Während BÄCHLIN Disthen als „äusserst seltenen Gemengteil“ und Staurolith gar nicht erwähnt, können in unserem Gebiet diese Mineralien ziemlich verbreitet sein. Disthen findet sich gelegentlich in grösseren, an der typischen Spaltbarkeit gut erkennbaren Individuen, die an einer Fundstelle (Kote 510 m NE über Suino) bis 5-mm grosse, von Glimmerzügen umflossene Porphyroblasten bilden. Gewöhnlich findet er sich in zahlreichen kleineren Körnern. Im Schliff der analysierten Probe (Gr. 578) ist ein Disthenkorn zwischen Biotitlamellen eingelagert, das randlich und längs Spaltrissen in Säume von Sillimanitnadeln übergeht. Staurolith bildet grössere, stengelig ausgebildete idiomorphe Kristalle mit einem kräftig gelben Farbton für $n\gamma$ und einem blassgelblichen für $n\alpha$. Er weist viele rundliche Quarzeinschlüsse und durch Quarz eingebuchtete Korngrenzen auf. Häufig ist

er randlich und längs Rissen in einen farblosen bis gelblichen Chloritsaum umgewandelt. Die dadurch hervorgerufene Maschenstruktur ähnelt derjenigen beim serpentinierten Olivin. Sillimanit findet sich in den Staurolith-Disthen führenden Varietäten vorwiegend in feinfaseriger Ausbildung als „Bärte“ oder „Ross-Schweife“ an den Biotitlamellen, oder er ist, ähnlich wie in den später zu behandelnden Sillimanit-Hornfelsgneisen, als Stäbchen und Säulchen ausgebildet. In einem Schliff aus der Magliasina W Aranno findet sich neben reichlich Disthen, Staurolith, Sillimanit auch ein grosses Korn von Andalusit, das von einem pinitartigen Muskowitfilz umgeben ist.

Turmalin, teilweise bereits im Handstück erkennbar, erscheint im Dünnschliff als idiomorphe Säulchen mit oliv- bis moosgrünem $n\gamma$. Hornblende lässt sich gelegentlich im Felde an den angewitterten Oberflächen erkennen, vor allem im N-Teil des Malcantone, wo die hornblende-führenden schiefrigen Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneise durch eine besondere Signatur auf der Karte ausgeschieden sind. Kalifeldspat fand sich in einem einzigen Zwickelchen im Schliff der analysierten Probe.

Selten tritt Orthit auf, als idiomorphe Kriställchen mit zonar verschiedenen Färbungen und Interferenzfarben, braunen ($n\gamma$) und gelbbraunen ($n\alpha$) Farbtönen, ferner rundliche bis idiomorphe Körnchen von Apatit, zum Teil als Einschlüsse in Biotit, Zirkonkörnchen, Titanit als „Insekteneier“, honiggelbe Rutilkörner neben dem bereits erwähnten Sagenit und schliesslich Karbonat in Nestern und Adern.

Ausser den im durchfallenden Licht blutrot erscheinenden Hämatitkörnchen liessen sich unter dem Ultropak noch folgende Erzminerale erkennen: Magnetkies und Magnetit mit mattschwarzen Rändern, Pyrit und Arsenkies.

Im Bach N Firinescio (NW Vezio) treten lokal dünnplattige, extrem feinkörnige (mittlerer Korndurchmesser 0,03 mm), hornfelsartig ausgebildete Gneise auf, die im Handstück an die Biotit-Hornfelsgneise des Tamarogebiets (BÄCHLIN 1937) erinnern. Im Dünnschliff zeigt sich, dass sie zu 40 Vol. % aus Schmitzen eines Sillimanitfilzes bestehen, von gleicher Ausbildung wie in den Sillimanit-Hornfelsgneisen. Diese 1—2 mm-mächtigen Schmitzen führen neben Sillimanit etwa gleich viel Biotit und untergeordnet Quarz und gelegentliche Granatkörnchen. Die Zwischenmasse setzt sich zusammen aus Quarz, saurem Oligoklas, Biotit, moosgrünen, idiomorphen Turmalinkriställchen, Zirkon, Apatit, schwarzen (Graphit?) und weissglänzenden (Arsenkies?) opaken Körnchen. Quarz und Plagioklas bilden typische Pflasterstruktur, während Biotit Träger einer wenig ausgeprägten Kristallisationsschieferung ist.

Feinflaseriger Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneis

Die Übergangsglieder zwischen den schiefrigen Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneisen und den Biotit-Andesingneisen und Ceneri-Gneisen wurden auf der Karte mit einer besonderen Signatur angegeben, entsprechend den auch auf BÄCHLINS Karte ausgeschiedenen Biotit-plagioklasgneisen. Stellenweise kommen auch innerhalb der schiefrigen Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneise mehr oder weniger mächtige Partien vor, die hier einzureihen wären, aber ihrer geringen Mächtigkeit wegen auf der Karte nicht ausgeschieden werden können. Überhaupt stellen die feinflaserigen Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneise keine wohlabgegrenzte Gesteinsgruppe dar.

Der Mineralbestand ist grossen Schwankungen unterworfen:

Plagioklas ist stets vorhanden, oft vorherrschender Gemengteil. Der An-Gehalt schwankt zwischen 15—18% und 25—33%. Es finden sich sowohl Individuen ohne Zwillingslamellen wie auch solche, die nach dem Albit-, Periklin-, selten Albit-Ala-Komplexgesetz verzwillingt sind. Vielfach sind die Plagioklase gefüllt mit zahlreichen Quarztränen, regellos verteilten Biotitplättchen, Chloritfetzen, Granat- und Erzkörnern. Stellenweise beobachtet man eine nachträgliche Porphyroblastenbildung, wobei durch die Plagioklasporphyroblasten die Glimmerzüge abgeschnitten und die Biotite randlich korrodiert werden. Quarz nimmt 15—45 Vol. % des Gesteins ein. Der gelegentlich auftretende Kalifeldspat zeigt fleckige, wolkige Auslöschung, seltener schwach angedeutete Mikroklingitterung. Er bildet grössere, in Zeilen angeordnete Körner oder häufiger kleine Fetzen und Zwickel. Er findet sich auch als rechteckige Einschlüsse in Plagioklas, parallel zu den Zwillingslamellen orientiert und schachbrettartig angeordnet. Diese Antiperthite betrachten BÄCHLIN und SPICHER als metasomatische Verdrängungen des Plagioklases durch Kalifeldspat-substanz. Diese Deutung scheint auch hier recht naheliegend zu sein, angesichts der unregelmässigen, Plagioklasinseln umschliessenden Fetzen von Kalifeldspat, von denen feinste Äderchen nach allen Richtungen ausgehen, die Plagioklaskörner quer durchsetzend. Ganz ähnliche Ausbildung des Kalifeldspates treffen wir auch bei den Mischgneisen (siehe Fig. 3). Myrmekit zeigt unregelmässig lappige Umrisse und ragt in den Kalifeldspat hinein. Der Biotit (5—25 Vol. %) ist rotbraun bis dunkelbraun ($n\gamma$) und gelbbraun bis blassbräunlich ($n\alpha$) gefärbt. Er kann unter Erzausscheidung ausgebleicht oder in fast farblosen bis grünlichen Chlorit mit bräunlichen bis lavendelblauen anomalen Interferenzfarben umgewandelt sein. Charakteristisch für die feinflaserigen Biotit- und Zweiglimmer-

Plagioklasgneise ist die gelegentlich vorkommende granoblastische Struktur, die oft im Schliff keinerlei Schieferung mehr erkennen lässt, entsprechend dem Gefügebild „metablastisch überprägter“ Schwarzwaldgneise (K. R. MEHNERT 1940, Abb. 3). Muskowit nimmt 0—10 Vol. % ein und ist ähnlich ausgebildet wie Biotit.

Die akzessorischen Gemengteile entsprechen denen der schiefrigen Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneise, nur fehlen hier die Tonerdesilikate Staurolith, Disthen, Andalusit und Sillimanit vollständig. Der Anteil des Granats erreicht in einem Fall 15 Vol. %. Es handelt sich um kleinere und grössere Kristalle, die meist buchtige Umrisse bis geschlossene Kreisringe (Perimorphosen) aufweisen oder Ansammlungen kleiner Körner bilden, zwischen denen sich Magnetitklümpchen finden. Apatit kann die Grössenordnung der Plagioklaskörner erreichen. An Erzminerale findet sich Magnetit, Hämatit und Pyrit.

Muskowit- und Zweiglimmerschiefergneis, oft mit Tonerdesilikaten (Giumello-Gneis)

Am SE-Rand von Blatt 516 Iorio des Geologischen Atlas der Schweiz findet sich ein recht einheitlicher Gneiskomplex, den M. REINHARD (1939) nach dem Hauptvorkommen auf dem Mottone di Giumello SW vom Passo di S. Iorio als „Giumello-Gneis“ bezeichnet und in den dazu gehörigen Erläuterungen charakterisiert hat. In der Arbeit SPICHERS (1940) sind diese Gneise ausführlich behandelt, weshalb wir uns hier kurz fassen können. Die Giumello-Gneise haben meistens silbergraue bis rostbraune Farbe und einen gewellten bis knotigen Schieferbruch, der sie von den mehr parallelschiefrigen bis ebenlagigen schiefrigen Biotit- bis Zweiglimmerplagioklasgneisen unterscheidet. Die Giumello-Gneise bilden mehr einheitliche Komplexe, während bei den schiefrigen Paragneisen schiefrige mit hornfelsartigen und mit quarzitischen Bänken wechsellagern. Die Trennung der schiefrigen Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneise von den Giumello-Gneisen auf der Karte ist schematisiert, da die Unterschiede gradueller Art sind. Muskowitschiefergneise mit Tonerdesilikaten finden sich auch als cm- bis metermächtige Lagen in den schiefrigen Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneisen, so zum Beispiel im Bachbett der Magliasina auf Höhe 505 m und 435 m, doch ist es nicht möglich, solche vereinzelte Vorkommen auf der Karte von den schiefrigen Paragneisen zu trennen. Andererseits entsprechen die in dieser Gruppe eingereihten Gesteine nicht immer dem typischen Bild der Giumello-Gneise. In der SW Ecke des Gebietes (im Dreieck Ponte

Cremonaga-Termine-Bosco) sind sie teilweise einer Mylonitisierung unterworfen worden und zeigen Anklänge an die Stabiello-Gneise (= mylonitische Varietät der Giumello-Gneise, M. REINHARD 1939), wie sich im Bächlein zwischen Rovedera und Rancia besonders schön beobachten lässt. N Fornasette, in den Aufschlüssen 100 m N Bosco, liegt ein granatführender Muskowitschiefer vor. Der helle Glimmer bildet hier ausgedehnte, zusammenhängende Häute von silberglänzender Farbe, die feingefältelt bis zerknittert sind. Die Hauptvorkommen von Giumello-Gneisen finden sich jedoch am E-Rand des kartierten Gebietes. Typisch ausgebildet sind sie im mittleren Teil der Val Maggiore unterhalb Cademario. N davon, am E-Hang des Cervello, sind sie arm an Tonerdesilikaten und führen metermächtige Hornfelsgneislinsen und hornfelsartig ausgebildete Zonen, die im Gelände als Felsrippen hervortreten.

Mineralbestand:

Hauptgemengteile: Quarz	20—55 Vol%
Plagioklas	15—40
Muskowit	10—20
Biotit	5—25
Granat, Staurolith, Disthen	1—25

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Rutil, Graphit

Übergemengteile: Turmalin, Andalusit, Sillimanit, Pyrit, Magnetkies.

Sekundäre Gemengteile: Chlorit, Zeolith, Karbonat und Hämatit

Struktur: granoblastisch bis lepidoblastisch, porphyroblastisch in bezug auf Plagioklas, häufig beginnende Kataklaststruktur (vor allem bei Quarz).

Der Plagioklas erweist sich nach der BECKE-Methode als ein Albit bis Oligoklas. In zwei Schliffen wurden auf dem U-Tisch Anhalte von 0—5% und 12—15% festgestellt. Meistens sind die Plagioklase wasserklar und selten von feinen Albit- und Periklinzwillingslamellen durchzogen. Die mm-grossen Albit-Porphyroblasten sind häufig nach dem Albitgesetz verzwillingt, wobei eine einzige Zwillingsnaht, die auch zackig sein kann, mitten durch das Korn geht. Nie fehlen Einschlüsse in den grösseren Plagioklasporphyroblasten. Es sind helizitische Streifen von Graphitpartikelchen und Sillimanitnadeln, die schwach S-förmig verbogen sein können und meist verdreht sind gegenüber der Schieferungsrichtung; oder die Einschlüsse bestehen aus Quarz, regellos orientierten Biotit-, Muskowit-, Chloritblättchen, Granatkörnern, Staurolith, Disthen, Rutil, Zirkon, Graphit. Besonders zahlreich sind die

Glimmerblättchen dort, wo ein Glimmerzug durch einen Porphyroblasten abgeschnitten wird, was auf die nachträgliche Bildung der Porphyroblasten hinweist.

Die wellig verbogenen Biotit-Muskowitzüge schmiegen sich in den mehr parallelschiefrigen Typen mit Zeilenbau um die flach linsenförmigen Albitporphyroblasten, während in den mehr feinflaserigen Typen die grösseren, mehr rundlichen Plagioklasporphyroblasten von nachtektonisch kristallisierten Glimmerlamellen polygonzugartig umlagert werden. Der Biotit hat kräftig braune ($n\gamma$) und blassbräunliche ($n\alpha$) Farben und kann den mengenmässigen Anteil von Muskowit erreichen. Quarz bildet in der Schieferungsrichtung elongierte Körner, die zu Zeilen zwischen den parallelen Biotit-Muskowitzügen angeordnet sind. In den mehr feinflaserigen Varietäten bildet er unregelmässig begrenzte Fetzen. Im Grossteil der Schiffe ist der Quarz zu einem feinen Mörtel zerrieben, in dem noch linsenförmige Porphyroklasten schwimmen. Der farblose bis blassrötliche Granat findet sich gleichmässig über das Gestein verteilt als kleine relikartige Körnchen. Er bildet runde bis idiomorphe Einschlüsse von 0,1—0,7 mm Durchmesser in Plagioklas, Disthen, Staurolith. Die olivgrünen Turmalinprismen mit seltenen blauen Flecken im Zentrum haben immer gut ausgebildete kristallographische Umrisse. Die Staurolithstengel können vollständig von Quarztropfen durchsiebt sein. Sie zeigen ähnliche Umwandlungserscheinungen in ein Chloritmineral, wie dies beim gleich ausgebildeten Staurolith der schiefrigen Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneise bereits geschildert wurde. Seltener finden sich Disthen- und vereinzelt Andalusitkörner, die beide randlich von Muskowit-Serizitfilz umgeben sind.

Als Nebengemengteile finden sich Apatit, Zirkon und Rutilkörner in der gleichen Ausbildung wie in den übrigen Paragneisen. In allen Schiffen treten auch kleinste Körnchen und Blättchen graphitischer Substanz auf. An sekundären Mineralien sind zu erwähnen hellgrünlicher Chlorit mit lavendelblauen bis schwarzbraunen Interferenzfarben, Hämatit, Adern von Karbonat und eines vermutlichen Zeolithminerals. An Erzmineralien kommen Pyrit und Magnetkies vor.

Bereits eingangs dieses Kapitels wurde ein Vorkommen eines granatführenden Muskowitschiefers erwähnt, zwischen Strasse und Landesgrenze 100 m N Bosco (bei Fornasette), der einen etwas abweichenden Mineralbestand besitzt. Er setzt sich zusammen aus Quarz in Zeilen (20%), Muskowit (65%), Biotit und Chlorit (5%), welche zu sammenhängende Häute bilden und Granatporphyroblasten (bis 10%) mit helizi-

tischen, S-förmig angeordneten Graphiteinschlüssen, entsprechend dem auf Tafel 31 a bei HARLOFF (1927) abgebildeten „Meso-Granat-Muskowitgneis“ aus der Gegend von Montegrino (Valtravaglia, Italien), der, nach der Beschreibung zu schliessen, mit unserm Muskowit-Serizitschiefer N Bosco übereinstimmt. Auch die Granatglimmerschiefer von Bèdero (Valcuvia, Italien), die LEUZINGER (1926) erwähnt und die bei KUENEN (1925) beschrieben sind, entsprechen unsern Schiefen N Bosco, wie ein Vergleich mit einem Handstück der Belegsammlung LEUZINGER im Basler Naturhistorischen Museum zeigte.

Hornfelsartige Gneise

Wie bereits erwähnt, finden sich in den schiefrigen Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneisen hornfelsartige Bänke eingelagert. Diese dunkel grau-violetten Gneise zeigen muscheligen oder dünnplattigen Bruch und bilden meist einige m-mächtige Bänke. Es war nicht immer möglich, diese wenig mächtigen Vorkommen auf der Karte auszuscheiden. Nur die Sillimanit-Hornfelsgneise, die oft von sillimanitfreien Hornfelsgneisen begleitet sind, bilden mächtigere selbständige Zonen.

Vorkommen von hornfelsartigen Gneisen, die teilweise auf der Karte ausgeschieden wurden, finden sich auf Kote 810 m im Bach 300 m E Mugena, wo ein dunkelgraues, makroskopisch dicht erscheinendes Gestein ansteht, mit splittrigem Bruch, keinerlei Schichtung zeigend. S Arosio auf dem Induno-Hügel wechsellagern NW-SE streichende graue, plattige, ebenfalls dicht erscheinende, teilweise granatführende Hornfelsgneise mit Amphiboliten. Unweit davon, in den Bächen W P. 925 m bei Agra, ist eine N-S streichende Zone eines dunklen Hornfelsgneises mit gerade noch sichtbaren Muskowitschüppchen bei Koord. 712,50 aufgeschlossen. Im Veziobach und in der Magliasina S Vezio stehen Hornfelsgneise mit etwas gröberem Korn an (bei Koord. 711,8). S davon, am Sporn zwischen Magliasina und dem von Fescoggia herunterkommenden Bach (711,65/99,1) befindet sich ein recht guter Hornfelsgneisaufschluss. Weiter mögen erwähnt sein ein etwas grobkörnigerer Hornfelsgneis N Crocivaglio, mit recht kleinen Einzelschüppchen von Biotit und die Hornfelsgneislagen im Biotitgneis im Magliasinabachbett beiderseits der Brücke des Fusswegs Novaggio-Aranno, die bereits auf KELTERBORNS Karte dargestellt sind.

Auch in der benachbarten Val Vedasca finden sich, zum Beispiel E Maccagno im Tobel der Giona, mächtige Bänke typisch ausgebildeter Hornfelsgneise in schiefrigen Paragneisen eingelagert.

Die hornfelsartigen Gneise entsprechen im Mineralbestand den schieferrigen Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneisen. Sie unterscheiden sich von diesen nur strukturell durch ihr feineres Korn (durchschnittliche Korngrösse des Quarz-Plagioklaspflasters 0,07 mm), wie dies auch SPICHER an seinen hornfelsartigen Paragneisen feststellt, die in seinem Gebiet grössere Verbreitung aufweisen. Es sei auf seine Ausführungen verwiesen, die auch für unser Gebiet Geltung haben.

Hornfelsgneisozonen und -linsen in den Giumello-Gneisen

Am E-Abhang des Cervello und des S.-Maria-Hügels gegen die Vedeggiotalung zu finden sich in den Giumello-Gneisen häufig etliche mächtige Linsen und Zonen von Hornfelsgneisen, die kontinuierlich in jene übergehen. Die dunkelgrauen Hornfelsgneise erweisen sich beim Bearbeiten mit dem Hammer als ausserordentlich zähe. Die Bruchflächen verlaufen regellos, obwohl die Schieferungsfläche durch Glimmerblättchen markiert ist. Die Poststrasse Luchina-Cademario durchquert einige dieser zähen hornfelsartigen Lagen, die morphologisch als Rippen im Gelände hervorstechen.

Eine Hornfelsgneislinse, die eingehend mikroskopisch untersucht wurde, befindet sich am Weg Viona-Luchina W Manno auf Kote 700 m. In der Kernzone erscheinen solche Linsen oft vollständig dicht und zeigen splittrig-muscheligen Bruch. Die grünlichen bis rötlichen, oft zonar verschieden gefärbten Schalen dieser Linsen zeigen eine gewisse Verwandtschaft mit den kalksilikatführenden Einschlüssen, um so mehr, als die mikroskopische Untersuchung den Nachweis von Kalksilikatmineralien erbracht hat.

Etwas mehr plattige Hornfelsgneise von Kote 400 m im Tälchen W Kirche Agno (beim Wort „Redondello“ auf Blatt Agno) und ein Vorkommen E Neggio an der Strasse beim Bachübergang wurden ebenfalls im Dünnschliff untersucht.

Hauptgemengteile: Quarz, Plagioklas, Biotit (gelegentlich Muskowit)
Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Erz (Magnetit) und graphitische Substanz

Übergemengteile: Granat, Turmalin, Chlorit, Titanit, Orthit, Rutil.
Mittlerer Korndurchmesser: 0,07—0,3 mm (Glimmer bis 1 mm)

Die Struktur ist granoblastisch bis lepidoblastisch. In den nicht deformierten Gesteinen bilden Quarz-Plagioklas eine Pflasterstruktur. In den Vorkommen W Agno und E Neggio beobachtet man beginnende

Kataklase und Mylonitisierung. Im Dünnschliff finden sich bis 2 mm dicke Lagen und Schmitzen eines feinkörnigen Pflasters (mittlere Korngrösse 0,02—0,03 mm) eckiger Quarzkörnchen. Den „fluidal“ angeordneten Strähnen und dem einheitlichen Auslöschen des Pflasters über die ganze Ausdehnung dieser Quarzlagen nach zu urteilen ($n\gamma$ bildet einen Winkel von 45° mit der s-Fläche), lagen hier wohl ursprünglich plastisch deformierte Lagenquarze (SANDER 1912, Fig. 1) vor, die nachträglich rekristallisiert sind. Es bietet sich das Bild eines „kleinkörnigen Rekristallisationsgefüges“ wie in Abb. 79 in SANDERS „Gefügekunde“ (1930). In den übrigen Schliffen ist der Quarz meistens stark undulös und zu einem feinkörnigen Mörtel zerrieben.

Der Plagioklas, dessen mengenmässiger Anteil stark schwankt, ist ein Oligoklas, selten ein saurer Andesin, gelegentlich mit Zwillingslamellen. Die Körner sind gewöhnlich in Richtung der Schichtfläche etwas abgeplattet.

Biotit ist immer reichlich vorhanden. Seine Farben sind rotbraun ($n\gamma$) bis blassbräunlich ($n\alpha$). Häufig zeigt er pleochroitische Höfe um Zirkon und Orthit. Die Biotitlamellen können Träger einer deutlichen Kristallisationsschieferung sein; sie sind häufig in farblosen bis blassgrünlichen Chlorit umgewandelt (lavendelblaue bis schmutzigbraune Interferenzfarben, oft auch optisch isotrop). Infolge Mylonitisierung ist der Biotit oft zu einem feinen Filz zerrieben, in dem rundliche bis linsenförmige Porphyroklasten von Quarz, Plagioklas und verbogene Muskowitlamellen schwimmen. Ebenso stecken in diesem Filz gelbgrüne Turmalinprismen mit bläulich gefärbtem Kern und gutausgebildeten ditrigonalen Umrissen. Granat bildet rundliche, von Rissen durchsetzte Körnchen.

Akzessorien: reichlich Apatit, Titanit als „Insekteneier“, Rutilnadeln in zersetztem Biotit und reichlich Erz (Magnetit) und graphitische Substanz (?).

Einen etwas abweichenden Mineralbestand mit Analogien zu den kalksilikatführenden Einschlüssen zeigt, wie eingangs erwähnt, zum Beispiel eine Hornfelsgneislinse am Weg Luchina-Viona: Neben Quarz und gelegentlich verzwillingtem Labrador finden sich noch bläulichgrüne bis gelblichgrüne Hornblendestengel (ca. 15 Vol%), Granatkörner (1 Vol%), Ansammlungen von bräunlich getrübbten Zirkonkörnchen, viel Titanit und Erz (Magnetit?).

Besondere Erwähnung verdient ferner ein Vorkommen eines klinoisitführenden Hornfelsgneises in schiefrigen Paragneisen beim Tunnel des Tresabähnchens 200 m S Vallone (S Agno): Die ovalen

Klinozoisitkörnchen machen einige Prozente des Gesteinsvolumens aus. Die olivbraunen ($n\gamma$) bis hellbräunlichen ($n\alpha$) Biotitlamellen sind regellos angeordnet und umgeben häufig die Klinozoisitkörner. Zahlreiche Karbonatadern durchziehen den Schliff. Im übrigen entspricht das Schliffbild den Hornfelsgneisen E Neggio und W der Kirche von Agno. Auch hier finden sich S-förmig gefaltete, plastisch deformierte, rekristallisierte Lagenquarze.

Sillimanit-Hornfelsgneise

Die Sillimanit-Hornfelsgneise finden sich als konkordante, einige m-mächtige Bänke in den schiefrigen Paragneisen. Sie sind gut aufgeschlossen im Bachbett der Magliasina E der C. Bedeglia. Andere gute Aufschlüsse der gleichen N-S streichenden Zone finden sich im Dorf

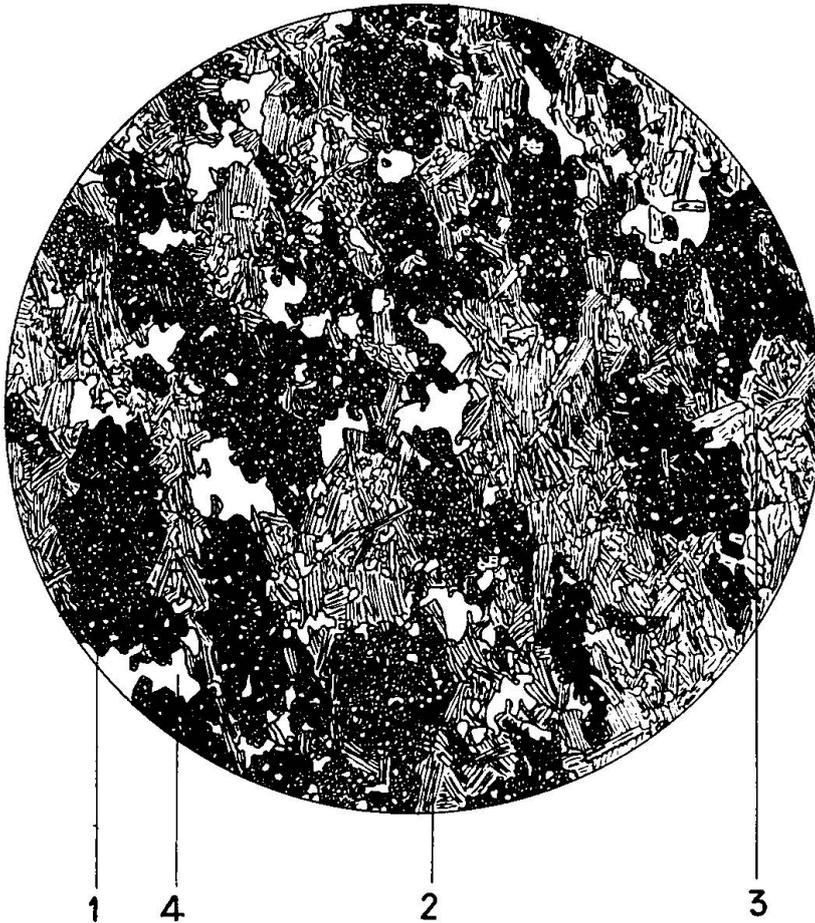


Fig. 2. Sillimanit-Hornfelsgneis, analysierte Probe (Gr. 1224). Magliasina 430 m Höhe
1 Sillimanitfilz, 2 Biotit, 3 Muskowit, 4 Quarz. Vergr. 1 : 21,5.

Aranno (Bergseite der Poststrasse) und N Aranno im Valeggio di Maggio auf 670—680 m Höhe. Weitere Vorkommen sind weiter N in der Val Canvera und ihren zwei rechten Seitenbächen auf Kote 780—790 m aufgeschlossen.

Im Felde treten diese Gesteine als dunkle, massige Bänke hervor, aus denen das Wasser in den Bachbetten rundliche Höcker und Strudellöcher formt. Die Schichtung lässt sich oft nur beim Anschlagen mit dem Hammer erkennen; häufig ist sie auch im Handstück nicht ausgeprägt und der Bruch ist richtungslos splittrig. Die Farbe ist dunkelgrau mit einem Stich ins Violette. Meistens sind die Sillimanit-Hornfelsgneise so feinkörnig, dass die Komponenten makroskopisch nicht erkennbar sind, ausser einzelnen Muskowit- und Biotitschüppchen. Der Sillimanitgehalt macht sich durch Seidenglanz bemerkbar. Das feinknotige und fleckige Aussehen der Bruchflächen rührt von der unregelmässigen Verteilung des Sillimanits in Nestern und Schmitzen her.

Die Sillimanit-Hornfelsgneise wurden bereits von KELTSERBORN eingehend beschrieben. Sie haben ausgeprägte Hornfelsstruktur und zeigen folgenden Mineralbestand:

Hauptgemengteile:	Sillimanit	25—40 Vol%
	Biotit	25—35
	Muskowit	0—15
	Quarz	} 20—25
	Plagioklas	
	Orthoklas	0—20
Nebengemengteile:	Zirkon, Rutil, Pyrit.	
Übergemengteile:	Granat, Turmalin, Hämatit.	

Die Sillimanit-Hornfelsgneise sind charakterisiert durch die uneinheitliche Verteilung der Hauptkomponenten. Etwa 25—40 Vol% des Gesteins nimmt ein dunkler Sillimanitfilz ein, der mm-grosse rundliche Flecken und langgestreckte Linsen und Flatschen bildet, die oft siebartig von Quarz durchlöchert sind. Die Schichtung ist, wenn überhaupt erkennbar, in der parallelen Anordnung dieser Linsen angedeutet. Die Glimmerminerale zeigen meistens regellose Orientierung.

Der Sillimanit findet sich als unentwirrbarer Filz farbloser bis blassbläulicher Säulchen mit bisweilen deutlichen Querabsonderungen und gerundeten Enden. Die Länge der Säulchen liegt gewöhnlich unter 0,005 mm. In den Randpartien und zerstreut in Quarz finden sich auch grössere Einzelnadeln mit bis 0,06 mm Länge und 0,007 mm Dicke. Das Verhältnis von Länge zu Breite schwankt zwischen 1:6 und 1:18.

Die regellos orientierten Biotitlamellen durchspiesen sich gegenseitig und bilden Verwachsungen mit Muskowit. Biotit findet sich auch untergeordnet in den Sillimanitnestern, in die er randlich ohne scharfe Grenzen übergeht; der Sillimanit scheint aus Biotit hervorgegangen zu sein. Dessen Absorptionsfarben sind: n_{γ} kräftig rotbraun, n_{α} hellbräunlich bis farblos. Um Zirkon zeichnen sich pleochroitische Höfe ab. An einigen Stellen in der Nachbarschaft von Erzkörnern finden sich gebleichte Biotite, die von Rutilnadeln durchspießt sind, in z. T. sagenitartigen Durchwachsungen.

Quarz tritt in grösseren, unregelmässig-buchtig begrenzten Individuen auf, frei von Einschlüssen, mit nur schwach undulöser Auslöschung. Plagioklas findet sich gelegentlich; es handelt sich um einen sauren Oligoklas bis Albit. Die 0,02—0,04 mm-grossen isometrischen Körner bilden mit Quarz eine Pflasterstruktur.

Orthoklas fand sich (gegen 20 Vol%) in einer muskowitfreien Probe aus dem Bachbett der Magliasina. Er ist gefüllt mit Quarztränen, Biotitblättchen und Turmalinkriställchen, führt schmale Perthitspindeln und zeigt allotriomorphe Begrenzung. Auf dem Drehtisch wurde $-2V$ zu 65° bis 70° bestimmt und nach den Diagrammen von NIKITIN (1936) auf Grund der Lage des Pols der 001-Spaltbarkeit nachgewiesen, dass Orthoklas vorliegt.

Die grössten Dimensionen unter allen Komponenten erreichen die bis 1 mm-langen Muskowit-Leisten. Sie finden sich kreuz und quer orientiert meist mit Biotit vergesellschaftet und sind siebartig von Quarz durchlöchert.

Granat ist stellenweise ein Übergemengteil der Sillimanitnester. Er liegt vor als relikartige, buchtig begrenzte Fetzen mitten im Sillimanitfilz, von dem er nur unscharf abgegrenzt ist. Turmalin findet sich gelegentlich in kleinen idiomorphen gelbgrünlichen Kriställchen. In allen Schlifften tritt relativ reichlich Pyrit in zackigen Körnern auf, die von einem mattschwarzen Oxydationsrand umgeben sind, ferner Zirkon, Rutil und Hämatit als Einschluss in Quarz.

Eine Probe aus dem Valeggio di Maggio N Aranno zeigt im Dünnschliff auch sillimanitfreie Partien, mit einer Quarz-Plagioklas-Pflasterstruktur, die ganz dem Strukturbild der Biotithornfelsgneise des Tamarogebiets (BÄCHLIN 1937) entspricht. Sillimanitnester finden sich in diesem Schliff nur innerhalb einer geradlinig begrenzten Zone, die ausserdem noch reichlich Biotit und Flecken von Muskowitfilz führt, der noch spärliche Relikte eines farblosen, optisch zweiachsigen Minerals enthält, bei dem es sich wahrscheinlich um Andalusit handelt. Diese tonerde-

silikatführende Zone erinnert stark an die aus Muskowit-Serizit oder bei einem höheren Grad der Metamorphose aus Sillimanit, Granat, Disthen, Biotit bestehenden Chiastolitpseudomorphosen, die BÄCHLIN (1937, S. 32 und 48) aus dem Biotithornfelsgneis beschreibt. Auf Grund dieser Analogie und der scharfen, oft geradlinigen Begrenzung der Sillimanitfilze (siehe Fig. 2) lässt sich vermuten, dass es sich um umgewandelte Andalusitkörner handelt.

Chemismus und Entstehung der Paragneise

Es wurde je ein Gestein aus der Gruppe der schiefrigen Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneise (Gr. 578) und der Sillimanit-Hornfelsgneise (Gr. 1224) chemisch analysiert (siehe Analysentabelle auf S. 452). In untenstehender Tabelle sind die NIGGLI-Werte dieser zwei Analysen angeführt, und vergleichsweise auch jene eines Paragneises aus dem Tamarogebiet (Biotithornfelsgneis, BÄCHLIN I) und zweier Tone (brick clay, Connecticut, F. W. CLARKE 1915, S. 260, D; und Ton aus der Kohlenmine Gottshalden, F. DE QUERVAIN und C. FRIEDLAENDER 1942, S. 48, Nr. 29):

	si	al	fm	c	alk	k	mg	T	t
Gr. 578	222,5	41,5	35,5	8	15	0,46	0,40	26,5	18,5
Gr. 1224	207	45	40	3,5	11,5	0,80	0,44	33,5	30
BÄCHLIN I	304	37	35,5	9	18,5	0,45	0,52	18,5	9,5
brick clay	192	41,5	33	8,5	17	0,44	0,44	24,5	16
Ton, Gottshalden	250	43	37,5	6	13,5	0,56	0,56	29,5	23,5

Die Paragneise fallen infolge ihres grossen Tonerdeüberschusses in den Tonerderaum der Tetraederprojektion nach NIGGLI. Die gute Übereinstimmung mit den Tonalysen spricht dafür, dass das Ausgangsmaterial der analysierten Paragneise tonigen Sedimenten entsprach, die bei der Metamorphose chemisch nicht wesentlich verändert wurden. Abgesehen vom Chemismus sprechen der Glimmerreichtum und die Wechselagerung von Quarzitbänken mit hornfelsartigen und schiefrigen Lagen für den Paracharakter der diskutierten Gneise. Diese Wechsellagerung ist auf primäre stoffliche Unterschiede im Ausgangssediment zurückzuführen: die sillimanitfreien Hornfelsgneise sind im allgemeinen SiO_2 -reicher und mit Ausnahme der Sillimanit-Hornfelsgneise Al_2O_3 -ärmer als die schiefrigen Gneise. Die Sillimanit-Hornfelsgneise sind sehr tonereich, aber arm an Na und Ca, weshalb sie nur untergeordnet Plagioklas führen. Es sind vor allem die plagioklas- und glimmerreichen Lagen, die schiefrige Textur zeigen. Vermutlich wirkte sich die Dislokationsmetamor-

phose in ihnen stärker aus, während sich in den widerstandsfähigeren quarzreichen Bänken ein hornfelsartiges Gefüge bilden konnte.

Das Auftreten von Kalifeldspat und Antiperthit in den feinflaserigen Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneisen und deren gneisigere Textur gegenüber den schiefrigen Paragneisen sind wohl auf die unmittelbare Nachbarschaft der Ortho- bis Mischgneise zurückzuführen. Die feinflaserigen Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneise haben von den Ortho- bis Mischgneisen her, in die sie kontinuierlich übergehen, eine diffuse Kalizufuhr erfahren und sind vielleicht durch einen höheren Grad der Metamorphose als die übrigen Paragneise hindurchgegangen. Im allgemeinen führen die Paragneise die für kata- bis mesothermale Metamorphose typomorphen Mineralien Biotit, Sillimanit und Staurolith, Disthen, Muskowit u. a. Nur im SW-Zipfel und am E-Rand des Untersuchungsgebietes müssen mesothermale Bedingungen geherrscht haben (Giumello-Gneise, vorwiegend mit Muskowit bis Serizit, Staurolith und Granat).

MISCH- BIS PARAGNEISE

Feinflaserige, kalifeldspatführende Biotit-Plagioklasgneise

Diese gutausgebildetes Parallelgefüge zeigenden Gneise sind feinkörniger und biotitreicher als die weiter unten beschriebenen dünnlagigen Biotit-Andesingneise, mit denen sie sonst grosse Ähnlichkeit zeigen. Mit den früher beschriebenen feinflaserigen Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneisen sind die besprochenen Gneise gleichfalls durch Übergänge verbunden, doch unterscheiden sie sich von diesen durch ihre einheitliche Textur. Typische Ausbildung mit feinflaserigen Kalifeldspat-Augen und -lagen zeigen die Gneise, die im Steinbruch am Dorfausgang SW Fescoggia als Baustein gebrochen werden. Die Feldspäte sind an jener Stelle rosa gefärbt, wohl infolge der tiefgründigen permischen Verwitterung. Selten, zum Beispiel an der Vinera auf 608 m Höhe, finden sich in den besprochenen Gneisen kalksilikatführende Einschlüsse, wie sie in einem späteren Kapitel beschrieben sind.

Mineralbestand:

Hauptgemengteile:	Plagioklas	30—50 Vol%
	Quarz	25—40
	Biotit	12—25
	Kalifeldspat	0—15
	Muskowit	0—10

Mittlere Korngrösse 0,5—1 mm

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Magnetkies, Magnetit

Übergemengteile: Granat, Hornblende, Rutil, Titanit, Klinozoisit

Sekundäre Gemengteile: Chlorit, Karbonat, Hämatit.

Die Struktur ist granoblastisch bis lepidoblastisch. Die Quarzkörner sind miteinander verzahnt, während Plagioklas ein Pflaster bildet.

Der An-Gehalt der Plagioklase schwankt zwischen 24 und 40%; inverse Zonarstruktur ist verbreitet. Oft sind die Plagioklaskörner mit Quarztränen gefüllt. Kalifeldspat zeigt verschwommene Mikroklin-gitterung; $-2V = 70^\circ$. Die Proben aus dem Steinbruch SW Fescoggia zeigen einige mm-mächtige Kalifeldspatlagen, längs denen die Plagioklaskörner von amöbenartigen Quarzschläuchen durchsetzt sind. Typi-

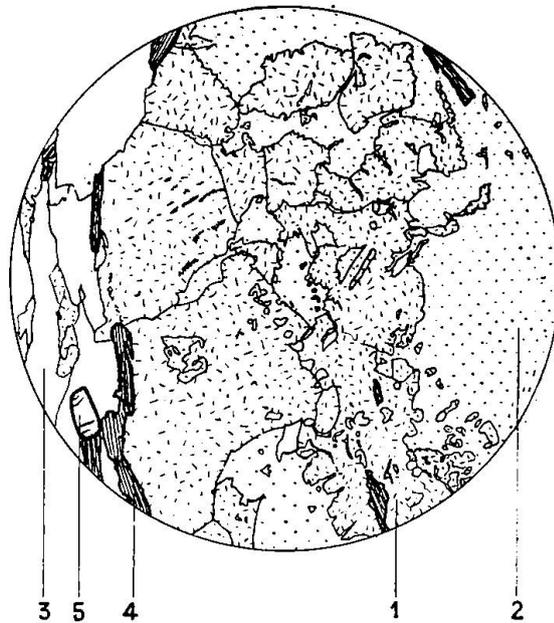


Fig. 3. Feldspatreiche Partie in den feinflaserigen kalifeldspatführenden Biotit-Plagioklasgneisen aus dem Steinbruch am W-Ausgang von Fescoggia.

1 Plagioklas, 2 Kalifeldspat, 3 Quarz, 4 Biotit, 5 Apatit. Vergr. 1 : 34.

scher Myrmekit fehlt. Überall dringt der Kalifeldspat als Äderchen in den Plagioklas ein und zerteilt diesen in inselartige Fetzen (siehe Fig. 3). Biotit ($n\gamma$ rot- bis dunkelbraun, $n\alpha$ hellbraun) zeigt pleochroische Höfe um Zirkon; teilweise ist er in Chlorit umgewandelt ($n\gamma$ hellgrünlich, $n\alpha$ farblos). Muskowit kann lokal Hauptgemengteil werden.

Akzessorien: Apatit, Magnetkies und Magnetit, Körner und Skelettkristalle von Granat, Hornblende, Rutil in Körnchen und als sagenit-

artig verwachsene Nadelchen in Biotit, selten Titanit als „Insekteneier“ und Klinoisitkörnchen in zersetztem Biotit.

Sekundär treten auf: Chlorit, Karbonatpartikelchen in zersetztem Plagioklas und Hämatit in Adern, von Erzkörnchen ausgehend und in Würfelchen als Pseudomorphosen nach Pyrit.

Ceneri-Gneis

Die Bezeichnung „Ceneri-Gneis“ wurde von M. REINHARD (1934) für ein charakteristisches Leitgestein des Sottoceneri eingeführt. Es ist kenntlich an der feinkörnig-flaserigen bis schiefrigen Textur und den nie fehlenden kalksilikatführenden Einschlüssen. Der Biotit tritt stets in feinschuppigen Nestern auf, der fein granuliert Plagioklas in weissen zuckerkörnigen Knötchen und der Quarz in grobkörnigen Zeilen. BÄCHLIN hat den Ceneri-Gneis eingehend beschrieben.

Im Untersuchungsgebiet konnte Ceneri-Gneis vor allem im nördlichsten Teil, auf dem Gipfel der C. d'Agario (M. Magino auf Blatt Taverne), beobachtet werden. Dieses Vorkommen ist bereits auf BÄCHLINS Karte angegeben. Es bildet eine ostfallende, auf schiefrigen Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneisen liegende Kappe, die sich auf dem Grenzkamm noch 1 km S der C. d'Agario hinzieht. Auch weiter S im bearbeiteten Gebiet treten noch einige lokal begrenzte Vorkommen typischer Ceneri-Gneise auf, die teilweise massig ausgebildet sind.

Eine solche 30 m-mächtige Ceneri-Gneiszone, die gegen das Innere zu massig wird, ist gut aufgeschlossen am linken Talhang des Vallone zwischen Gravesano und Manno bei Koord. 713,7/100, S unterhalb der 17. Spitzkehre der Strasse Gravesano-Arosio. Ceneri-Gneise von richtungslos körniger Textur finden sich in stark verwittertem und zerklüftetem Zustand auch in einem Bachgraben W Agra (S Arosio) bei Koord. 712,66/99,3 in 885 m Höhe. Folgt man dem Streichen dieses Vorkommens gegen S, so trifft man eine weitere Linse NW Cademario an der „Polenstrasse“ in 875 m Höhe (Koord. 712,4/98), dort wo der alte Fussweg die Strasse überquert. (Dieses Strässchen führt von Lisone auf den Cervello-Rücken. Es wurde während des Krieges von polnischen Internierten erstellt und heisst darum im Volksmund „strada dei Polacchi“.) Eine etwa 100 m-mächtige Ceneri-Gneislinse mit kalksilikatführenden Einschlüssen und richtungslos körnigen Partien im Streichen der vorigen Fundstelle bildet die Rundhöcker bei der Kapelle von Cetta SW Cademario.

N Novaggio, etwas oberhalb der Strasse bei der Brücke über einen Seitenbach der Vinera (709,6/97,2) findet sich im Wald eine aus Ceneri-Gneis bestehende Felsrippe, die sich bis zum 30 m über der Strasse be-

findlichen Fussweg hinzieht. Im Innern ist dieser Ceneri-Gneiszug in einer rund 2 m-mächtigen Zone richtungslos feinkörnig ausgebildet, was KELLTERBORN veranlasst hat, von einem „Granitgang“ zu sprechen. Zu dieser Auffassung werden wir anschliessend an die Beschreibung der Biotit-Andesingneise Stellung beziehen. Der Aufschluss N Novaggio führt kalksilikatführende und Hornfelsgneis-Einschlüsse wie die übrigen Vorkommen. Der gleiche Ceneri-Gneiszug ist im Streichen etwa 150 m weiter S an der Strasse im nächsten Bach nochmals aufgeschlossen.

Feinkörnig flaseriger Ceneri-Gneis

Die feinkörnig flaserigen Ceneri-Gneise sind häufig gestriemt und deutlich schiefbrig, aber doch kompakt ausgebildet; oft brechen sie beim Bearbeiten mit dem Hammer schräg zu den Schieferungsflächen. Der Biotit tritt überwiegend in sehr feinschuppigen Nestchen bis Lagen auf, daneben beobachtet man auch einzelne stark deformierte, teilweise nicht in die Schieferungsfläche eingeregelt mm-grosse Blättchen. Die Ceneri-Gneise bei der Kapelle von Cetta werden stellenweise von cm-mächtigen ptygmatischen Turmalin-Pegmatitgängen durchadert.

Mineralbestand:

Hauptgemengteile:	Quarz, Plagioklas, Biotit, Muskowit
Nebengemengteile:	Apatit, Zirkon
Übergemengteile:	Granat, Turmalin, Rutil
Sekundäre Gemengteile:	Chlorit, Karbonat, Hämatit

Für den Ceneri-Gneis ist typisch die meist vollständige Granulierung des Plagioklases zu einem feinkörnigen Pflaster (mittlerer Korndurchmesser 0,06—0,13 mm). Dieses umfliesst gelegentliche grössere rundliche Plagioklaskörner. Nach dem Relief gegenüber Quarz zu urteilen handelt es sich um einen intermediären bis sauren Oligoklas. Der stark undulöse Quarz bildet im Plagioklaspflaster linsenförmige Inseln, die sich aus verzahnten Körnern zusammensetzen. Die grösseren Biotitlamellen sind von einem Kranz feinsten Biotitschüppchen umgeben, während die Muskowitblättchen von der Grössenordnung des Oligoklaspflasters sind und ein filziges Gewebe bilden.

Ein nie fehlender Übergemengteil ist Granat in skelettartigen Kristallen oder rundlichen Körnern mit Glimmereinschlüssen. Ferner treten auf: idiomorphe Turmalinkriställchen ($n\gamma$ gelbgrün, $n\alpha$ farblos), bis 0,3 mm-grosse rundliche Apatitkörnchen, Zirkon, Rutil, aus Biotit hervorgegangener Chlorit ($n\gamma$ blassgrünlich, $n\alpha$ farblos), Hämatit und sekundäres Karbonat in Adern.

Die eingangs erwähnten ptygmatischen Turmalin-Pegmatitgängen führen Quarz, Muskowit, Plagioklas und Turmalin, die bereits im Handstück erkennbar sind. Akzessorisch treten Granat, Klinozoisit, Apatit, Titanit und feinste Erzkörnchen auf.

Quarz bildet grössere Bezirke, die in einzelne, gegen 2 mm-grosse und unlös auslöschende Körner aufgeteilt sind mit stark verzahnten bis lappig ineinandergreifenden Korngrenzen, ähnlich wie im „Gefügetyp J“ nach R. KERN (1947). Die grösseren Muskowitlamellen sind stark verbogen und zeigen die buchtigen Umrisse angefressener Laubblätter. Partienweise bilden diese Mineralien auch ein feinkörniges Pflaster (mittlere Korngrösse 0,04—0,07 mm), wobei die Muskowitblättchen regellos orientiert sind. Diese feingranulierten Partien drängen sich zwischen die grobkristallinen Partien und führen inselartig grössere Quarz- und Muskowitporphyroklasten. Die Granulierung hat also auch diese Pegmatitgängen ergriffen. Die Grenze gegen das Nebengestein ist im Dünnschliff nicht scharf ausgebildet. Sie ist kenntlich am Auftreten von Biotit und an der geringeren Grösse der Quarz- und Muskowitindividuen. Die bis mm-grossen Plagioklaskörner sind gelegentlich von feinen Zwillingslamellen durchzogen. Es handelt sich um sauren Oligoklas. Die idiomorphen Turmalinprismen zeigen für $n\gamma$ himmelblaue Färbung mit olivgrünen Flecken im Innern. Die Klinozoisitkörner sind in ein mosaikartiges Pflaster unterteilt und besonders längs den Korngrenzen bestäubt und zersetzt.

Massiger Ceneri-Gneis

Die feinkörnig flaserigen Ceneri-Gneise gehen an den eingangs erwähnten Fundstellen in richtungslos mittel- bis feinkörnige Gesteine über. Diese massigen Ceneri-Gneise führen biotitreiche Putzen und Schlieren, cm-lange hornfelsartige Einschlüsse mit zum Teil rechteckigen Umrisen, kleine Quarzknauer und gelegentlich schlierenartige Anreicherungen von Plagioklas (siehe Fig. 4). Von den mehrere dm-grossen Hornfelsgneis-Einschlüssen wird am Ende des Kapitels die Rede sein. Die Gemengteile der massigen Ceneri-Gneise erreichen meist die Grösse eines mm; selten überschreiten Plagioklaskristalle von rechteckigen Umrisen 3 mm. Die Biotitblättchen sind regellos verteilt.

Mineralbestand:

Hauptgemengteile:	Oligoklas	22—45 Vol.-%
	Quarz	25—40
	Biotit	15—25
	Muskowit	5—20

Mittlerer Korndurchmesser: 0,4—1,4 mm

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Rutil (z. T. Sagenit), Titanit

Übergemengteile: Muskowit-Sillimanitnester, Sillimanitnadeln, Granat, Myrmekit, Turmalin, Disthen, Hämatit, Magnetkies, Magnetit (?)

Das Gefüge ist richtungslos körnig, die Struktur xenomorph oder hypidiomorph-körnig bis porphyrtartig, mit 2—3 mm- und selten 5 mm-grossen idiomorphen Plagioklaskörnern. Muskowit und gelegentlich Biotit zeigen eine diablastische, unkrautartige Struktur mit gegenseitigen wirren Durchwachsungen von Muskowit mit Quarz-Plagioklas.

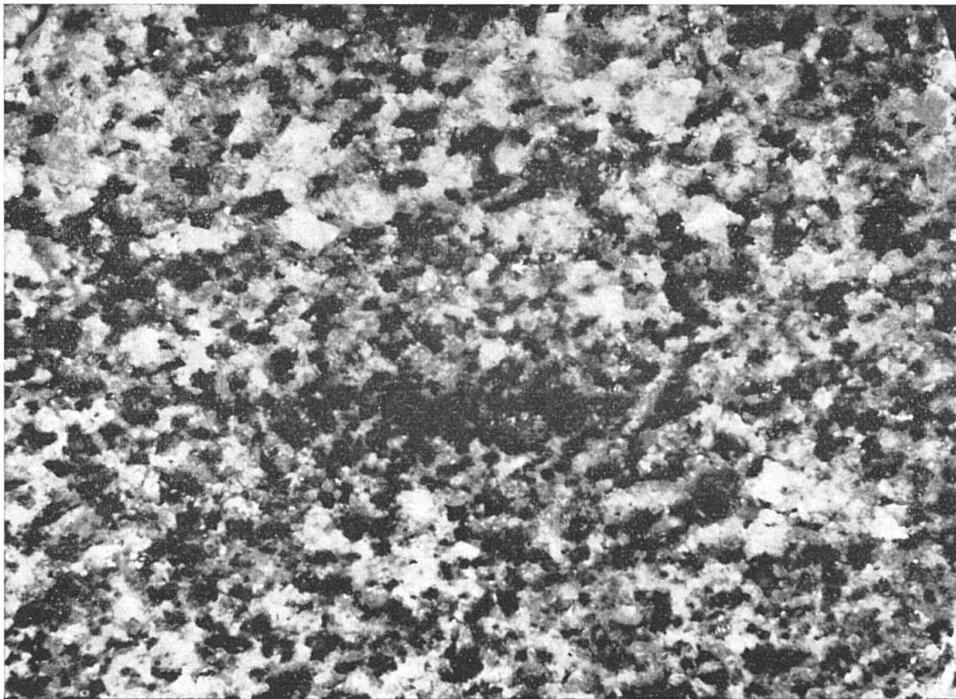


Fig. 4. Massiger Ceneri-Gneis. Polierter Anschliff der analysierten Probe (Gr. 1596). Vergr. 1 : 1,8. Fundstelle: Polenstrasse NW Cademario (712,4/98) Kote 875 m.

Der Plagioklas ist ein saurer bis basischer Oligoklas, mit gelegentlichen mehr oder weniger deutlichen Zwillingslamellen (An-Gehalt 19—24%, in einem Fall 28%). Die Körner können idiomorph sein, sie sind manchmal granuliert. Fast überall sind die Plagioklase gefüllt mit orientierten Muskowitschüppchen. Bei den idiomorphen Kristallen ist gelegentlich die Randzone frei von Einschlüssen, während in den granulierten ganze Muskowitnester gebildet werden, die auch über die Korngrenzen hinausragen. Oft können die Muskowiteinschlüsse so überhandnehmen,

dass vom ursprünglichen Korn nur noch wenige Zwickel übrig bleiben. Ferner finden sich noch Einschlüsse von Quarz, Erz, Zirkon, Biotit, Sillimanitnadeln und Granat. Der gelegentlich vorkommende Myrmekit ist nicht von Kalifeldspat begleitet, der gänzlich fehlt, ausser beim anschliessend besprochenen Vorkommen SW Castelrotto.

Quarz bildet grössere, rundlich und geradlinig begrenzte Bezirke, die in ein stark verzahntes Pflaster kleinerer Körner zerteilt sind, mit stark undulöser Auslöschung. Um grössere, undulöse Körner beobachtet man Kränze nicht undulös auslöschender Kleinkörner.

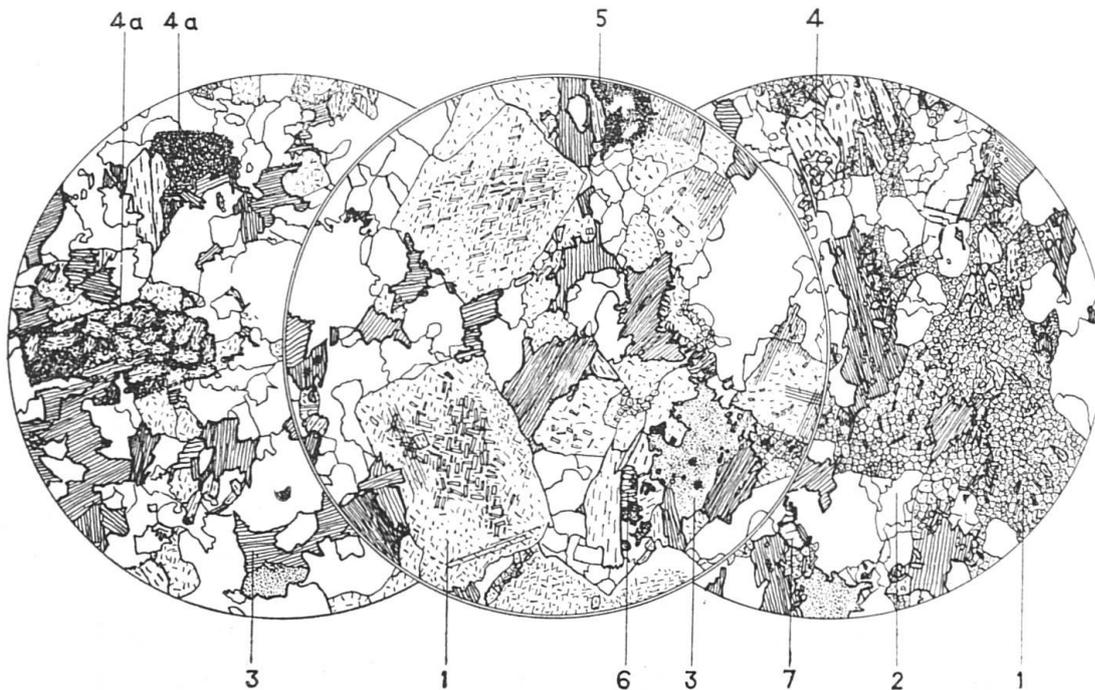


Fig. 5. Ceneri-Gneiss, Polenstrasse NW Cademario auf Kote 875 m. Alle drei Proben wurden unmittelbar nebeneinander geschlagen. Mitte und links massiger Ceneri-Gneiss (analyzierte Probe Gr. 1596), rechts: mit granuliertem Plagioklas (feinkörnig flaseriger Ceneri-Gneiss).

1 Plagioklas, mehr oder weniger serizitisiert, 2 Quarz, 3 Biotit mit pleochroitischen Höfen, 4 Muskowit, 4a pseudomorphosenartiger Muskowitfilz, 5 Granat, 6 Tumalin, 7 Apatit. Vergr. 1 : 9.

Die rotbraunen ($n\gamma$) und blassbräunlichen ($n\alpha$), oft wellig verbogenen Biotitlamellen sind ohne bevorzugte Orientierung angeordnet. Sie sind einzeln über den ganzen Schliff zerstreut und haben die gleiche Grössenordnung wie die Quarz- und Plagioklaskörner. Häufig zeigen sie pleochroitische Höfe um Zirkon. In Ausbleichung begriffene Lamellen sind

von Rutilnadeln durchsetzt. Die Biotitblättchen sind unregelmässig buchtig begrenzt und scheinen deshalb randlich korrodiert. Häufig sind sie in den Randpartien von Quarz durchsiebt und wurmförmig durchwachsen. Noch viel stärker tritt diese Tendenz bei den Muskowitlamellen hervor, deren Umrisse an von Insekten angefressene Laubblätter erinnern. Oft ist der Muskowit auch vollständig durchsiebt und myrmekitartig von Quarz durchwachsen. Bezeichnend für die massigen Ceneri-Gneise sind die pinitartigen Muskowitnester, welche auch immer einige relik-tische Granatkörnchen, Quarz, Plagioklas und gelegentlich Biotit und kleinste Disthenstengel enthalten. Auf Grund der stengeligen bis quadratischen Umrisse dieser Muskowitnester und nach ihrem reichlichen Sillimanitgehalt, der in den Schliffen der weiter unten erwähnten Fundstelle SW Castelrotto mit den Muskowitnestern zusammen auftritt, lässt sich auf Pseudomorphosen nach Andalusit schliessen.

Akzessorien: Turmalin (γ olivgrün bis blass bläulichgrün, α gelblichgrün bis farblos) als idiomorphe Stengel, Sillimanitnadeln in Plagioklas, Apatit, Zirkon, Hämatit und Magnetit (Ilmenit?), mit mattschwarzen Oxydationsrändern.

Im Wald SW Castelrotto (708,2/94,26) findet sich als Nebengestein eines Diabasganges ein wenig ausgedehntes Vorkommen eines massigen kalifeldspatführenden Zweiglimmer-Oligoklasquarzgesteins mit biotitreichen Putzen und rechteckigen, hornfelsartigen Einschlüssen, das im Handstück den massigen Ceneri-Gneisen recht ähnlich sieht. Infolge der geringen Ausdehnung des Vorkommens lassen sich die Verbandsverhältnisse nicht aufklären.

Auch der mikroskopische Befund entspricht jenem der massigen Ceneri-Gneise, nur ist hier auch etwa 10 Vol% Kalifeldspat vorhanden. Es handelt sich um grössere, rundliche Körner mit unruhig fleckiger Auslöschung, die vom Rande her und längs Spaltrissen in Muskowitfilz umgewandelt sind. Häufig führen sie Einschlüsse von Muskowit, Quarz und Plagioklas. Auf dem U-Tisch wurde an zwei Exemplaren ein Achsenwinkel $-2V = 54^\circ$ bestimmt. An einem Korn konnte eine deutliche Spaltbarkeitsrichtung eingemessen werden. Ihr Pol fällt im Diagramm (NIKITIN 1936) in die unmittelbare Nachbarschaft des 001-Flächenpols für Mikroklin.

Die Plagioklase sind stark getrübt. Phantomartige Zwillingslamellen erlaubten in einem Fall eine Drehtischbestimmung. Es handelt sich um einen Albitoligoklas mit 10% An und einem Achsenwinkel $-2V$ von 82° . Biotit (10 Vol%) ist meist stark zersetzt, in Chloritisierung begriffen und von Rutilnadeln und Sagenitgittern durchwirkt.

Charakteristisch sind cm-grosse Einschlüsse, die bald rundliche, bald rechteckige Umrisse zeigen und an Andalusitpseudomorphosen erinnern. Sie bestehen zum Teil aus einem dichten Sillimanitfilz, der Biotit und Granat führt und aus Muskowitnestern, wie sie in den massigen Ceneri-Gneisen vorkommen.

Bei den eingangs erwähnten, mehrere dm grossen, scharf begrenzten, rundlichen Hornfelsgneis-Einschlüssen im massigen Ceneri-Gneis handelt es sich um dunkelgraue, feinkörnige Gesteine, die eine lagige oder auch eine vollkommen massige Textur zeigen können. In der mikroskopisch untersuchten Probe von der Polenstrasse NW Cademario sind auch Biotitschuppen vorhanden, die von hellen Quarz-Feldspatsäumen umgeben sind.

U. d. M. erkennt man typische Hornfelsstruktur mit einem mittleren Korndurchmesser von 0,4 mm. Der Mineralbestand setzt sich zusammen aus ovalen Quarzkörnern und buchtig bis idiomorph begrenzten Biotitlamellen. Daneben findet sich Plagioklas in Zwickeln, mit Quarz-, Biotit- und Muskowiteinschlüssen; dem Relief gegenüber Quarz nach zu urteilen handelt es sich ebenfalls um einen Oligoklas wie im Nebengestein. Reichlich vorhandene Granatkörnchen sind an Biotit angelagert, den sie skelettartig umschliessen. Auch im Dünnschliff lässt sich eine scharfe Grenze gegen das Nebengestein feststellen. Die feinkörnigen Komponenten des Hornfelsgneises stossen unvermittelt an die 4- bis 6mal grösseren Körner des Nebengesteins.

Feinlagige Randfazies des Ceneri-Gneises

Ausserhalb des Malcantone, auf dem Gipfel des Monte Borgna und beiderseits des Lago Dei (Blatt Brissago) in der italienischen Val Vedasca, kommt eine charakteristische feinlagige Randfazies des Ceneri-Gneises vor, die hier kurz besprochen werden soll. Bereits BÄCHLIN erwähnt dieses Gestein als einen „Biotitparagneis, in dem zahlreiche schmale, bis 100 m lange aplitisch pegmatitische Linsen stecken“, und der „soviel nach der nur cursorischen Begehung dieses Gebietes gesagt werden kann“, enge Schlingen bildet, was wir nach einem mehrtägigen Aufenthalt im Gebiet des Lago Delio bestätigen konnten. Das vorliegende Gestein ist ein Übergangsglied zwischen BÄCHLINS Biotithornfelsgneis und dem Ceneri-Gneis. Es besitzt kompakte, feinlagige Textur, indem helle Quarz-Feldspatzeilen und -linsen mit Zügen feinsten Biotitschüppchen wechsellagern (siehe Fig. 6).

Der Plagioklas ist ein vollständig granulierter saurer Oligoklas bis Albit, wobei die einzelnen Pflasterbereiche unter sich zum Teil gleich

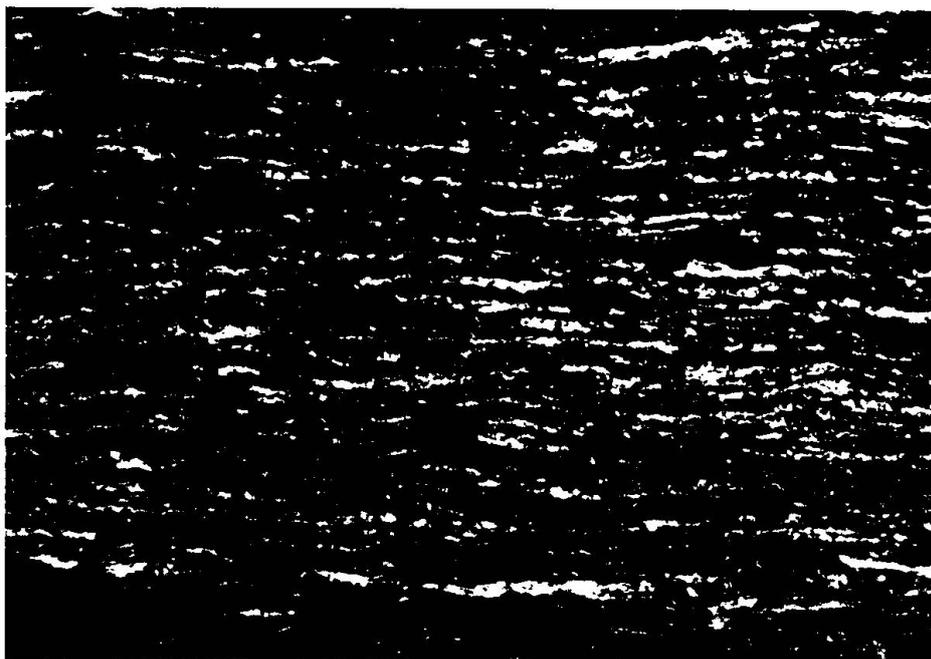


Fig. 6. Polierter Anschliff der analysierten Probe (Ita. 41) der feinlagigen Randfazies des Ceneri-Gneises. Gipfel des M. Borgna, E Ufer des Lago Maggiore, Italien. Vergrößerung 1 : 2.

orientiert sind. Quarz bildet Zeilen oder er ist inselartig in das Plagioklaspflaster eingestreut.

Der feinschuppige Biotit bildet mit Muskowit zusammen ein wirres, verfilztes Aggregat, das langgezogene Linsen und Lagen bildet, und so Träger der im Handstück sichtbaren lagigen Textur ist. Die Nebengemengteile Granat, Disthen, Sillimanit sind, ähnlich wie im feinkörnig flaserigen Ceneri-Gneis, noch eine Stufe feinkörniger als der Plagioklas ausgebildet. Sie sind in Nestern und Lagen angereichert, zusammen mit Muskowitfilz. Ferner finden sich idiomorphe olivgrüne Turmalinprismen, Apatitkörner, Zirkonkriställchen, Orthit in Biotit, Hämatitkörner und opake Substanz (Graphit?).

Chemismus und Entstehung der Misch- bis Paragneise

Von den Ceneri-Gneisen des Sottoceneri liegen bis jetzt 4 Analysen vor:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	T	t
BÄCHLIN II	303	42,5	29,5	6,5	21,5	0,48	0,46	21	14,5
T 451	264	38,5	37,5	7	17	0,56	0,48	21,5	14,5

	si	al	fm	c	alk	k	mg	T	t
Ita. 41	248	36,5	35	12,5	16	0,48	0,43	20,5	8
Gr. 1596	273	40	33	8,5	18,5	0,48	0,46	21,5	13

BÄCHLIN II: Ceneri-Gneis, 1 km W M. Ceneri (BÄCHLIN 1937, S. 59).

T 451: Ceneri-Gneis, Ceneripasshöhe (unpublizierte Analyse aus dem Untersuchungsmaterial von Prof. Reinhard).

Ita. 41: Schieferige Randfazies des Ceneri-Gneises, Mte. Borgna.

Gr. 1596: Massiger Ceneri-Gneis von der Polenstrasse NW Cademario.

Die Analysen Ita. 41 und Gr. 1596 sind in der Analysentabelle S. 452 angeführt.

Die Ceneri-Gneisanalysen lassen sich keinem Magmentyp zuordnen; sie fallen in der Tetraederprojektion nach NIGGLI in den Tonerderaum oder auf die Grenze Tonerderaum-Eruptivfeld. Im QLM-Dreieck (siehe Fig. 14 im chemischen Teil) befinden sich die Projektionspunkte weit links von der DE-Linie mitten im Feld der Paragneise. BÄCHLIN deutet den Ceneri-Gneis als metasomatisch durch Zufuhr alkalireicher Lösungen veränderte Paragneise. Die chemische Zusammensetzung steht mit dieser Deutung im Einklang. Die massigen Varietäten des Ceneri-Gneises treten als kleine Linsen in den Paragneisen auf und sind randlich feinkörnig flaserig ausgebildet. In den Dünnschliffen aus diesen Randpartien kann man gerundete Plagioklaskörner beobachten, die von einem stromlinienförmigen Schweif polygonaler Kleinkörner umflossen werden. Die für die körnig flaserigen Ceneri-Gneise typische Granulierung der Plagioklasse ist hier noch nicht ganz beendet. Diese Beobachtung deutet darauf hin, dass die körnig flaserigen Randpartien durch eine die Granulierung bewirkende Differentialbewegung aus den massigen Ceneri-Gneis-Typen hervorgegangen sind. BÄCHLIN nimmt an, dass sich dieser Vorgang, dem der Ceneri-Gneis seine Eigenart verdankt, unter mesozonalen Bedingungen abgespielt hat. Die massigen Partien müssen sich hierbei im Druckschatten befunden haben und sind dadurch von der Granulierung verschont worden.

Von den feinflaserigen, kalifeldspatführenden Biotit-Plagioklasgneisen wurden keine chemischen Analysen ausgeführt. Sie besitzen keine grosse Verbreitung und sind durch Übergänge mit den Paragneisen und den Misch- bis Orthogneisen verbunden. Sie unterscheiden sich von den unter die Paragneise eingereihten feinflaserigen Biotit-Plagioklasgneisen nur durch ihren Gehalt an Kalifeldspat. Dieser tritt in Äderchen auf und scheint oft den Plagioklas zu verdrängen (siehe Fig. 3), was auf Kalifeldspatzufuhr deutet.

KALKSILIKATFÜHRENDE EINSCHLÜSSE UND KALKSILIKAT-MARMORLAGEN IN DEN BISHER BESPROCHENEN GESTEINEN

Kalksilikatführende Einschlüsse

In den schiefrigen und feinflaserigen Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneisen und im Ceneri-Gneis sind faust- bis über kopfgrosse linsenförmige, oft kalksilikatführende Einschlüsse recht verbreitet. BÄCHLIN hat sie eingehend beschrieben. Entsprechende zonierte Einschlüsse finden sich auch im Malcantone. Ihre Ausbildung und ihr Mineralbestand ist im allgemeinen von BÄCHLINS Normalparagenesen etwas verschieden; es lohnt sich deshalb, etwas ausführlicher darauf einzugehen:

1. Der häufigste Typus weist eine hornblendereiche Randzone auf (Hornblende, Quarz, Plagioklas, Granat), die gegen das Innere in eine dicht erscheinende rötliche Masse übergeht (Granat, Quarz, zersetzter Plagioklas und Kalksilikate) mit bis cm-grossen Hornblendeporphroblasten. Diese Farbkontraste ergeben bei anpolierten Proben ein recht dekorativ wirkendes Bild (siehe Fig. 7). Die kalksilikatführenden Einschlüsse haben gewöhnlich etwa Kopfgrösse, können aber als brotlaibförmige Linsen in ihrer Mächtigkeit einen halben m überschreiten.

Die Proben, die im Dünnschliff untersucht wurden, stammen von einer Stelle N Ronchetto bei Castelrotto (708,1/94,85), aus dem Bachbett der Lisora (Kote 312 m) und der Magliasina (Kote 304 m).

Kernzone:

Im Mikroskop bietet sich das Bild einer granoblastischen bis diablatischen Struktur dar. Der feinkörnige Quarz nimmt etwa $\frac{1}{3}$ des Dünnschliffs ein. Die Granatkörnchen mit korrodierten Umrissen sind gleichmässig über den ganzen Schliff verteilt. Gelegentlich sind sie auch in Zeilen angeordnet oder sie umgeben die Quarzkörner in einer Art Netzwerk. Der Plagioklas liess sich nur in einem Schliff auf Grund feinsten Periklin- und Albitlamellen als ein Bytownit mit einem Gehalt von 75—82% bestimmen. Stets finden sich im Plagioklas runde bis amöbenförmige Quarzeinschlüsse. Immer zeigt er beginnende Umwandlung in einen nicht näher bestimmten hellen Glimmer, wenn nicht, wie in den meisten Fällen, überhaupt nur noch Glimmerfetzen und Saussuritmassen an Stelle der ursprünglichen Plagioklassubstanz vorhanden sind. Diese Glimmerfetzen sind unter sich gleich orientiert zu Überindividuen von der Grösse der vermutlichen ehemaligen Plagioklas-

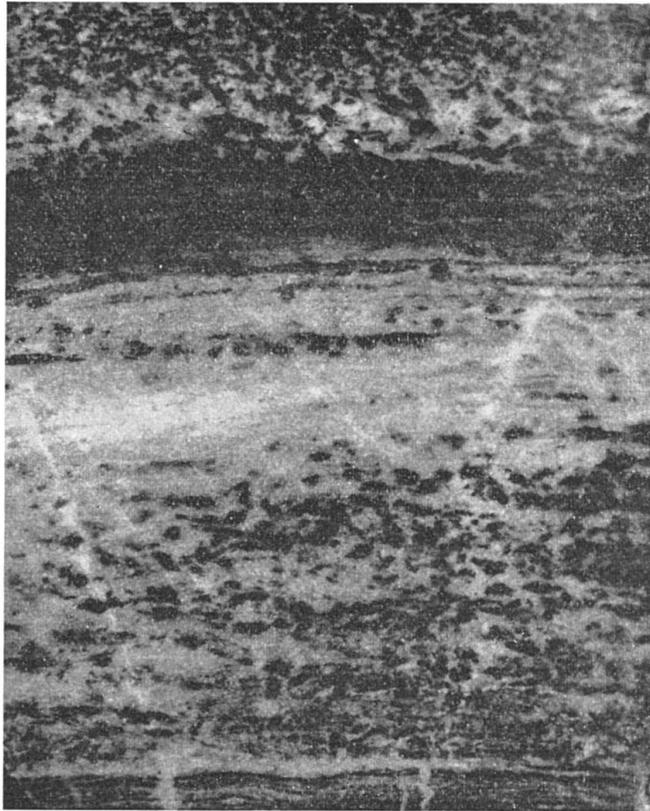


Fig. 7. Polierter Anschliff aus der Randzone eines 50 cm grossen zonierten kalksilikatführenden Einschlusses vom 1. Typus in den schiefrigen Paragneisen, rechtes Ufer der Lisora auf 312 m Höhe. Vergrösserung 1 : 1,25. Zuoberst Übergangzone des Einschlusses zum Nebengestein (massiger Granat und Hornblende führender Biotit-Plagioklasgneis). Dann folgt eine cm-mächtige hornblendereiche Zone. Die untere Hälfte des Anschliffs besteht aus einer weisslichgrauen bis fleischfarbigen Grundmasse (Quarz, aus Plagioklas hervorgegangener Muskowit, Granat, Diopsid) mit grünen Hornblendeinsprenglingen. Zuunterst setzt wieder eine Hornblende-lage ein.

körner und zeigen die optischen Eigenschaften von Muskowit-Serizit. Eine entsprechende Plagioklasumwandlung in den Kernen der Kalksilikateinschlüsse des Eulengebirges schildert HENTSCHEL (1943). Er bezweifelt die Serizitnatur des aus Plagioklas entstandenen Minerals, weil ihm die Annahme eines „vollkommenen Austausches des Calciums durch Kali“ während der Serizitisierung unbefriedigend erscheint. ERDMANNSDÖRFFER (1937) dagegen hat solche glimmerartigen Plagioklas pseudomorphosen aus den Kalksilikatfelsen von Urach optisch, qualitativ chemisch und röntgenographisch als Muskowit bestimmt. Es finden sich zwischen den Glimmerfetzchen stets restliche Plagioklasteilchen,

kleinste Körnchen von Zoisit mit anomal stahlblauen Interferenzfarben, trübe Partien und Karbonatzwickel, welche die Frage nach dem Verbleib des Calciums erklären. Gelegentlich beobachtet man auch Adern von Kalifeldspat und Prehnit, die möglicherweise mit der Feldspatumwandlung zusammenhängen.

Hornblende tritt im Einschluss an der Magliasina in 2 cm-grossen, rundlichen Porphyroblasten auf, die vollständig durchsiebt sind von regellos orientierten, verglimmerten Plagioklasleisten. In andern Einschlüssen ist die Hornblende in kleinen Kristallen mehr stengelig ausgebildet und zeilenweise angeordnet, aber immer stark durchsiebt und in Zersetzung begriffen. Ihre Farben sind blassgelblich ($n\alpha$), grasgrün ($n\beta$), bläulichgrün ($n\gamma$); der Auslöschungswinkel $n\gamma:c$ beträgt $15-18^\circ$. In einem Einschlusskern, der keine Hornblende führt, finden sich mm-grosse Porphyroblasten eines Zoisits von zweiachsig positivem optischem Charakter, normalen dunkelgrauen Interferenzfarben und der Achsenebene senkrecht zur Spaltbarkeit. Ferner finden sich unter den Hauptgemengteilen kleine Zwickel von farblosem Diopsid und reichlich Titanit.

Akzessorisch treten auf: Apatitkörner, stengeliger Klinozoisit, Kalifeldspatkörner innerhalb des Quarzmosaiks, Zirkonkörnchen und feinste Nadeln, bei denen es sich vermutlich um Sillimanit handelt. An opaken Substanzen finden sich Magnetit, Magnetkies, Pyrit und wolkig verteilter Graphit (?). Sekundär gebildete Mineralien sind Karbonat in Adern, blassgrünlicher Chlorit (anomale Interferenzfarben) und Hämatit in Adern und längs Korngrenzen.

Hornblendereiche Randzone:

Die Randzonen dieser Einschlüsse entsprechen im Mineralbestand einem Amphibolit: Die gutausgebildeten Hornblendeprismen, die sich gegenseitig durchdringen, nehmen oft über die Hälfte des Schliffes ein und erreichen die Länge von einigen mm. Die Farben sind gelbbraunlich ($n\alpha$), grüngelblich ($n\beta$), bläulichgrün ($n\gamma$) und der Auslöschungswinkel beträgt $14-17^\circ$. Häufig ist die Hornblende gefüllt mit Granat, Erz, und poikiloblastisch von Quarz durchwachsen. Quarz ist stark wechselnd in seinem mengenmässigen Anteil. Die immer undulösen Körner sind meist rundlich, seltener zackig umgrenzt. Der Plagioklas wurde, wo er nicht verglimmert oder vollständig in Saussurit umgewandelt ist, am U-Tisch bestimmt. Der An-Gehalt beträgt $65-95\%$; in den äussersten Zonen der Einschlüsse, die zum Wirtgestein überleiten, wo

an Stelle der Hornblende Biotit und Granat auftreten, sinkt der An-Gehalt auf 37—44% herab. Es findet also eine kontinuierliche Abnahme des An-Gehaltes vom Kern bis zum Wirtgestein statt, wobei die saureren Plagioklase weniger zersetzt sind. Ein weiterer Hauptgemengteil ist Granat. Gewöhnlich zeigen die Körner wurmförmige Durchwachsungen von Quarz und Korrosionserscheinungen, die zu atollartigen Formen führen, die noch deutlich die Rhombendodekaeder-Umrisse aufweisen. Die akzessorischen Gemengteile sind die gleichen wie in der Kernzone.

2. Es finden sich auch Einschlüsse mit entsprechendem Mineralbestand, die keinen zonaren Aufbau zeigen. Aus einer weisslichen Grundmasse heben sich regellos orientierte grüne Hornblendeprismen deutlich ab.

Derartige Einschlüsse finden sich in schiefrigen Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneisen SE Aranno (711/97) und in Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneisen aus der Gegend E P. 593 NW über Suino (Blatt Sessa).

Im Dünnschliff zeigt sich für die letztgenannte Fundstelle folgender Mineralbestand: zackig begrenzte Körner von Quarz, meist in Muskowit umgewandelter Labrador-Anorthit, stengelige, durchlöchernde Hornblende und Granat, beide in gleicher Ausbildung wie in den bereits geschilderten Einschlüssen. Biotit kommt vor, wo Hornblende fehlt ($n\gamma$ rotbraun, $n\alpha$ blassbräunlich). Ferner finden sich blassgrünliche Chloritmassen (schmutzigbraune Interferenzfarben).

Akzessorien: reichlich Titanit und Apatit, gelegentlich Rutil, Klinozoisit, Epidot, Magnetit und feinstes Graphit, in einer Zeile angereichert.

3. Im Ceneri-Gneis 50 m SE unterhalb des Gipfels der C. d'Agario treten gelblichbraune bis dunkelgraue, einige m grosse kalksilikatführende Einschlüsse auf, die in Handstück und Dünnschliff von den bisher geschilderten wesentlich verschieden sind. Von gleicher Ausbildung ist auch ein unzonierter, linsenförmiger Einschluss in einem Seitenbach der Lisora SE Sessa (707,5/94,8). Im Unterschied zu den bisher beschriebenen Typen fehlen hier Plagioklas und seine Umwandlungsprodukte vollkommen.

Der Einschluss von der C. d'Agario besteht zur Hauptsache aus Granat mit Einschlüssen von Quarz, Calcit, Diopsid und Klinozoisit. Akzessorien: reichlich Titanit und Graphitkügelchen.

Der Einschluss SE Sessa besteht aus 0,4—0,8 mm-grossen rundlichen Zoisitkörnern, die vollständig von Quarz durchsiebt sind.

Sie zeigen normale graue Interferenzfarben und sind nahezu einachsigt positiv, entsprechen also nach HENTSCHEL (1943) einem Mischglied zwischen α - und β -Zoisit. Ferner führt der Einschluss Granat, netzartig zwischen den Quarzkörnern angeordnet, und Diopsid.

4. In einem schiefrigen Amphibolitzug E unterhalb des P. di Breno auf 1150 m Höhe (709,65/100,55) sind Linsen eines feinkörnigen, fast dicht erscheinenden Gesteins eingelagert, von dem ein Dünnschliff hergestellt wurde. Dunkelgraue und fleischfarbige Schlieren durchdringen sich gegenseitig und geben dem Gestein ein „marmoriertes“ Aussehen. Einschlüsse entsprechender Ausbildung fanden sich auch in schiefrigen Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneisen SE Alpe Firinescio (710,85/101,35) und im Iseobach auf 640 m Höhe.

Das mikroskopische Bild zeigt ein gleichmässig-körniges Pflaster von Quarz (mittlere Korngrösse 0,2—0,07 mm), in das zahlreiche Calcitwickel eingelagert sind. Weitere Gemengteile: fetzenartige Muskowitlamellen in Calcit, Klinozoisitkörner, Granat, Apatit. In den dunklen Schlieren sind neben wenigen Quarzkörnern Klinozoisit, Calcit, Zoisitwucherungen (anomal stahlblaue Interferenzfarben) und opake, in feinste Stäubchen verteilte Substanz (Graphit?) miteinander verfilzt.

5. Im Ceneri-Gneis bei der Kapelle von Cetta (Cademario) sind auch unzonierte, hornfelsartige kalksilikatführende Einschlüsse eingelagert. Unter dem Mikroskop erkennt man eine ausgesprochen xenomorphe, granoblastische Struktur (mittlere Korngrösse 0,4 mm). Hauptgemengteile: undulöser Quarz, teilweise serizitisierter Labrador-Anorthit mit Zwillinglamellen, Diopsid und Granatkörnchen. Akzessorisch treten auf: idiomorphe Titanitkörnchen, α -Zoisit mit anomal stahlblauen Interferenzfarben und Hämatit. Randlich wird der untersuchte Einschluss gröber körnig und hornblendeführend ($n\alpha$ blassbräunlichgelb, $n\beta$ gelblichgrün, $n\gamma$ bläustichig grün; $n\gamma:c = 14^\circ$).

Zonierte Einschlüsse, wie sie BÄCHLIN beschreibt, fanden sich in schiefrigen Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneisen am Alpweg nach Alpe Firinescio auf 945 m Höhe (711,1/101,05) und in der Ceneri-Gneislinse bei der Kapelle von Cetta (Cademario). Ebenso treten Einschlüsse auf in den schiefrigen Zweiglimmer-Plagioklasgneisen im Magliasinatobel E der C. Bedeglia, im Bach S Pianazzo (N Pura) auf 470 m Höhe, in einem Bächlein N Neggio (711,55/94,1) und in hornfelsartigen Paragneisen in der Valetta (W Breno) auf 945 m Höhe.

In den schiefrigen Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneisen am linken Ufer des Piem auf 685 m Höhe (712,26/99,49) wurde ein linsenförmiger Einschluss gefunden einer kreideartigen, in Wasser auf-

schlammbaren Substanz, die mit verd. HCl deutlich aufbraust. Randlich ist der etwa 50 cm breite Einschluss etwas widerstandsfähiger und rostfarbig ausgebildet. Aus dem mikroskopischen Befund lässt sich schliessen, dass hier ein, wohl durch Verwitterung, vollständig zersetzter kalksilikatführender Einschluss vorliegt. Ein Dünnschliff aus der Kernzone führt vor allem Calcit als rundliche, getrübe Körner. Daneben findet sich ein weiteres Karbonat, bei dem sich auf Grund seiner Ausbildung als klare, idiomorphe Rhomboeder auf Dolomit schliessen lässt. Über den ganzen Schliff sind einzelne Quarzkörner, Titanitanhäufungen und selten Apatit- und Muskowitkriställchen verteilt. Die Randpartie erweist sich unter dem Mikroskop als quarzreicher. Die Quarzkörner sind eingelagert in bräunlich-grünliche, parkettartig-blättrige chloritische Massen, mit fleckiger Auslöschung und undeutlich zweiachsig positivem Interferenzbild. Die Doppelbrechung ist sehr gering (rund 0,002) und der Brechungsindex liegt zwischen 1,55 und 1,59. Ferner liessen sich noch Calcit in Adern, Titanit, Apatit, Hämatit und Kügelchen opaker Substanz in der Randzone nachweisen.

Kalksilikatmarmorlagen im Firinesciobach

Während BÄCHLIN im Tamarogebiet an drei Stellen in den Paragneisen mehrere m-mächtige Marmorbänke auffinden konnte und aus dem Ceneri-Gneis kalkreiche Linsen erwähnt, konnten im untersuchten Gebiet wenig mächtige Kalksilikatmarmorlagen und -linsen einzig am rechten Ufer etwas unterhalb eines Wasserfalls des Firinesciobaches auf 820 m Höhe gefunden werden (711,45/101,08).

U. d. M. erkennt man ein mittelkörniges Gefüge von Kalzitkörnern mit stark wellig verbogenen Zwillingslamellen. Auch der Quarz, der das Calcitgefüge in einzelnen Lagen durchzieht, zeigt Spuren einer intensiven Beanspruchung. Er ist stark undulös auslöschend und optisch zweiachsig (+2V rund 6—8°). Untergeordnet treten bis cm-grosse Granatidioblasten auf, die von α -Zoisit umwachsen sind, ferner Diopsidkörner und trübe Massen, in denen sich ein Zoisitmineral, Chlorit- und Muskowitfetzen beobachten lassen, Pyrit mit Hämatitsaum und Graphitpartikelchen.

Diese Kalksilikatmarmorlagen werden von scharf begrenzten quarzreichen Zwischenlagen durchzogen, die im Dünnschliff ausgeprägten Zeilenbau zeigen. Quarzzeilen werden von kleinkörnigen Plagioklaszeilen abgelöst, die gegen den Marmor zu meist in Muskowit umgewandelt

sind. Der An-Gehalt des Plagioklases beträgt 29—32%. Hie und da finden sich tafelig ausgebildete Kalifeldspatkörner mit verschwommener Mikroklitterung und Biotitlamellen, die gewöhnlich ausgebleicht sind.

Die konkordant in den schiefrigen Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneisen steckenden Marmorlagen werden gegen das Nebengestein zu von einer ungefähr 5 cm-mächtigen härteren Bank abgelöst, die ebenfalls Calcit führt, neben einem gleichgrossen Anteil an Quarz, einzelnen Muskowitpseudomorphosen nach Plagioklas, die noch Zwillingslamellen erkennen lassen und über den ganzen Schliff verbreiteten Graphitpartikelchen.

Auf der linken Bachseite ist eine kleine Marmorlinse zwischen Mylonitzonen eingeklemmt; sie wird von Kalksilikat führenden Einschlüssen von vielfältigem Mineralbestand begleitet. Das Calcitgefüge ist hier als Folge der tektonischen Beanspruchung meist zu einem feinkörnigen Mörtel zerdrückt worden. Neben stark undulösem Quarz findet sich Wollastonit, der schon im Handstück als cm-lange linsenförmige, faserige Aggregate erkennbar ist. Sein Achsenwinkel $-2V$ beträgt 35° bis 40° . Granat ist entweder farblos oder deutlich gelbgrün, wie ihn auch BÄCHLIN aus den kalkreichen Linsen im Ceneri-Gneis erwähnt. Daneben finden sich Diopsidkörner, mit Zwillingslamellen und Graphitblättchen, die über den ganzen Schliff verteilt sind.

Diese Marmorlinse wird gegen den Rand zu quarzreicher und führt reichlich Granat und geht schliesslich über in einen Kalksilikatfels, der aus wirr durcheinandergewachsenem Granat, Klinozoisit, Diopsid, Quarz, Karbonat und Titanit besteht.

Eine weitere Mineralparagenese, die ebenfalls an die Marmorlinse grenzt, setzt sich zusammen aus Quarz, β -Zoisit, Muskowitfilz, Klinozoisit, Calcit und Graphitpartikelchen, die in Schlieren angereichert sind.

Nur wenige m im Streichen der Marmorlinse finden sich in den schiefrigen Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneisen kalksilikatführende Einschlüsse folgender Zusammensetzung:

1. Ein dunkelgraues feinkörniges Gestein, das zur Hauptsache aus Klinozoisit, Diopsid, Calcit, Titanit und Quarz zusammengesetzt ist, neben Hornblende, Muskowit, Graphit, Pyrit und Magnetkies, die alle unkrautartig miteinander verwachsen sind.

2. Ein feinkörniges Gestein, das im wesentlichen aus einem Filz nadelig ausgebildeter Hornblende besteht ($n\alpha$ fast farblos, $n\beta$ blass gelblich, $n\gamma$ blass bläulichgrün; $n\gamma:c = 19^\circ$) und aus Saussuritsubstanz, die im Handstück weiss und im Dünnschliff als dunkle Trübungen erscheint. Untergeordnet findet sich Quarz, Karbonat, grössere Zoisit-

körner, Titanit, Muskowit, Apatit, Graphit, Pyrit, Magnetkies und Kalifeldspatäderchen.

3. Ein dicht erscheinendes fleischfarbiges Gestein mit grünlich-grauen Fleckchen. Mineralbestand: Karbonat, Muskowit, Granat, Zoisit, Diopsid, Graphit. Diese Mineralien bilden einen feinen Filz, der von Quarzkörnern, die oft in Schlieren angereichert sind, durchsiebt wird.

Genetische Deutung der kalksilikatführenden Einschlüsse

Der Mineralbestand der kalksilikatführenden Einschlüsse lässt darauf schliessen, dass es sich um ehemalige kalkreiche Konkretionen oder Lagen in den tonigen Sedimenten, die das Ausgangsmaterial der Paragneise bildeten, handelt. Die Mehrzahl der Einschlüsse ist von einer Ca-ärmeren Randzone umgeben, die BÄCHLIN auf den primären schaligen Aufbau der ursprünglichen Kalkkonkretionen zurückführt. Auch ESKOLA (1932) erklärt die Genese der kalkreichen Einschlüsse in warwigen Schieferen des finnischen Grundgebirges auf die gleiche Weise. BÄCHLIN zieht auch die Möglichkeit in Betracht, dass die Ca-ärmeren Schalen der Einschlüsse als Reaktionszonen zwischen Linse und Nebengestein zu deuten sind. Zu diesem Schluss kommt HENTSCHEL (1943) in seiner Arbeit über die kalksilikatischen Bestandmassen in den Gneisen des Eulengebirges. Dieser Autor hält die Kernpartien der Einschlüsse für assimilationsfest. Erst durch Verformung werden diese für vollständige Assimilation bereit. Die jetzige Form der Einschlüsse betrachtet HENTSCHEL nicht unbedingt als identisch mit den Umrissen ehemaliger Kalkkonkretionen. Als vermutliches Ausgangsmaterial stellt er sich vielmehr schmale Lagen und Schmitzen eines kalkigen Sandsteins vor, die ins tonige Ausgangsmaterial des Wirtgesteins eingelagert waren. Bei den kalksilikatführenden Einschlüssen unsres Untersuchungsgebietes, die in jeder Beziehung jenen des Eulengebirges recht ähnlich sind, gewinnt man vielerorts ebenfalls den Eindruck, dass sie durch Zerreißen ursprünglich zusammenhängender Lagen entstanden sind. Sie sind lagenweise gehäuft und ihre oft stromlinienförmig ausgezogenen Umrisse machen die Fältelungen der umgebenden Gneise mit. Es lässt sich daraus schliessen, dass die Einschlüsse die Metamorphose der Gneise im plastischen Zustand mitgemacht haben. Gelegentlich, z. B. im Tobel der Giona (Val Vedasca) 2 km E Maccagno auf Kote 275 m (Blatt Brissago) sind kalksilikatführende Gesteine als über viele m anhaltende, einige cm-mächtige Lagen in den Paragneisen ausgebildet. Auch die wenig ausgedehnten Silikat-

marmore im Firinesciobach treten lagenweise auf. Sie haben möglicherweise eine weniger intensive Metamorphose als die übrigen kalksilikatführenden Einschlüsse mitgemacht, wie die instabile Mineralassoziation Calcit, Quarz, Wollastonit, Granat, Diopsid andeutet.

MISCH- BIS ORTHOGNEISE

Kalifeldspatführende Biotit-Andesingneise

Die kalifeldspatführenden Biotit-Andesingneise erreichen unter den Gesteinen des untersuchten Gebiets die grösste Ausdehnung. Sie sind sehr widerstandsfähig gegen Verwitterung und treten deshalb schon morphologisch gut in Erscheinung. Auf Grund der Verschiedenheiten in Textur und Mineralbestand wurden verschiedene Varietäten ausgeschieden, die gesondert beschrieben werden. Der häufigste Typ ist ein kompakter, körnig bis flaseriger Gneis. Zonenweise und besonders in den Randpartien gegen die Misch- bis Paragneise wird er biotitreicher und dünnlagig. Hornblendeführende Varietäten sind weniger verbreitet und nur vereinzelt treten Varietäten mit granitisch-körniger Textur auf. Stellenweise enthalten die Biotit-Andesingneise dunkle Schollen und kalksilikatführende Einschlüsse. Alle beschriebenen Biotit-Andesingneis-Varietäten sind mehr oder weniger Kalifeldspat führend. Der Kürze halber wird in der Folge „kalifeldspatführend“ weggelassen.

Körniger bis flaseriger Biotit-Andesingneis

Die körnigen bis flaserigen Biotit-Andesingneise erreichen ihre grösste Ausdehnung in der Monte Lema-Kette, was BURFORD (1933) veranlasste, sie „Lemagneis“ zu benennen. KELTERBORN beschreibt das Gestein ausführlich unter dem Namen „Biotitgranitgneis“. Es entspricht dem „Plagioklasalkalifeldspatgneis“ BÄCHLINS und dem „Biotitgneis“ SPICHERS.

Die körnigen bis flaserigen Biotit-Andesingneise können bei gleichbleibendem Mineralbestand in textureller Hinsicht gewisse Unterschiede zeigen. Als Normaltyp kann die Ausbildung der Gneise gelten, die im Steinbruch 450 m W Curio ausgebeutet werden und von denen eine chemische Analyse ausgeführt wurde (Gr. 159, Fig. 8). Das mittelkörnige, helle Gestein zeigt eine feinflaserige bis parallelschiefrige Textur. Die

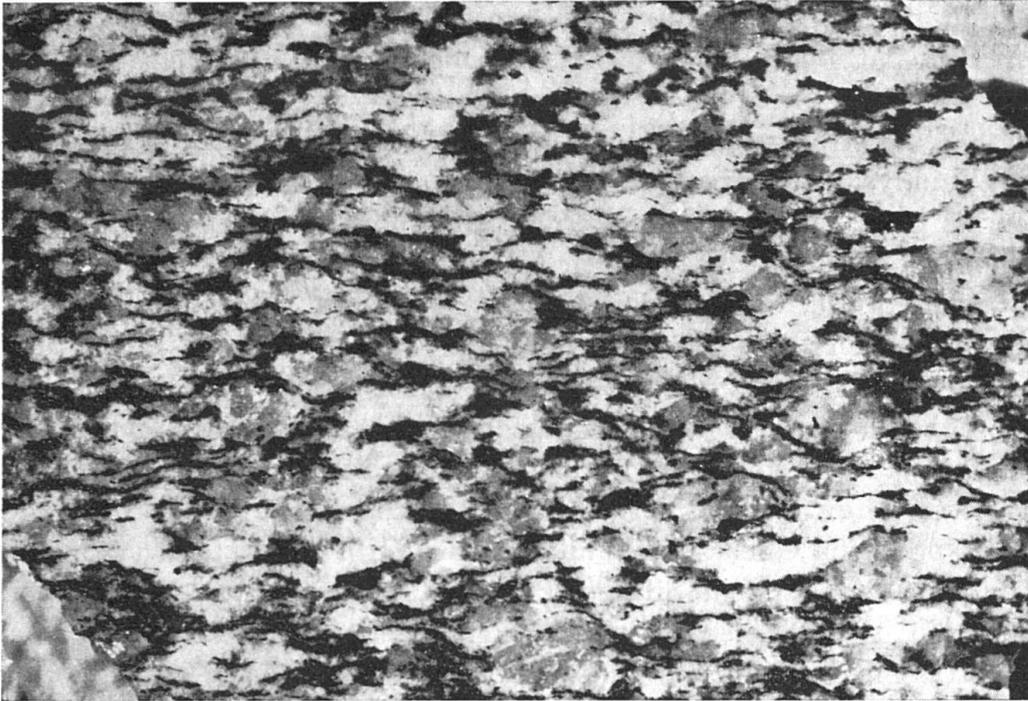


Fig. 8 und 9. Körniger bis flaseriger Biotit-Andesingneis. Oben: Polierter Anschliff der analysierten Probe (Gr. 159) aus dem Steinbruch 450 m W Curio. Vergrößerung 1 : 2,4. Unten: Etwas gröberkörnige Varietät S Kapelle S. Maria d'Iseo. Vergrößerung 1 : 1,9.

bis mm-grossen Biotitschüppchen sind gut in die s-Fläche eingeregelt. Der Feldspat bildet weisse, zuckerkörnige Lagen, von denen sich die grauen Quarzkörner nur undeutlich abheben.

S Sessa streicht eine Zone von grobfaserigen Biotit-Andesingneisen E-W (analysierte Probe Gr. 957). Die hellen Fasern und Augen können hier bis gegen 1 cm-mächtig werden. Die Biotitblättchen sind zu wellig verbogenen Häuten zusammengelagert.

Stellenweise, so besonders am SW-Hang des Bavoggio-Hügels N Banco, werden die Biotit-Andesingneise grobfaserig mit einem mehr linearen als planaren Parallelgefüge. Auch diese lineare Textur kann sich immer mehr verlieren und in richtungslos körnige übergehen. Vorkommen solcher massiger Varietäten sind anschliessend beschrieben. In dieser linearen bis richtungslos körnigen Ausbildung ist der besprochene Gneis recht ähnlich den von STRECKEISEN (1928) und WENK (1934) aus dem Silvrettakristallin beschriebenen Mönchalpgraniten und -granitgneisen. Ähnlich ausgebildete Typen stehen unterhalb der Strasse NE Vezio als Linse in Mischgneisen an (712/100,45).

Auf der Cima Bedeglia N Curio ist der Biotit-Andesingneis feinkörnig ausgebildet. Das Parallelgefüge ist weniger deutlich ausgeprägt, da die Biotitblättchen hier keine zusammenhängenden Häute bilden. Diese feinkörnigen Varietäten sind oft etwas massiger ausgebildet als der Normaltyp, was SPREAFICO (1876) veranlasst hat, auf Blatt XXIV (Lugano-Como) der geologischen Dufourkarte der Schweiz an jener Stelle („M. Gheggio“) einen Granitstock einzuzeichnen.

Mikroskopischer Befund:

Hauptgemengteile:	Plagioklas	25—65 Vol%
	Quarz	15—45
	Biotit	5—20
	Kalifeldspat	2—20

mittlerer Korndurchmesser 0,4—3 mm, meist 1 mm

Nebengemengteile: Apatit, Myrmekit, Orthit, Zirkon

Übergemengteile: Granat, Muskowit-Serizit, Hornblende, Titanit, Magnetkies, Magnetit, Pyrit

sekundäre Gemengteile: Chlorit, Prehnit, Hämatit, Karbonat

Die Struktur ist granoblastisch bis lepidoblastisch, gelegentlich auch poikiloblastisch (Quarztränen in Plagioklas). Die Quarzkörner besitzen meist verzahnte Korngrenzen und grössere Dimensionen als die Plagioklaskörner, die ein bienenwabenartig begrenztes Pflaster bilden oder beginnende Granulierung zeigen.

Der Plagioklas zeigt einen An-Gehalt von 28 bis 43%, der bei inverser Zonarstruktur im Kern um 6—8% geringer sein kann als in der Hülle. Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz und etwas seltener nach dem Periklingesetz sind verbreitet. Zweimal konnte das Albit-Ala-Gesetz nachgewiesen werden. Beginnende Umwandlung des Plagioklases in Serizit und Prehnit ist eine häufige Erscheinung.

An der Grenze gegen Kalifeldspat beobachtet man in Plagioklasungen Myrmekitbildung. Alle Schlitze erwecken den Anschein, dass Kalifeldspat im Begriff steht, den Plagioklas zu verdrängen. Es finden sich unregelmässig begrenzte Plagioklasinseln im Kalifeldspat, von dem feinste Äderchen in den Plagioklas hineinreichen. Oft drängen sich Kalifeldspatäderchen den Korngrenzen entlang zwischen die Quarz- und Plagioklas-körner. Der Kalifeldspat zeigt Mikroklingitterung und auf dem U-Tisch eingemessene Pole von Spaltflächen fallen im NIKTIN-Diagramm (1936) auf die Mikroklinpunkte. Der Achsenwinkel $-2V$ bewegt sich zwischen 71° und 85° , wobei die Regel herrscht, dass die undulös auslöschenden Körner einen kleineren Achsenwinkel zeigen als die einheitlich auslöschenden, bei denen $-2V$ meist grösser als 80° ist.

Quarz zeigt immer stark undulöse Auslöschung und Böhmsche Streifung. Die Quarzkörner werden auch von „fiederförmigen Drucklinien“ durchzogen, die KELTERBORN (1923, Fig. 3, S. 163) eingehend beschrieben hat.

Die häufig verbogenen Biotitlamellen zeigen schwarze pleochroitische Höfe um Zirkon und Orthit. Die Umrisse können durch die umgebenden hellen Gemengteile eingebuchtet und von Quarzschläuchen korrodiert sein. Gelegentlich sind die Biotitlamellen auch von einem „Rasen“ kleinster, undeformierter, kreuz und quer angeordneter Biotitblättchen umwachsen.

Der Biotit des analysierten Biotit-Plagioklas-Kalifeldspatgneises (Gr. 159) wurde einer eingehenden Untersuchung unterworfen:

Optische Daten:

n_α hellbräunlich

$n_\gamma = n_\beta$ leuchtend rotbraun $1,652 \pm 0,002$

Doppelbrechung: $n_\gamma - n_\alpha = 0,062$

optischer Charakter: einachsig, gelegentlich schwach zweiachsig

Der Brechungsexponent n_γ wurde nach der Immersionsmethode im Na-Licht bestimmt, die Doppelbrechung im Dünnschliff mittels des BEREK-Kompensators, wobei die Dickenbestimmung anhand des Gangunterschiedes eines unmittelbar benachbarten Quarzkorns erfolgte.

Biotit aus dem analysierten Biotit-Andesingneis (Gr. 159)
vom Steinbruch 450 m W Curio:

	Gew. %	Zahl der Kationen bezogen auf 24 O		
SiO ₂	34,83	2,70	} 4	
Al ₂ O ₃	17,68 ¹⁾	1,61 $\left\{ \begin{array}{l} 1,30 \\ 0,31 \end{array} \right.$		
TiO ₂	3,03	0,18	} 2,86	
Fe ₂ O ₃	0,81	0,05		
FeO	22,17	1,44		
MnO	0,33	0,02		
MgO	7,44	0,86		
P ₂ O ₅	0,08	} Apatit	} 0,9	
CaO	0,74 $\left\{ \begin{array}{l} 0,11 \\ 0,63 \end{array} \right.$			0,05
Na ₂ O	0,22			0,03
K ₂ O	8,34	0,82		
F	n. b. ²⁾			
H ₂ O ⁺	3,89	2,01	2,01	
H ₂ O ⁻	0,41			
	<u>99,97</u>			

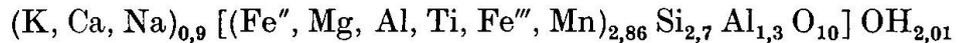
Analytiker: J. v. STEIGER / W. VOEGTLI 1948.

Spez. Gewicht: zwischen 3,095 und 3,105.

¹⁾ Davon 0,64 seltene Erden.

²⁾ Nicht bestimmt infolge Substanzmangel.

Bei der Auswertung der Analyse wurde zuerst der Gehalt an P₂O₅ zusammen mit der für die Bildung von Apatit benötigten Menge CaO abgezogen, in der Annahme, dass er durch Apatiteinschlüsse in Biotit bedingt sei. Es ergibt sich für den analysierten Biotit nach L. PAULING (1930) folgende Formel:



Akzessorisch finden sich Apatit, Granatkörnchen und selten Titanit. Häufiger kommt Muskowit vor; bald als grössere nicht deformierte Lamellen, ähnlich wie Biotit ausgebildet, dann auch feinschuppig als Serizitnester aus Plagioklas hervorgegangen. An Erzminerale wurden Magnetkies, Magnetit und Pyrit beobachtet.

Sekundär wurden gebildet: Chlorit ($n\gamma$ gelbgrün, $n\alpha$ blassgrünlich) mit anomal tintenblauen bis zeisiggelben Interferenzfarben, Prehnit als linsenförmige Einlagerungen zwischen Biotit und als rosettenförmige Aggregate in der Nähe zersetzter Plagioklase und Karbonatzwickelchen und -äderchen in zersetzten Proben.

Granitisch-körnige Varietät des Biotit-Andesingneises

Wie bereits erwähnt, zeigt der flaserige Biotit-Andesingneis am S-Hang des Bavoggio-Hügels NW von Novaggio an wenigen Stellen granitisch-körnige Textur. Die mikroskopisch untersuchten und chemisch analysierten Proben stammen von einem Aufschluss im Wald oberhalb Banco (709,1/96,75). Ähnlich ausgebildete Vorkommen sind etwas unterhalb dieser Stelle, auf 600 m Höhe im Bächlein, das durch Banco fliesst, aufgeschlossen und am Rand der Biotit-Andesingneismasse am NE-Fuss der Cima Bedeglia auf 500 m Höhe unterhalb „Nenti“ (710,8/96,39), von den angrenzenden Paragneisen durch eine Mylonitzone getrennt. Es handelt sich durchwegs um Vorkommen von sehr beschränkter Ausdehnung.

Das stellenweise vollkommen richtungslos mittelkörnige Gestein lässt im Handstück bis 4 mm grosse, teilweise idiomorphe Biotitblättchen erkennen, die in Nestern angereichert sind. Die weissen Quarz- und Feldspatkörner sind gelegentlich um Erzkörnchen verfärbt. Verbreitet sind cm-grosse Putzen, die biotitreicher und feinkörniger ausgebildet sind als das Wirtgestein und diffus in dieses übergehen.

Mikroskopischer Befund:

Hauptgemengteile:	Plagioklas	35—50 Vol%
	Quarz	25—30
	Biotit	5—25
	Kalifeldspat	5—10

Mittlerer Korndurchmesser: 0,7—3,7 mm

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Myrmekit

Übergemengteile: Granat, Magnetit, Rutil, Turmalin

Sekundäre Gemengteile: Serizitnester, Chlorit, Hämatit

Die Struktur ist richtungslos hydiomorph-mittelkörnig. Die Plagioklaskörner sind rechteckig idiomorph oder teilweise granuliert.

Der Plagioklas zeigt gewöhnlich normale Zonarstruktur (An-Gehalt 20—30% in der Hülle und 24—32% im Kern), seltener inverse Zonenfolge (Kern 21%, Hülle 26% An). Die feinen eng gehäuften Zwillinglamellen nach dem Albit- und Periklingsgesetz durchgittern meist das ganze Korn. Verbreitet ist die Umwandlung in Serizit, oft längs Zwillingverwachsungsflächen, von der kein Korn ganz verschont bleibt. Man findet Körner, deren Kern vollständig getrübt und mit Serizitschüppchen gespickt ist. Manchmal ist die Zersetzung auf eine kranzförmige Zone beschränkt, wobei Kern und Hülle frisch bleiben. Die grösseren Serizitblättchen sind in der Regel parallel und diagonal zu den recht-

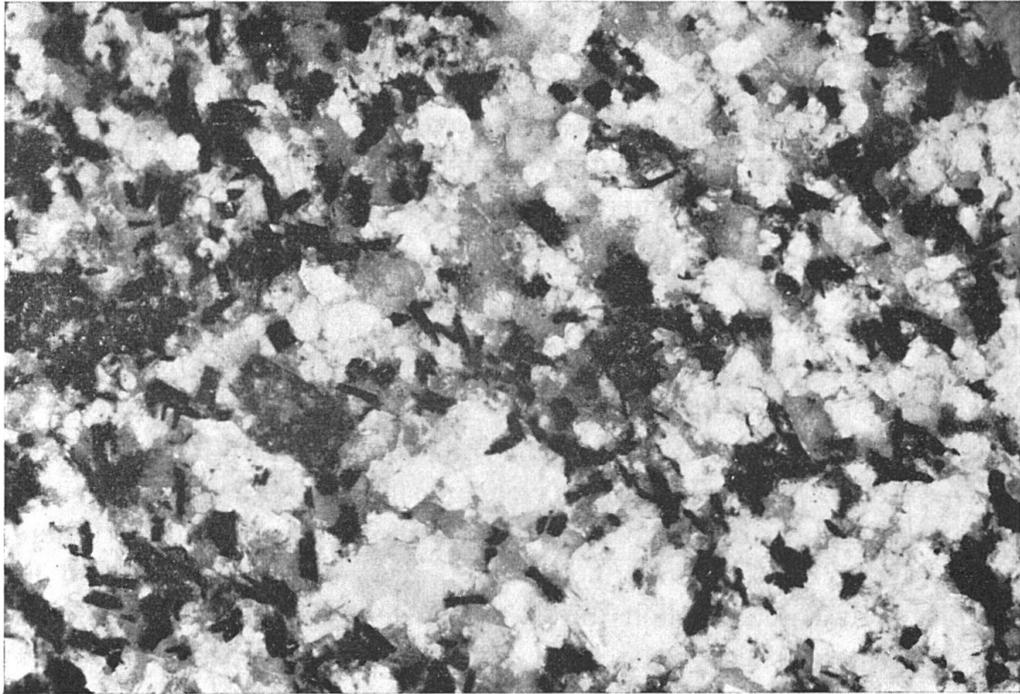


Fig. 10. Granitisch-körnige Varietät des Biotit-Andesingneises. Polierter Anschliff der analysierten Probe (Gr. 1778). Felsköpfe im Wald oberhalb Banco (709,1/96,76). Vergrößerung 1 : 2,2.

eckigen Umrissen des Wirtkristalles orientiert und bilden ein regelmässiges gitterartiges System. An den Korngrenzen gegen Kalifeldspat ist der Plagioklas als Myrmekit ausgebildet.

Kalifeldspat zeigt flammig-undulöse Auslöschung. Sein Achsenwinkel $-2V$ bewegt sich meistens zwischen 63° und 70° . Bei einem undulösen Korn konnte ein $-2V$ von 54° eingemessen werden. Im übrigen ist der Kalifeldspat gleich wie bei den im vorhergehenden Kapitel beschriebenen körnigen bis flaserigen Gneistypen ausgebildet.

Quarz bildet ein verzahntes, kleinkörniges Mosaik, das die Zwischenräume zwischen den Plagioklaskörnern ausfüllt. Biotit (γ kräftig rotbraun, α blassbräunlich) führt reichlich pleochroitische Höfe um Zirkon. Die Randzonen der Lamellen werden von zahlreichen Quarzschlächchen durchsetzt und der Biotit erscheint dann von einem Kranz lappiger Korrosionsformen umgeben. Einige Lamellen zeigen Knickungen und Verbiegungen und sind optisch zweiachsig ($-2V$ rund $5-15^\circ$). Teilweise ist Biotit unter Ausscheidung von Sagenit chloritisiert.

Akzessorien: Apatit, Magnetit und Zirkon, der von einer Hülle optisch isotroper, bräunlicher bis farbloser Zersetzungsprodukte umgeben

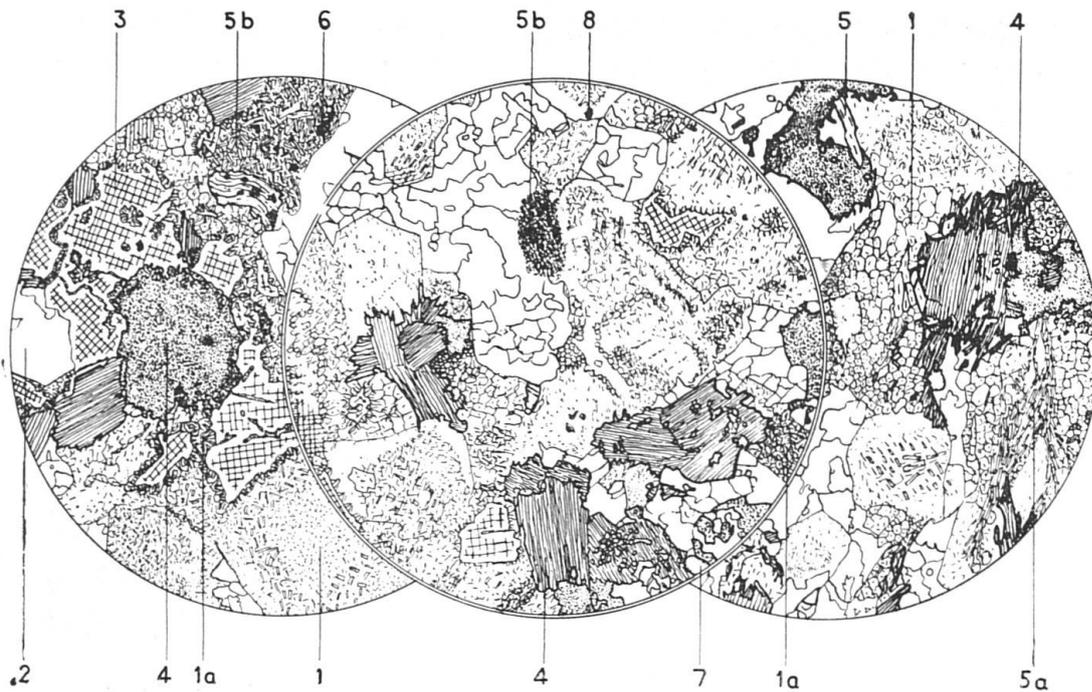


Fig. 11. Links und Mitte granitisch-körnige Varietät des Biotit-Andesingneises (analysierte Probe Gr. 1778). Felsköpfe am SW-Hang des Bavoggio (709,1/96,76). Rechts flaseriger Biotit-Andesingneis aus der nächsten Umgebung der granitischen Varietät (Sammlung KELTERBORN Nr. 109), mit teilweise granuliertem Plagioklas; zeigt noch deutliche Anklänge an die granitisch-körnige Ausbildung.

1 Plagioklas, mehr oder weniger serizitisiert, 1a Myrmekit, 2 Quarz, 3 Kalifeldspat, 4 Biotit mit pleochroitischen Höfen, 5 Muskowit, 5a Serizitsträhnen, 5b pinitartiger Muskowitfilz, 6 Granat, 7 Apatit, 8 Zirkon. Vergr. 1 : 8,5.

ist. Orthit fehlt. Pinitartige Serizitnester, die wohl Pseudomorphosen nach einem Alumosilikat darstellen, enthalten reichlich Granatkörnchen, Chlorit und Turmalinsäulchen (γ himmelblau, α farblos).

Hornblendeführender Biotit-Andesingneis

Strichweise, besonders in den Randgebieten gegen die Misch- bis Paragneise, führen die körnigen bis flaserigen Biotit-Andesingneise bis 2 mm grosse Porphyroblasten von grüner Hornblende. Wo diese hornblendeführende Varietät grössere Ausdehnung erreicht, wurde sie auf der Karte mit einer besonderen Signatur ausgeschieden. Die Hornblende ist gleichmässig über das Gestein verteilt, nur selten ist sie lagenweise angereichert. In Quarzknuern findet man selten bis cm-lange, idiomorph ausgebildete Hornblendestengel.

Das Strukturbild, die Ausbildung und der prozentuale Anteil der Gemengteile sind gleich wie bei den hornblendefreien Biotit-Plagioklas-Kalifeldspatgneisen:

Hauptgemengteile:	Plagioklas, Quarz, Hornblende, Biotit, Kalifeldspat
Nebengemengteile:	Apatit, Orthit, Zirkon, Myrmekit
Übergemengteile:	Titanit, Magnetit, Magnetkies, Pyrit, Arsenkies
Sekundäre Gemengteile:	Chlorit, Prehnit, Karbonat, Pyrit, Hämatit

Der Plagioklas ist hier meist etwas basischer als bei den hornblendefreien Typen. Der An-Gehalt bewegt sich zwischen 25 und 46% (stark ausgebildete inverse Zonarstruktur: Kern um 8—20% saurer als Hülle). Kalifeldspat (2—15 Vol%) zeigt verschwommene Mikroklingitterung und führt Perthitspindeln. Der Achsenwinkel bewegt sich zwischen -57° und -81° , wobei die niederen Werte wiederum an stark undulösen Körnern gemessen wurden.

Die gemeine Hornblende (5—15 Vol%) ist immer mehr oder weniger von Quarztränen durchsiebt. In unfrischen Gesteinsproben ist sie vollständig unter Ausscheidung feinsten Körnchen opaker Substanz und Karbonatfetzchen in eine einheitliche, grünliche Masse eines Chloritminerals umgewandelt (gelbliche, graue und lavendelblaue Interferenzfarben).

Die Hornblende aus der chemisch analysierten Probe (Gr. 1120) wurde weitgehend untersucht:

Optische Daten:

n_α blass gelbbraun	1,658	} $\pm 0,002$
n_β grasgrün	1,675	
n_γ bläulichgrün	1,684	

Doppelbrechung: $n_\gamma - n_\alpha = 0,022 - 0,024$

Achsenwinkel: $-2V = 84^\circ$ (an einem Korn am Drehtisch bestimmt)

Auslöschungswinkel: $n_\gamma : c = 13-15^\circ$, meist = 14°

Die Brechungsexponenten wurden durch Herrn P. R. J. Naidu nach der Immersionsmethode im Na-Licht bestimmt. Die Doppelbrechung wurde in Dünnschliffen mit dem BEREK-Kompensator gemessen, wobei zur Dickenmessung der Gangunterschied eines Quarzkorns aus der unmittelbaren Nachbarschaft des untersuchten Hornblendekorns verwendet wurde. Die Achsen- und Auslöschungswinkel wurden auf dem Universaldrehtisch bestimmt.

Hornblende aus dem analysierten hornblendeführenden Biotit-Andesingneis (Gr. 1120) (linkes Ufer der Magliasina beim Molino d'Aranno):

	Gew. %	Zahl der Kationen bezogen auf 24 O	
SiO ₂	43,60	6,48	} 8
Al ₂ O ₃	14,46	2,54	
			} 1,52
TiO ₂	0,74	0,08	} 4,97
Fe ₂ O ₃	1,82	0,20	
FeO	15,35	1,91	
MnO	0,40	0,05	
MgO	7,71	1,71	
CaO	11,75	1,87	
Na ₂ O	0,73	0,21	
K ₂ O	1,58	0,30	} 2,38
P ₂ O ₅	n. b. ¹⁾		
Cr ₂ O ₃	n. n. ²⁾		
V ₂ O ₃	n. n. ²⁾		
F	0,33	0,16	} 1,92
H ₂ O ⁺	1,77	1,76	
H ₂ O ⁻	—		
O für F	<u>-0,14</u>		
	100,10		

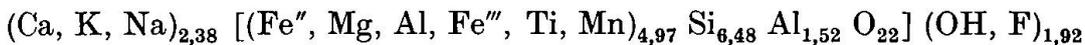
Analytiker: J. v. STEIGER, 1948.

Spez. Gewicht 3,14 bis 3,25.

¹⁾ Nicht bestimmt infolge Substanzmangel.

²⁾ Nicht nachweisbar (< 0,02 Gew. %).

In Anlehnung an die Berechnungsart von B. E. WARREN (1930) führt die Auswertung der Analysendaten zu folgender Formel:



Der Biotitgehalt steht zu demjenigen der Hornblende in einem reziproken Verhältnis; besonders hornblendereiche Lagen können frei von Biotit sein. In einer solchen Lage finden sich auch mm-grosse, idiomorphe Orthitkörnchen mit blassgelblichen bis bräunlichen Farbtönen. Für die übrigen Gemengteile gilt, was bereits bei den körnigen bis flaserigen Biotit-Andesingneisen gesagt wurde.

Ein Hornblende und Granat führender Biotit-Andesingneis mit nachtektonisch kristallisiertem Biotit und ausgesprochener Siebstruktur bei Plagioklas und Hornblende fand sich E „Alli Barchetti“ S Pura

(710,6/92,85). Der Plagioklas zeigt hier einen An-Gehalt von 40—51% (saure Kerne bis 35%). Dieses Vorkommen ist in Misch- bis Paragneisen eingelagert.

Dünnlagige Biotit-Andesingneise

Die dünnlagigen Biotit-Andesingneise sind durch ihre scharf voneinander getrennten Biotithäute charakterisiert. Sie entsprechen BÄCHLINS „Plagioklasgneisen“. Sie stellen die Randfazies der körnigen bis flaserigen Biotit-Andesingneise dar und bilden auch grössere selbständige Zonen. So findet sich im Gebiet E der Magliasina ein NS-streichender Zug, der im N durch die Überschiebung von Arosio und im S durch eine NNE-SSW streichende Mylonitzone abgeschnitten wird. Gut aufgeschlossen ist dieser Gneiszug am Brückenkopf beim Ponte Busgnone über die Magliasina (zwischen Vezio und Mugena), auf dem Castello-Hügel (712,15/100), einem Sporn in der Alluvialebene des Piano di Caroccio, in der Val Canvera auf Kote 690 m, an der Poststrasse E Aranno und am Santa-Maria-Hügel. Grössere Ausdehnung erreichen die dünnlagigen Biotit-Andesingneise im Gebiet zwischen Migliaglia und dem Bavoggio-Hügel und zwischen Bedigliora und Castelrotto.

Struktur und Mineralbestand sind ähnlich wie bei den körnigen bis flaserigen Biotit-Andesingneisen. Lediglich der mengenmässige Anteil an Biotit ist bei den dünnlagigen Biotit-Andesingneisen grösser (rund 20 Vol%) und der Gehalt an Kalifeldspat geringer (unter 10 Vol%). Der Biotit zeigt in einer Probe von Ponte Busgnone etwas dunklere Farbtöne als in den übrigen Biotit-Andesingneisen ($n\gamma$ dunkel nussbraun, $n\alpha$ hellbraun). Der An-Gehalt der Plagioklase bewegt sich zwischen 20 und 30%.

Hornblendeführende, dünnlagige Biotit-Andesingneise

In der Übergangszone gegen die Paragneise werden die Biotit-Andesingneise fast immer dünnlagig und hornblendeführend. Auch innerhalb der Paragneise treten einige m-mächtige Bänke dieser Gneise auf. In Gefüge und Mineralbestand entsprechen die hornblendeführenden den im vorgehenden Kapitel beschriebenen hornblendefreien dünnlagigen Biotit-Andesingneisen, nur führen sie etliche bis mm-lange, innerhalb der Schichtfläche regellos orientierte Hornblendeprismen. Diese sind gleichmässig über das ganze Gestein verteilt, Hornblendeaneicherungen finden sich nur selten.

U.d.M. erkennt man stark von Quarz durchsiebte Hornblendeprismen ($n\alpha$ blassgelblichgrünlich, $n\beta$ grasgrün, $n\gamma$ grün mit Stich ins

Bläuliche), die einen mengenmässigen Anteil von 15 Vol% erreichen können. Der Plagioklas ist hier basischer als bei den vorgehend beschriebenen Gneisen. Sein An-Gehalt beträgt 42—50%.

Dunkle Schollen und Einlagerungen im Biotit-Andesingneis

An verschiedenen Stellen des Untersuchungsgebietes treten in den Biotit-Andesingneisen linsenförmige, konkordante dunkle Hornfelsgneisschollen und Nebulite auf; so zum Beispiel im Steinbruch 450 m W Curio.

Eine mehrere dm-mächtige dunkle Scholle in hornblendeführendem Biotit-Andesingneis aus dem Tobel der Magliasina W unterhalb Aranno gegenüber dem „Castello“ (unweit eines alten Stollens) wurde chemisch analysiert. Es handelt sich um einen feinkörnigen Hornfelsgneis mit noch erkennbarer Paralleltextur, der gelegentlich Calcitknötchen enthält. Eine Probe (Gr. 1312) dieses Einschlusses wurde chemisch analysiert. Hauptgemengteile sind Plagioklas (58 Vol%) und Biotit (38 Vol%); als Nebengemengteile treten Kalifeldspat, Magnetkies, Pyrit, Apatit, Orthit und Zirkon auf.

Die Struktur ist granoblastisch mit angedeutetem Parallelgefüge. Die isometrischen Plagioklaskörner bilden ein Pflaster (0,3 mm mittlere Korngrösse) und werden polygonzugartig von Biotitlamellen umlagert.

Der Plagioklas zeigt inverse Zonarstruktur (35—43% An in der Hülle, 28—30% An im Kern) und Zwillinglamellen nach dem Albit- und Periklingesetz. Biotit weist etwas dunklere Farbtöne auf als in den umgrenzenden Gneisen (γ dunkel rotbraun, α hellbraun); er kann an den Enden etwas chloritisiert sein. Das Auftreten des fleckig auslöschenden Kalifeldspats ist fast ganz auf einzelne Lagen beschränkt.

Dasselbe Strukturbild zeigt eine dunkle Hornfelsgneisscholle in körnigen Biotit-Andesingneisen aus einem Steinbruch SW Curio. Der Plagioklas zeigt den entsprechenden An-Gehalt wie im Nebengestein (Hülle 33—36%, Kern 28%). Der Mineralbestand ist gleich wie in der vorgehend beschriebenen Scholle, nur dass hier mehr helle Gemengteile und auch Quarz vorhanden sind.

In den hornblendeführenden Biotit-Andesingneisen treten stellenweise, zum Beispiel am Ufer der Magliasina beim Molino d'Aranno, mehrere cm breite, biotit- und hornblendereiche „Forellen“ und Lagen auf, die mikroskopisch untersucht wurden. Der Plagioklas hat den gleichen An-Gehalt wie im Nebengestein (Hülle 38—50%, Kern um 30%). Der Kalifeldspat zeigt in einheitlich auslöschenden Körnern einen Achsenwinkel $-2V$ von 67—84° und bei einem Korn mit ver-

schwommener Mikroklingitterung ein $-2V$ von 63° . Die idiomorphen Hornblendekörner sind zeilenweise zu einem Pflaster aneinandergereiht. Biotit tritt in hornblendearmen Zeilen auf. Oft ist er unter Ausscheidung feinsten Körnchen opaker Substanz in Chlorit umgewandelt ($n\gamma$ grünlich, $n\alpha$ farblos) und dieser gelegentlich in parkettartig auslöschende Prehnitaggregate, die noch die Umrisse der Chloritlamellen zeigen. Orthit ($n\gamma$ hellbraun, $n\alpha$ blassbräunlich) liegt in mm-grossen, idiomorphen Kriställchen vor.

Kalksilikatführende Lagen und Einschlüsse in den Biotit-Andesingneisen

Die Biotit-Andesingneise führen recht selten rosa bis grünlich gefärbte Einschlüsse, die den bereits beschriebenen kalksilikatführenden Einschlüssen in den Paragneisen und den Misch- bis Paragneisen entsprechen.

Ein innen grünlich und aussen rötlich gefärbter, scharf gegen das Nebengestein abgegrenzter Einschluss wurde in den hornblendeführenden Biotit-Andesingneisen im Magliasinatobel W Aranno gegenüber dem „Castello“, unweit der analysierten Hornfelsgneisscholle gefunden (siehe Fig. 12).

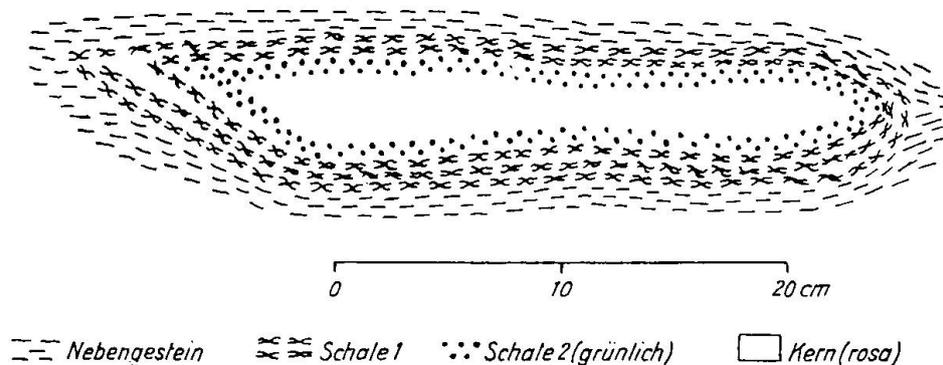


Fig. 12. Kalksilikatführender Einschluss in hornblendeführendem Biotit-Andesingneis. Fundort: linker Hang des Magliasinatobels W Aranno (710,46/97,32).

In den verschiedenen konzentrischen Schalen wurden von aussen nach innen folgende Mineralparagenesen festgestellt:

Nebengestein: Plagioklas (im Mittel 38% An), Quarz, Hornblende, Kalifeldspat. Hornblende tritt gegen das Innere des Einschlusses zu immer mehr an Stelle des Biotits.

Schale 1 (Hornblendegneis): Plagioklas (45—48% An), Quarz, Hornblende, Titanit. Akzessorisch: Kalifeldspat, Chlorit, Magnetit oder Ilmenit.

Die deutlich verzwilligten Plagioklaskörner bilden ein polygonzugartiges Pflaster, Hornblende ($n\alpha$ schmutzig gelblich, $n\beta$ grasgrün, $n\gamma$ bläulichgrün, oft mit bläulichen Flecken im Innern) ist meist stark von Quarz durchsiebt und schliesst Titanitkriställchen ein.

Schale 2 (rosa): Quarz, Plagioklas (50% An), Granat, Diopsid, vereinzelt Hornblende, Titanit. Akzessorisch: Serizit, Chlorit. Plagioklas zeigt Albit- und auskeilende Periklinlamellen. Diopsid ersetzt gegen innen zu immer mehr die Hornblende, mit der er zum Teil verwachsen ist und die er umschliesst.

Kern (grünlich): Quarz, Bytownit (80—90% An), Diopsid, Titanit. Akzessorien: Zoisit, Apatit. Die Gemengteile sind rundlich-buchtig begrenzt und zeigen teilweise diablastische Strukturen. Das Zentrum des Einschlusses wird durch eine Zeile verzahnter Quarzkörner markiert.

Ein weiterer kalksilikatführender Einschluss steht im Bach NW Barico auf 340 m Höhe an. Die im Anschnitt flaschenförmige, dm-mächtige Zentralpartie besteht vorwiegend aus mm-grossen Hornblende- und Plagioklaskörnern (35% An), beide von Quarz durchsiebt, und aus reichlich Titanit.

Eine kalksilikatführende Lage in dünnplattigen Biotit-Andesingneisen N Ronco di Croglio (708,05/94,64) zeigt den gleichen Mineralbestand wie der 1. Typus der im Anschluss an die Misch- bis Paragneise beschriebenen Einschlüsse.

An der Grenze zwischen den flaserigen Biotit-Andesingneisen und den Paragneisen am Hügel SW Sessa ist eine m-mächtige, linsenförmig sich erweiternde Bank eines nahezu richtungslos körnigen Oligoklas-Quarz-Hornblendegesteins eingelagert. Der unscheinbare Aufschluss befindet sich im Wald 30—40 m oberhalb des „Caseificio sociale di Monteggio“ (706,6/94,8). Schon im Handstück ist diablastische Struktur sichtbar: die Hornblende erscheint als Pünktchen und unregelmässig begrenzte grüne Flecken, welche diffus in die aus Plagioklas bestehende weisse Grundmasse übergehen.

Ein in Handstück und Dünnschliff entsprechendes Gestein wurde auf italienischem Gebiet als mehrere m-mächtige Einlagerung in Biotit-Andesingneisen am linken Talhang der Valle Vedasca aufgefunden (Kote 475 m des Fussweges Maccagno inferiore-La Campagnetta).

Der Plagioklas (über 50 Vol%, 15—18% An) ist von Quarztröpfchen, Biotitblättchen, Hornblende- und Erzkörnchen durchsiebt, die Hornblende ($n\alpha$ bräunlichgelb, $n\beta$ dunkelgrün, $n\gamma$ blaugrün; $n\gamma:c = 13—15^\circ$) poikiloblastisch von Quarz durchwachsen.

Der Biotit ist meist vollständig in einen grünen Chlorit umgewan-

delt, der Granat wird netzartig von Chloritadern durchzogen und seine Umrise sind von Quarzschläuchen korrodiert. Magnetit mit mattschwarzen Rändern ist reichlich vorhanden, vereinzelt tritt Titanit auf.

Ein Schliff aus dem stark zersetzten Nebengestein zeigt das normale Bild der feinflaserigen Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneise. Auch hier finden sich von Quarz durchsiebte und von kreuz und quer orientierten Glimmerblättchen durchsetzte Plagioklaskörner, deren An-Gehalt jedoch hier 32—33% beträgt. Die Proben des italienischen Vorkommens führen überdies noch reichlich Klinozoisit und Titanit.

Bemerkungen zu KELTERBORNS „Ganggranit von Novaggio“ und zum „Granitstock“ N Curio auf der geologischen Dufourkarte

KELTERBORN (1923, S. 172) beschreibt in seiner Arbeit über das Malcantone einen „diskordanten Granitgang“ aus der Gegend NW Novaggio und vermutet, dass dessen Alter in „die letzte Phase varistischer Bewegungen in unserm Gebiet“ falle.

Zu diesem „Ganggranit“ rechnet KELTERBORN folgende 4 Vorkommen:

1. Die in dieser Arbeit auf S. 395 als massiger Ceneri-Gneis beschriebenen Gesteine, die an der Strasse N Novaggio anstehen. Von den Handstücken der Belegsammlung KELTERBORN entspricht Nr. 105 (als „Granitgang“ bezeichnet) in Dünnschliff und Handstück dem analysierten massigen Ceneri-Gneis (Gr. 1596) von der Polenstrasse NW Cademario. Von der als „Granitgang“ bezeichneten Probe Nr. 104 vom gleichen Fundort liessen wir einen Dünnschliff herstellen. Es handelt sich um einen glimmerreichen (37 Vol% Glimmer) Zweiglimmer-Oligoklasgneis mit ausgeprägter Schieferung und teilweise granuliertem Plagioklas. Den „typischen Hornfelskontakt“, den KELTERBORN erwähnt, konnten wir im Felde nicht bestätigen. Das als „Granitgang mit Hornfelskontakt“ bezeichnete Handstück Nr. 106 der Belegsammlung würden wir als einen zersetzten schiefrigen Muskowitgneis im Kontakt mit einem Hornfelsgneis-Einschluss bezeichnen. Diesen „Kontakt-Biotithornfels“ (Hdst. Nr. 107) hat KELTERBORN auf S. 177 eingehend beschrieben. Er zeigt linsenförmig zusammenlaufende Schichtflächen, wie dies auch für die kalksilikatführenden Einschlüsse in den Ceneri-Gneisen typisch ist. Ähnliche Hornfelsgneis-Einschlüsse treten auch anderweitig im Ceneri-Gneis auf (siehe S. 402—407).

2. Die Biotit-Andesingneise mit linear flaseriger Textur vom S-Hang des Bavoggio-Hügels, die auf S. 412 in dieser Arbeit erwähnt sind und deren Schliffbild in Fig. 11 rechts dargestellt ist.

3. Die von uns auf S. 415 beschriebene granitisch-körnige Varietät des Biotit-Andesingneises im Wald oberhalb Banco (709,1/96,75).

4. Die flaserigen Biotit-Andesingneise oberhalb Banco am Fahrweg nach Pazzo, die gleich ausgebildet sind wie die unter 2. erwähnten Gneise. Auch andernorts im Malcantone trifft man über weite Gebiete Biotit-Andesingneise ähnlicher Ausbildung.

Nach unsern Untersuchungen liegen also nur bei den Vorkommen 1. und 3. Gesteine mit richtungslos körnigem Gefüge vor. Doch liegt nicht ein Granitgang vor, der sich in den 4 Aufschlüssen fortsetzt. Im Felde lassen sich keinerlei Diskordanzen, wohl aber kontinuierliche Übergänge in Gneis feststellen.

Ähnlich steht es mit dem „Granitstock“ am „M. Gheggio“ (= C. Bedeglia) N Curio, der auf der geologischen Dufourkarte (SPREAFICO u. A. 1876) in Gneisen und Glimmerschiefern steckend dargestellt ist. In den Erläuterungen zur Karte (TARAMELLI 1880, S. 40) sind die Verhältnisse auf Grund der Reisenotizen SPREAFICOS folgendermassen dargestellt: Der „M. Gheggio“ wird als das Zentrum des Granitaufschlusses der „Valle Magliasina“ bezeichnet. Es ist die Rede von nicht sehr mächtigen Granitbänken, die mit Gneisen wechsellagern. Nach unsern Aufnahmen handelt es sich auch hier um körnige bis flaserige Biotit-Andesingneise.

Chemismus und Entstehung der kalifeldspatführenden Biotit-Andesingneise

Aus der Gruppe der Biotit-Andesingneise wurden 5 Analysen ausgeführt (siehe Analysentabelle auf S. 452), deren NIGGLI-Werte nachfolgend aufgeführt sind. Anschliessend haben wir noch zum Vergleich die Analysenwerte eines flaserigen Biotitgneises (Sp. I) und eines dünnflaserigen Zweiglimmergneises (Sp. II) aus dem von SPICHER bearbeiteten Gebiet des Val d'Isonne wiedergegeben.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	T	t
Gr. 159	274	42,5	19,5	19,5	18,5	0,39	0,28	24	4,5
Gr. 957	251	39,5	26	15	19,5	0,37	0,33	20	5
Gr. 1778	274	38	30	11,5	20,5	0,47	0,44	17,5	6
Gr. 1120	252	35,5	29,5	19	16	0,41	0,44	19,5	0,5
Gr. 1312	135	34,5	34	15,5	16	0,41	0,44	18,5	3
Sp. I	323	38	23,5	14	24,5	0,48	0,56	13,5	-0,5
Sp. II	276	36,5	27	13,5	23	0,45	0,50	13,5	0

Fast alle Analysen fallen in der Tetraederprojektion nach NIGGLI ins Eruptivfeld. Nur der Biotit-Andesingneis Gr. 159 fällt auf die Grenze Tonerderaum–Eruptivfeld. Die körnigen und flaserigen Biotit-Andesingneise (Gr. 159 und 957) lassen sich dem normal-granodioritischen Magmatyp zuordnen (NIGGLI 1936). Für die granitisch-körnige Varietät (Gr. 1778) und den hornblendeführenden Biotit-Andesingneis (Gr. 1120) lässt sich kein Magmentyp finden. Die dunkle Scholle (Gr. 1312) kann dem normal-monzonitischen Magma zugeordnet werden.

Auf Grund der chemischen Zusammensetzung können einige Typen aus der Gruppe der kalifeldspatführenden Biotit-Andesingneise als Orthogesteine aufgefasst werden. Doch lässt sich gerade für die granitisch-körnige Varietät des Biotit-Andesingneises kein Magmentyp finden infolge des zu hohen al -Wertes; der Projektionspunkt der Analyse (Gr. 1778) fällt im QLM-Dreieck (siehe Fig. 14 im chemischen Teil) nicht mehr ins Feld der Eruptivgesteine. Zur chemischen Analyse wurden die feldspatreichen Typen aus der Gruppe der körnig bis flaserigen Biotit-Andesingneise ausgewählt. Es besteht jedoch ein kontinuierlicher Übergang von diesen Typen mit der Zusammensetzung eines Orthogesteins in die dünnlagigen Biotit-Andesingneise, die sich mit ihrem hohen Gehalt an Glimmer kaum mehr einem Magmentyp zuordnen lassen. Diese Gneise gehen ihrerseits wieder ohne scharfe Grenze in die Misch- bis Paragneise über. Eruptivkontakte wurden nirgends gefunden; die Biotit-Andesingneiszüge verlaufen überall konkordant zu den umgebenden Para- und Mischgneisen und enthalten Paragneiseinlagerungen, die auf weite Strecken verfolgt werden können. Will man die Biotit-Andesingneise auf Grund der chemischen Zusammensetzung als Eruptivgesteine deuten, so muss angenommen werden, dass die ehemaligen Intrusionskörper im Verlaufe einer intensiven Dislokationsmetamorphose und unter hohen pT -Bedingungen zu parallelen Zonen ausgezogen wurden, was zur Verwischung ihrer Grenzen führte. Weit besser als eine magmatische Intrusion scheint uns die Annahme einer diffusen Stoffzufuhr mit den geologischen Verhältnissen im Einklang zu stehen. Die Paragneise wurden verschieden stark von alkalireichen Lösungen durchtränkt und konnten so die Zusammensetzung von magmatischen Gesteinen erlangen. Die dunklen Schollen, von denen eine chemisch analysiert wurde (Gr. 1312), treten stellenweise ziemlich häufig auf. Sie können als Sammelkristallisation gedeutet werden, in denen sich das mafische Material während dem Feldspatisationsprozess angereichert hat. Die Tatsache, dass die mg - und k -Werte der dunklen Scholle genau gleich gross sind wie im Nebengestein (hornblendeführender Biotit-Andesingneis Gr. 1120), stützt diese

Annahme. Die Scholle unterscheidet sich vom Nebengestein nur durch einen höheren fm - und einen niedrigeren c -Wert, was auf den grösseren Anteil des Biotits zurückzuführen ist. Der An -Gehalt der Plagioklase und die Zusammensetzung des Biotits (gleicher mg -Wert) sind in der Scholle gleich wie im Nebengestein. Dies deutet darauf hin, dass die Schollen die gleiche Genese wie die Biotit-Andesingneise durchgemacht haben müssen. Würde es sich bei den Biotit-Andesingneisen um metamorphe Eruptivgesteine handeln, so müssten die Mineralien der Schollen als ehemalige Nebengesteinseinschlüsse oder Erstausscheidungen des Magmas primär eine andere Zusammensetzung gehabt haben als das Muttergestein. Es müsste sich in diesem Fall die Mineralzusammensetzung während der Metamorphose geändert haben. Naheliegender scheint es uns jedoch, die Schollen als während der Metamorphose gebildete Sammelkristallisationen aufzufassen. Die dunklen Schollen bilden zudem flache, konkordante Lagen, die wohl schon im sedimentären Ausgangsmaterial vorgezeichnet waren und durch metamorphe Differenziation verstärkt wurden.

Schwierig zu erklären ist die Tatsache, dass an vereinzelt Stellen im Untersuchungsgebiet die Biotit-Andesingneise granitisch-körnige Textur zeigen. Die beinahe richtungslos körnige Varietät bildet am SW-Hang des Alned wenig ausgedehnte Linsen von schwach angedeuteter Paralleltexur in flaserigem Biotit-Andesingneis. Diese Gneise sind durch kontinuierliche Übergänge mit der granitisch-körnigen Ausbildung verbunden, mit der sie auch im Gefüge gewisse Anklänge zeigen: im Dünnschliff lassen sich Spuren einer Deformation feststellen. Der Plagioklas weist den gleichen An -Gehalt auf wie in den granitischen Partien (28 bis 30% An). Er ist meist vollständig granuliert, doch lassen sich gelegentlich auch die rechteckigen, idiomorphen und mit orientierten Muskowiteinschlüssen gefüllten Plagioklase der granitisch-körnigen Varietät erkennen, die vom Pflaster der granulierten Plagioklase umflossen werden. Reliktartige grössere Biotitlamellen enden beiderseits stromlinienförmig in einem Schweif kleinerer Biotitschüppchen und Biotit-Quarzdurchwachsungen. Aus diesem Strukturbild lässt sich schliessen, dass die flaserigen Biotit-Andesingneise am SW-Hang des Bavoggio primär granitisch-körnige Textur besessen haben, die erst nachträglich durch Granulierung und Auswalsung bei meso- bis katazonalen Bedingungen (Neubildung von Glimmer) in Gneistextur umgewandelt wurde. Die Verhältnisse sind hier ähnlich wie beim massigen Ceneri-Gneis, der randlich ebenfalls durch Granulierung in die feinkörnig flaserige Ausbildung übergeführt wurde (siehe Kapitel über Chemismus und Ent-

stehung der Misch- bis Paragneise). Es dürfte sich während der allgemeinen Dislokationsmetamorphose die besprochene Stelle am Bavoggio SW-Hang in einer Art Druckschatten befunden haben, so dass sich granitisch-körnige Varietäten herausbilden konnten, die in einer späteren Phase zum Teil granuliert und vergneist worden sind.

Bändergneise

Zwischen die Biotit-Andesingneise und die schiefrigen Paragneise ist häufig eine mehrere m-mächtige Bändergneiszone eingeschaltet. Eine solche begrenzt zum Beispiel die grosse Biotit-Andesingneismasse des Grenzkammes im N-Teil und ist gut aufgeschlossen am Fusse der Felsköpfe „La Sassa“ und „Torri“ (N und W Vezio), in der Pirocca auf 820 m Höhe und in der Valetta (W Breno) auf 1000 m. Auf der Karte konnten die Bändergneise wegen ihrer geringen Mächtigkeit nicht ausgeschieden werden. Entsprechende 1—3 cm-mächtige Lagen aplitischen Charakters erwähnt auch BÄCHLIN aus den Biotitplagioklasgneisen in nächster Nähe der Ortho- bis Mischgneise.

Ein weiteres Bändergneisvorkommen findet sich bei der ersten Kehre der Strasse Sessa-Monteggio (706,38/94,92). Es wechseln hier im Kleinbereich ein bis mehrere mm-mächtige helle und dunkle Lagen miteinander ab; dm- bis m-mächtige muskowitzführende Quarzite und dunkle Biotitschiefer bilden entsprechende scharfausgebildete Wechsellagerungen in etwas grösseren Dimensionen.

Im Bächlein NW Purasca Superiore auf 330 m Höhe werden die schiefrigen Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneise nahe an der Grenze gegen die Biotit-Andesingneise von cm- bis mm-mächtigen hellen Zwischenlagen durchzogen (siehe Fig. 13).

U.d.M. erkennt man ausgesprochenen Zeilenbau. Die Mengenverhältnisse der Gemengteile schwanken stark. Die hellen Lagen sind nahezu biotitfrei und bestehen vorwiegend aus einem Quarz-Plagioklaspflaster. Es finden sich auch 1—1,5 mm-mächtige, nur aus Quarz bestehende Zeilen. Kalifeldspat ist ebenfalls lagenweise angereichert und bildet zusammenhängende Kornzeilen. Im Nebengestein und in den dunklen Lagen tritt er vorwiegend in Form von antiperthitischen Einschlüssen in Plagioklas auf, die kaum einige Vol% des Gesteins ausmachen. Der Plagioklas ist sowohl in den hellen wie in den dunklen Lagen ein Oligoklas, bis saurer Andesin. Der An-Gehalt beträgt beim Vorkommen W Purasca: Kern 30%, Hülle 35% in den hellen wie in den dunklen

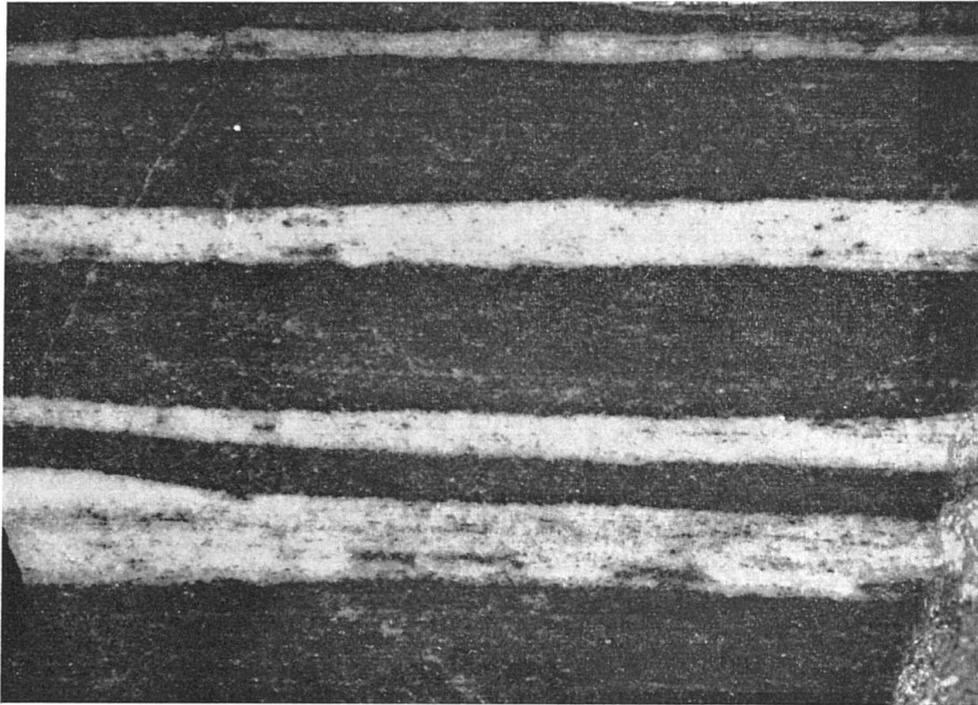


Fig. 13. Polierter Anschliff einer Bändergneisprobe aus dem Bächlein NW Purasca Superiore auf 330 m Höhe. Vergr. 1 : 1,6.

Lagen. Beim Vorkommen S Sessa treten von Quarztränen durchsiebte und Biotitblättchen führende Plagioklasporphyroblasten auf.

Das Vorkommen S Sessa führt zeilenweise idiomorphen Granat, bis 0,5 mm grosse Titanitkörner, Apatit (bis 1 mm gross) und kleinste Klinozoisitkörner zwischen den Biotitlamellen. An Erzmineraleien wurden Magnetit, Magnetkies und Ilmenit oder Arsenkies beobachtet. Sekundär treten Karbonatäderchen auf.

Bändergneise sind eine weltweite Erscheinung. Die verschiedenen Möglichkeiten, ihre Entstehung zu deuten, finden sich bei J. BUGGE (1943) eingehend diskutiert. Das ausgesprochen lagige Gefüge im makroskopischen wie im mikroskopischen Bereich könnte seinen Ursprung in der Wechsellagerung verschiedenen sedimentären Ausgangsmaterials haben. Gegen diese Annahme spricht in unserm Falle der Umstand, dass verschiedene Lagen, besonders etwa die Kalifeldspatbändchen, nicht die Zusammensetzung von Sedimentgesteinen haben, und dass die Bändergneisvorkommen immer an die Grenzregion der Paragneise gegen die Ortho- bis Mischgneise gebunden sind. Gegen eine „lit-par-lit“ Intrusion von aplitischem Material spricht die strenge Konkordanz der Bänder und der gleichartige An-Gehalt der Plagioklase in den dunklen wie in den hellen Lagen. Ausser-

dem können beide Deutungen die Tatsache nicht erklären, dass der Lagenbau nicht auf den makroskopischen Bereich beschränkt ist, sondern, dass er bis ins Korngefüge hinein verfolgt werden kann und hier als monomikter Kornzeilenbau entwickelt ist. Am naheliegendsten scheint es, ähnlich wie dies E. WENK (1936) und J. BUGGE (1943) für skandinavische Bändergneise annehmen, das lagige Gefüge auf metamorphe Differentiation zurückzuführen. Durch Differenzialbewegungen wurden vielleicht schon vorhandene Inhomogenitäten verstärkt und unregelmässige Grenzflächen oder kontinuierliche Übergänge zwischen Paragneisen und Ortho- bis Mischgneisen nachträglich gebändert, ähnlich etwa den parallelen Schlieren, die beim Anrühren von Teig entstehen.

Eine ähnliche Genese haben wohl auch die ein bis mehrere cm-mächtigen aplitischen Lagen durchgemacht, die vielerorts den Biotit-Andesingneisen konkordant eingelagert sind. Auch in den feinflaserigen kalifeldspatführenden Biotit-Plagioklasgneisen und in den Amphiboliten treten derartige leukokrate Lagen auf.

Mikroskopisch wurden untersucht eine Aplitlage in feinkörnigem Biotit-Andesingneis aus einem kleinen Steinbruch SE Astano (706,97/96,1), eine weitere in feinflaserigem kalifeldspatführenden Biotit-Plagioklasgneis beim P. 807,3 NE Vezió (711,9/100,6) und eine Probe einer Aplitbank aus der Pirocca NW Breno auf Kote 990 m. Weitere Vorkommen finden sich in den Biotit-Andesingneisen S des M. Mondini und in den Amphiboliten im Bach SW Breno.

Mineralbestand:

40—50 Vol% Kalifeldspat, der teilweise Mikroklingitterung zeigt und Perthitspindeln führt. Er bildet ein zusammenhängendes Aderwerk, in dem rundliche Quarzinseln (35—45 Vol%) und stark getrübe Plagioklaskörner (10—20 Vol%) stecken. Der Plagioklas ist ein saurer Oligoklas bis Albit. Biotit ($n\gamma$ dunkelrotbraun, $n\alpha$ hellbraun) bildet kleine, gut eingeregelt Lamellen (rund 2 Vol%) und ist teilweise in Chlorit umgewandelt.

Akzessorien: Myrmekit und fast vollständig in Hämatit umgewandelter Magnetit.

Die ausgesprochene Konkordanz dieser über viele m im Streichen verfolgbaren Aplitlagen ist auf ähnliche Vorgänge zurückzuführen, wie sie zur Bildung der Bändergneise geführt haben. Primär konkordante oder nahezu konkordante Aplitgänge wurden während der allgemeinen Dislokationsmetamorphose einer Differenzialbewegung unterworfen und so zu vollkommen konkordanten Lagen ausgewalzt.

Pegmatite und Aplite

Pegmatite

Ähnlich wie in BÄCHLINS Untersuchungsgebiet treten auch im Malcantone zwei Arten von Pegmatiten auf: einerseits die massigen, diskordanten Pegmatite, die meist als Linsen oder grössere stockartige Massen ausgebildet sind, und andererseits die konkordanten lagenartigen Pegmatite mit Gneistextur.

Diskordante Pegmatite lassen sich besonders auf dem Sceretto-Hügel S Astano beobachten, als schlierenartige, sich in die Paragneise verzweigende Linsen. Zwei über 10 m-mächtige, stockartige Pegmatite N Sesse und SE Monteggio wurden auf der Karte ausgeschieden. Sie treten im Gelände als Felsköpfe eines weissen Gesteins hervor mit rost-roten Flecken und biotitreichen Schlieren im Zentrum. Randlich sind sie geschiefert und führen mehrere mm-grosse Muskowitblättchen. Die übrigen Pegmatitgänge sind meist massige Gesteine mit regellos angeordneten, zerknitterten Muskowittafeln. Teilweise sind sie auch geschiefert, wobei der Plagioklas zuckerkörnig ausgebildet ist.

Mineralbestand:

Hauptgemengteile: Plagioklas, Quarz, Muskowit, teilweise treten auch Kalifeldspat und Biotit auf.

Akzessorien: Serizit, Chlorit, Magnetit, Hämatit, Zirkon.

Die Gemengteile bilden ein richtungslos ungleichmässig fein- bis grobkörniges Gefüge mit verzahnten Korngrenzen. Wellig verlaufende Deformationszonen erzeugen eine feinflaserig-kataklastische Struktur. Plagioklas (über 50 Vol%) zeigt Scharen feinsten Zwillinglamellen nach dem Albit- und Periklingesetz. Der An-Gehalt beträgt beim stockartigen Pegmatit SE Monteggio in Proben aus der Zentralpartie 10% und aus der Randpartie 16—22%; bei den anderen Vorkommen 13—17% in der Hülle und 5% im Kern.

Kalifeldspat fand sich nur in der Zentralpartie des Pegmatitstockes SE Monteggio in bedeutender Menge (rund 25 Vol%). In den übrigen Proben kommt er nur untergeordnet als Zwickelausfüllungen und kleinste rechteckige, antiperthitische Einschlüsse in Plagioklas vor.

Quarz (meist unter 35 Vol%) liegt als zerfallene Grosskörner mit stark undulöser Auslöschung vor.

Einige Proben führen Biotitschlieren. Die feinschuppigen Lamellen zeigen die gleichen Absorptionsfarben wie in den benachbarten Gneisen

und sind teilweise chloritisiert. Die Muskowitlamellen sind verbogen bis zerknittert.

Akzessorisch treten auf: strahlige Serizitaggregate, Magnetit, Hämatit und Zirkon.

Konkordante Pegmatitlagen treten in den Paragneisen und den Misch- und Orthogneisen auf. Sie erreichen einige dm-Mächtigkeit und besitzen gutausgebildete Paralleltexur. Mikroskopisch untersucht wurden turmalinführende Pegmatitlagen aus der Vinera beim Molino N Novaggio und aus den Paragneisen NE Torri (710,92/101,05) und SW La Sassa (711,07/101,45).

Mineralbestand:

Quarz (30—50 Vol%), undulöse Auslöschung, in der Schieferung elongierte Körner.

Plagioklas (30—40 Vol%) saurer Oligoklas-Albit, teilweise mit verbogenen Zwillingslamellen (Betrag der Verbiegung 7—20°).

Kalifeldspat (10—30 Vol%) Mikroklingitterung oder undulöse Auslöschung, von Quarztropfen durchsiebt.

Muskowit (5—10 Vol%) etwas verbogen, gut in die Schieferung eingeregelt.

Akzessorien: Turmalin ($n\gamma$ blaugrün bis dunkeloliv, $n\alpha$ farblos), als idiomorphe Stengel, zum Teil auch in eutektoiden Verwachsungen mit Quarz. Ebenso treten auf: Biotit, Granat, rundliche Serizit-pseudomorphosen nach Granat(?), Magnetkies, Magnetit, Ilmenit, Pyrit, Arsenkies.

Die biotitreichen Schlieren und ein kalksilikatführender Einschluss in einem Pegmatit NE Suino (706,17/96,1) deuten darauf hin, dass die diskordanten Pegmatite Material aus dem Nebengestein aufgenommen haben. Im Felde erhält man zudem den Eindruck, dass es sich mehr um an Ort und Stelle gebildete „Ausschwitzungen“ handelt als um eigentliche intrusive Gänge, da die Pegmatite auf dem Sceretto-Hügel als schlierenartige, einige dm- bis m-grosse Linsen vorliegen. Die Tatsache, dass die Vorkommen nur aus Plagioklas und Quarz bestehen und praktisch frei von Kalifeldspat sind, unterstützt durchaus diese Vermutung. Beim stockartigen Pegmatit SE Monteggio kann es sich um eine intrusiv eingedrungene Masse handeln. Es sprechen für diese Auffassung die einheitlich richtungslos grobkörnige Ausbildung und der bedeutende Kalifeldspatgehalt. Die Entstehung fällt vermutlich in die Zeit während der allgemeinen Dislokationsmetamorphose, da der stockartige Pegmatit

randlich deutliche Kristallisationsschieferung zeigt. Ebenso dürften die konkordanten Pegmatite während oder vor dieser Zeit gebildet worden sein, da sie gut ausgebildetes Parallelgefüge besitzen. Ähnlich steht es mit den ptygmatischen Turmalinpegmatitgängen, die im Anschluss an die Ceneri-Gneise beschrieben wurden. Sie zeigen die gleiche Granulierung der Plagioklase wie die Ceneri-Gneise, in die sie eingelagert sind, und müssen somit ebenfalls der Dislokationsmetamorphose unterworfen worden sein.

Im Biotithornfelsgneis im Tobel der Viascola bei Monteviasco im benachbarten italienischen Grenzgebiet wurde ein konkordanter Pegmatit mit einige cm breiten graphitreichen Einschlüssen angetroffen. Zur Abklärung der Herkunft des Kohlenstoffs wurde durch Dr. P. BAERTSCHI das Isotopenverhältnis C^{13}/C^{12} bestimmt. In nachfolgender Tabelle sind zum Vergleich weitere Werte angegeben, die ebenfalls durch Dr. BAERTSCHI mit dem Massenspektrographen der Physikalisch-chemischen Anstalt Basel bestimmt wurden.

Als Standardsubstanz wurde C aus einem Marmor von Gheiba (Valle Maggia) verwendet. Die Werte bezeichnen die relative Abweichung des Isotopenverhältnisses C^{13}/C^{12} in ‰ vom Standardwert.

Graphitlinse in Pegmatit, Viascola bei Monteviasco (Ita. 33)	-31,8 ‰
Kohle aus Konglomerat von Manno (Gr. 32)	-25,4 ‰
Graphit, Magnetkiesmine Medeglia (Gr. 55)	-30 ‰
	-31 ‰
<hr/>	
Holzkohle	-28,5 ‰
Graphit, Ceylon	-11,7 ‰
„ „	-11,1 ‰

Auf Grund der von NIER (1939) und Mitarbeitern aufgefundenen natürlichen Differenzierung der Kohlenstoffisotopen ist eine Unterscheidung zwischen vegetabilem und magmatischem Kohlenstoff möglich. Die beiden Graphitproben Ita. 33 und Gr. 55 zeigen hohe Defizite an C^{13} , wie sie nur beim Kohlenstoff vegetabilen Ursprungs auftreten. Die C^{13}/C^{12} -Werte sind recht ähnlich wie jene der Holzkohle und der Kohle von Manno. Es ist anzunehmen, dass die Graphitlinse im Pegmatit auf die Aufnahme von Nebengesteinsmaterial zurückzuführen ist. Sie stellt wohl eine Anreicherung der im Biotithornfelsgneis, dem Nebengestein, diffus verteilten Überreste organischer Substanz dar.

Aplite.

Aplitgänge kommen im untersuchten Gebiet innerhalb der Paragneise wie auch in den Misch- bis Orthogneisen recht häufig vor. Sie

zeigen beträchtliche Schwankungen in bezug auf Mineralbestand, Textur, geologisches Auftreten.

Im Biotit-Andesingneis treten verschiedentlich diskordante Aplitgneise auf. Es sind hellgraue bis graubläuliche Gesteine, die beim Anschlagen mit dem Hammer in beliebigen Richtungen brechen, ohne dabei durch gut eingeregelter Glimmerplättchen deutlich markierten s-Fläche zu folgen. Mehrere m-mächtige Aplitgneisgänge durchsetzen die Biotit-Andesingneise und schiefrigen Paragneise im Bachbett der Magliasina zwischen Kote 430 und 455 m. Auch auf dem Grenzkamm N P. di Breno (709,09/100,85) steckt ein über 1 m-mächtiger Aplitgneis in den Biotit-Andesingneisen.

U. d. M. erkennt man als Hauptgemengteile:

Quarz (30—40 Vol%); Plagioklas (25—35 Vol%), saurer bis intermediärer Oligoklas, teilweise antiperthitisch von Kalifeldspat durchwachsen; Kalifeldspat (25—30 Vol%), zum Teil mit Mikroklingitterung; Biotit ($n\gamma$ braun, $n\alpha$ hellbraun), dessen Anteil bis 7 Vol% ausmachen kann und Muskowit (bis 3 Vol%).

Akzessorien: Myrmekit, Apatit, Zirkon, Granat, Rutilnadelchen in Biotit und Chlorit, Magnetkies, Magnetit.

Das Gefüge ist gleichkörnig (mittl. Korngrösse 0,2 mm); die Körner bilden ein Pflaster. Gut eingeregelter Glimmerlamellen und flache Quarzbänder bedingen eine deutlich ausgeprägte Kristallisationsschieferung.

Die diskordanten Aplite mit Gneistextur müssen vor der allgemeinen Dislokationsmetamorphose, der die kristallinen Schiefer des untersuchten Gebiets ihre Paralleltexur verdanken, gebildet worden sein.

Glimmerfreie Aplite mit massiger Textur und von weisser, einheitlich feinkörniger Ausbildung treten als diskordante Gänge mit stark wechselnder Mächtigkeit (einige dm) in den Biotit-Andesingneisen am E-Hang der Monte Lema-Kette auf (z. B. NW Miglieglia bei Rovrè (709,35/98,48)). Die schiefrigen Paragneise der N-Ecke des Untersuchungsgebiets führen bis mehrere m-mächtige, konkordante Aplitbänke und -linsen. Im Handstück erkennt man in der weissen Hauptmasse mm-grosse Muskowitblättchen, Granatkörnchen und gelegentlich in cm-grossen Butzen angereicherte Biotitschüppchen. Ein derartiger Aplitgang, der über 300 m verfolgt werden kann, ist auf Kote 935 m am Alpweg nach Firinescio aufgeschlossen.

Hauptgemengteile:

Kalifeldspat (30—65 Vol%), mit Mikroklingitterung und Perthitspindeln führend. In einem Fall wurden zonar verschieden aus-

löschen Kalifeldspäte angetroffen, die lagenweise ein Pflaster gleich grosser Körner bilden. Mikroklingitterung zeigt sich bald in den Kernen, bald auch nur in den scharf begrenzten Hüllen. Quarz (25—40 Vol%) stark undulös auslöschend. Plagioklas (5—25 Vol%), saurer Oligoklas (12—14 % An), Muskowit (0—10 Vol%), leicht verbogene Lamellen, Umrisse durch Quarz korrodiert.

Akzessorien: Granat, zum Teil maschenartig vollständig in Chlorit umgewandelt, Biotit, Titanit, Magnetit, Magnetkies und Pyrit. Sekundär: Rutilnadeln in Biotit, Prehnit und Hämatit.

Gefüge: richtungslos körnig (mittl. Korngrösse rund 0,4 mm), Quarz zeigt verzahnte Korngrenzen, Kalifeldspat bildet zusammenhängende Massen, in denen rundliche, stark getrübe Plagioklas- und zackige Quarzinseln schwimmen.

Bei den beschriebenen Aplitgängen handelt es sich um intrusive Gänge. Abgesehen von den geologischen Verbandsverhältnissen spricht für diese Auffassung auch der hohe Kaligehalt.

An zwei Stellen wurden diskordante, biotitführende Aplitgänge mit granitisch-körniger Textur angetroffen. Im Bach NW Pura (710,52/94,17) findet sich solch ein etwa m-mächtiger stockartiger Gang, von dem eine auskeilende, paralleltexturierte Apophyse in den angrenzenden Amphibolit abzweigt. Ein rund 10 cm-mächtiges Gängchen, das diskordant eine Hornfelsgneisbank durchbricht, wurde im Bach NW Aranno auf 670 m Höhe beobachtet.

Mineralbestand:

Kalifeldspat (20—40 Vol%) bildet ein zusammenhängendes Aderwerk, Quarz (35—50 Vol%) löscht stark undulös aus, Plagioklas (20 Vol%) enthält antiperthitische Einschlüsse von Kalifeldspat. Der An-Gehalt beträgt 30—40% in den Hüllen und 25—28% im Kern. Beim Gang N Pura wurden auch normal zonare Körner angetroffen (Kern 33% An und Hülle 26% An). Biotit (5 Vol%) mit pleochroitischen Höfen um Orthitkörnchen und oft wellig verbogen ($n\gamma$ rotbraun, $n\alpha$ blassbräunlich). Muskowit löscht ebenfalls undulös aus und liegt z. T. als Serizitfilz mit gefransten Schüppchen vor.

Akzessorien: grobschläuchige Myrmekite, Apatitsäulchen, Granat, Rutilnadeln in Biotit, Chlorit, blutrote Hämatitkörnchen und Magnetit.

Die Gemengteile Quarz und Glimmer haben verzahnte Korngrenzen, die Plagioklaskörner polygonale Umrisse. Die Struktur ist richtungslos xenomorph körnig (mittl. Korngrösse für das Plagioklasplaster 0,3—0,6 mm, bei Quarz und Kalifeldspat bis 2 mm).

Die beschriebenen granitisch-körnigen Aplitgänge verlaufen deutlich diskordant. Es kann sich um intrusive magmatische Bildungen handeln oder auch nur um lokale Sekretionen aus den umgebenden Paragesteinen. Für diese zweite Annahme sprechen der hohe Quarzgehalt des einen Ganges (50 Vol%) und der für solch leukokrate granitische Gesteine etwas hohe An-Gehalt der Plagioklase, der jenem im Nebengestein entspricht. Es ist anzunehmen, dass die Gänge während der Hauptmetamorphose des Grundgebirges gebildet wurden, da die Apophyse des Ganges N Pura vergeist ist und Spuren einer Deformation festgestellt werden können.

Muskowit-Alkalifeldspatgneise

Als „Muskowit-Alkalifeldspatgneise“ bezeichnen wir quarzreiche Mikroklin-Albit- bis Oligoklasgneise, die im untersuchten Gebiet nur geringe Verbreitung besitzen. Ein aplitisch bis pegmatitischer Gneistyp mit gutausgebildetem Parallelgefüge tritt in zwei über 100 m-mächtigen Zügen in Paragneisen auf. Gneise entsprechender mineralogischer Zusammensetzung, aber mit stark kataklastischem und deshalb verwischtem Parallelgefüge bilden die Rundhöcker von Cassina d'Agno und Bosco-Luganese am W-Rand des Vedeggiotals. Schliesslich ist eine Serie verschiedenartiger Muskowit- bis Serizit-Alkalifeldspatgneise, die Anklänge an die beiden andern Kategorien zeigt, S Sessa an einigen Stellen aufgeschlossen.

Muskowit-Alkalifeldspatgneise mit gutausgebildetem Parallelgefüge

Der östliche der beiden Gneiszüge streicht am W-Hang des Cerevellohügels N-S. Die aplitischen bis pegmatitischen Gneise bilden die Unterlage der Perm Konglomerate im verlassenen Steinbruch SE Mugena; sie sind hier als Folge der permischen Verwitterung rosa gefärbt. Eine vollkommen frische Probe des bräunlich verwitternden, ebenlagigen Gneises wurde chemisch analysiert. Die pegmatitischen Partien zeigen Tafeln und quergestellte Schüppchen von Muskowit und bis 2 mm-grosse Granatkörner. Gelegentlich kommt auch Turmalin vor, in einige mm-grossen Prismen oder als feinste Nadelchen dunkle Lagen bildend. Einzelne Zonen innerhalb dieses Gneiskomplexes sind flaserig ausgebildet und führen auch Biotit und Augen von Kalifeldspat.

Der W Gneiszug lässt sich von der Tresaalluvialebene SW Castelrotto über 2 km gegen N verfolgen. An einem Seitenbach der Lisora SW Banco wird er von einem Bruch verstellt. Er macht eine Schwenkung gegen NW und geht in schiefrige Muskowit- bis Serizit-Alkalifeldspatgneise über, die sich in der Biotit-Andesingneisscholle des Grenzkamms verlieren. Auch in diesem Gneiszug beobachtet man beträchtliche Schwankungen in Textur und Zusammensetzung. Es finden sich pegmatitische neben aplitischen und schiefrigen Typen und auch Bänke, die nur aus Quarz bestehen.

Mineralbestand:

Hauptgemengteile:

Quarz	40—55 Vol%
Plagioklas	15—25
Kalifeldspat	10—40
Muskowit	5—10
Mittlerer Korndurchmesser:	0,2—0,7 mm
Nebengemengteile:	Apatit, Zirkon
Übergemengteile:	Granat, Turmalin, Biotit
Sekundäre Gemengteile:	Chlorit, Hämatit

Die Struktur ist granoblastisch mit rundlich-buchtigen Korngrenzen bei Feldspat. Die Quarzkörner sind verzahnt und durchdringen sich schlauchartig, entsprechend dem Gefügetyp J bei KERN (1947). Die Schieferung ist meist gut ausgeprägt durch Muskowitlamellen und Quarzbänder. Die aplitischen Typen zeigen ein gleichmässig feinkörniges Pflaster.

Der Plagioklas ist ein oft von Quarztränen durchsiebter Albit bis Oligoklas (0—20% An). Die Oligoklaskörner zeigen feine, eng gehäufte Albitlamellen und Spaltrisse nach 001, während der Albit nur von einer einzigen Zwillingsnaht oder wenigen auskeilenden oder unregelmässig abbrechenden Lamellen durchzogen ist.

Kalifeldspat ($-2V = 71-75^\circ$) kann untergeordnet als Zwickelfüllung oder in Form von unregelmässigen Einwachsungen im Plagioklas auftreten (ca. 10 Vol%) oder in den aplitischen Varietäten ein Pflaster bilden (bis 40 Vol%). Es liegt undulöse Auslöschung oder Mikroklingitterung vor. Die Muskowitlamellen zeigen eingebuchtete Umriss.

Unter den Akzessorien ist Apatit ein nie fehlender Gemengteil. Etwas seltener treten Zirkonkörnchen, Granat und Turmalin (γ tintenblau, α graubläulich) auf. Biotit ist stark pleochroitisch (γ dunkel-

braun, α blassbräunlich). Sekundär treten Chlorit (γ dunkel bläulichgrün, α hellgrün) und Hämatit auf.

Eine Zone leukokrater, aplitischer Gneise wurde auch im italienischen Nachbargebiet beobachtet. Ein Dünnschliff einer Probe von der Alpe Polusa (Blatt Monteviasco der italienischen Landeskarte 1:25000) zeigt ein den feinkörnig flaserigen Ceneri-Gneisen vollkommen entsprechendes Strukturbild: Das Gestein führt Quarz in Lagen, ein feingranuliertes Oligoklasppflaster, Mikroklinaugen, die vom Plagioklasmörtel umflossen werden, Muskowit- und wenig Biotit-Schüppchen in Nestern angereichert und vorwiegend kreisrunde Granatkörner. Diese granulierten hellen Gneise bilden das Liegende eines stark schiefrigen Ceneri-Gneiszuges und finden sich auch weiter W im Streichen mehrmals aufgeschlossen, so an der Strasse SW gegenüber Curiglia.

Muskowit-Alkalifeldspatgneise mit stark kataklastischem Gefüge (gneiss chiari nodulosi nach A. STELLA)

Am E-Rand des Untersuchungsgebietes treten stark kataklastische Muskowit-Alkalifeldspatgneise auf, die durch eine mächtige Phyllonit-Mylonitzone von den Paragneisen des E Malcantone getrennt sind. Sie bilden die Hügel von Cassina d'Agno und Bosco Luganese und besitzen E des Vedeggio nach Mitteilung von Prof. Reinhard grosse Verbreitung (z. B. S. Zenone und S. Bernardo-Hügel). Sie wurden bereits von A. STELLA (1894) von den erwähnten Lokalitäten als „gneiss chiari nodulosi“ beschrieben. Auch in den Bergamaskeralpen finden sich solche „gneiss chiari“, wie sie in den Arbeiten der Leidener Schule genannt werden (siehe Übersicht in DE SITTER 1949). Auf der geologischen Dufourkarte (SPREAFICO u. a. 1876) sind sie infolge eines Druckfehlers als Verrucano dargestellt, während sie SPREAFICO als glimmerführende Quarzite von teilweise gneisigem Aussehen mit einer besonderen Farbe ausgeschieden hatte; TARAMELLI stellte diese „Quarzite“ ins Karbon (TARAMELLI (1880), S. 36, STELLA (1894), S. 85).

Es handelt sich um helle, zum Teil rostrot anwitternde, gelegentlich konglomeratartige, von Mylonitzonen durchsetzte Gesteine. Sie bilden vegetationsarme Rundhöcker, auf denen es oft unmöglich ist, eine Streichrichtung festzustellen, da die Planartextur durch intensive Kataklyse verwischt wurde. Lokal treten Pakete eines Muskowit-Alkalifeldspatgneises mit gutausgebildetem Parallelgefüge auf. Augentextur ist verbreitet. Gelegentlich treten wenig Chlorit und baueritisierter Biotit auf. Die Textur entspricht dann derjenigen der flaserigen Biotit-Andesingneise.

Mikroskopischer Befund:

Hauptgemengteile: Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Muskowit
Nebengemengteile: Pyrit, Magnetit, selten Zirkon, Apatit
Sekundäre Gemengteile: Serizit, Karbonat, Hämatit, Chlorit

Durchschnittliche Korngrösse und mengenmässiger Anteil der Gemengteile unterliegen starken Schwankungen.

Struktur: kataklastisch bis porphyroklastisch. Innerhalb der stark deformierten, oft bis zu Mörtel zerriebenen Grundmasse schwimmen mm-grosse Gneispaketchen oder auch grössere, bereits makroskopisch erkennbare undeformierte Gneisbrocken, die dem Gestein gelegentlich ein konglomeratartiges Aussehen verleihen. In vielen Fällen sind durch die Deformation aphanitische Gesteine entstanden, die nur noch Quarzkörnchen und Serizitsträhnen erkennen lassen.

Stark undulöser Quarz bildet eckige Porphyroklasten und feinkörnigen Mörtel. Dieser wird von Quarzadern durchzogen, die aus nicht oder kaum undulös auslöschenden Quarzkörnern bestehen. Entsprechende, nach der Deformation gebildete Körner sind auch zu Nestern zusammengelagert. Häufig trifft man teilweise rekristallisierte Lagenquarze (SANDER 1912), welche die Feldspatkörner umschmiegen.

Der Plagioklas ist ein Albit (U-Tischbestimmungen: 3—6% An). Die Deformation erzeugte verbogene Zwillingslamellen und zerscherte Körner oder ein granuliertes feinkörniges Pflaster, in das grössere linsenförmige Porphyroklasten bis Porphyroblasten eingelagert sind. Man beobachtet unzersetzte Plagioklase, die mit Muskowitblättchen gefüllt sind, und auch Feldspäte, die randlich oder längs Adern in einen Serizitfilz umgewandelt sind, ähnlich wie dies SANDER (1912) aus dem Tauern W-Ende beschreibt und als Deformationsverglimmerung deutet.

Die Kalifeldspatkörner können eine Grösse von einigen mm erreichen. Sie zeigen Mikroklingitterung und liegen häufig als Perthite vor; gut verzwillingte, flammige Albitstreifen sind gleichmässig über die Mikroklin-körner verteilt. Das Mengenverhältnis zwischen den sich gegenseitig durchdringenden Komponenten ist in den verschiedenen Körnern ungefähr gleich, so dass diese Perthite vermutlich eine Entmischungsstruktur darstellen.

Die Muskowitlamellen sind meist stark verbogen. Der mengenmässige Anteil ist recht gering; er kann 10 Vol% erreichen.

Die spärlichen Nebengemengteile bestehen aus Pyritwürfelchen, Apatit- und Zirkonkörnchen. Als sekundäre Gemengteile führen vor allem die mylonitisierten Proben Karbonatäderchen und rotbraune Siderit-rhomboederchen, die von Hämatithäuten überzogen sind.

Schiefriger Muskowit- bis Serizit-Alkalifeldspatgneis

In der SW-Ecke des Gebiets wurde eine wenig ausgedehnte Zone schiefriger Muskowit- bis Serizit-Alkalifeldspatgneise auf der Karte aus-
geschieden. Es handelt sich um eine uneinheitliche Serie, die häufig von
Pegmatiten und Aplitgneisen durchsetzt ist. Die besprochenen Gneise
unterscheiden sich von den vorgehend beschriebenen Muskowit-Alkali-
feldspatgneisen durch ihre ausgesprochen schiefrige Textur, die es oft
kaum erlaubt, ein kompaktes Handstück zu schlagen. Sie können tur-
malinführend sein, und auf den Schichtflächen lassen sich häufig in Aus-
bleichung begriffene Biotit- und Chlorithäute erkennen. Die schiefrigen
Muskowit- bis Serizit-Alkalifeldspatgneise zeigen Ähnlichkeit in der Tex-
tur und kontinuierliche Übergänge zu den dünnlagigen bis flaserigen
Biotit-Andesingneisen, die an jener Stelle durchgehend baueritisiert sind.

Mineralbestand:

Hauptgemengteile:	Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Muskowit
Nebengemengteile:	Apatit, Magnetit, Magnetkies, Pyrit, Ilmenit
Übergemengteile:	Biotit, Granat
Sekundäre Gemengteile:	Karbonat, Chlorit, Hämatit

Es liegt ausgesprochene Paralleltextur vor. Kalifeldspat bildet
grössere Porphyroblasten, die Züge granulierter Plagioklaskörner ab-
schneiden und einschliessen oder von diesen umflossen werden. Er führt
perthitische Albitstreifen, die gut verzwillingt sind. Immer erkennt man
Mikroklingitterung und als Spuren der Deformation stark undulöse Aus-
löschung und Zerschering der Körner. Der Plagioklas ist ein Albit bis
Oligoklas (0—17% An). Er führt Quarztränen und ist im übrigen gleich
wie in den vorgehend beschriebenen Muskowit-Alkalifeldspatgneisen aus-
gebildet. Quarz bildet stark undulös auslöschende, gut in die Schiefe-
rungsfläche eingeregelt Flatschen, die um die Plagioklaskörner herum-
gebogen sein können. Muskowit ist immer mehr oder weniger wellig ver-
bogen. Neben klaren Schuppen treten auch solche auf, die randlich und
längs Spaltrissen Erz und trübe Substanzen führen und Übergänge in
nahezu ausgebleichten Biotit zeigen. Der Biotit ($n\gamma$ dunkel rotbraun,
 $n\alpha$ hellbraun) kann auch in Chlorit umgewandelt sein.

Unter den Akzessorien sind Apatit und Magnetit meistens vor-
handen. Seltener kommt Magnetkies, Hämatit, Ilmenit, Pyrit und Granat
vor. Sekundär treten auf: Hämatit als Zersetzungsprodukt der Erzmine-
ralien, und als Ausfüllung von Klüftchen Karbonat und Chlorit, der
kleinste Rosetten bildet, die parkettartig zusammengelagert sind (stahl-
blaue Interferenzfarben).

Chemismus und Entstehung der Muskowit-Alkalifeldspatgneise

Von den Muskowit-Alkalifeldspatgneisen mit gutausgebildetem Parallelgefüge wurde eine chemische Analyse ausgeführt (Gr. 1633, siehe Analysentabelle S. 453). Vergleichsweise sind nachfolgend auch die NIGGLI-Werte eines Muskowit-Alkalifeldspatgneises vom S. Bernardohügel, N Comano (HARRASSOWITZ 1926) wiedergegeben.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	T	t
Gr. 1633	600	53	9	5,5	32,5	0,47	0,53	20,5	15
S. Bernardo	462	51	12,5	4,5	32	0,24	0,25	19	14,5

Die Analyse des Muskowit-Alkalifeldspatgneises Gr. 1633 fällt in der Tetraederprojektion nach NIGGLI in den Tonerderaum, obwohl das Gestein im übrigen dem aplitgranitischen Magma (NIGGLI 1936) recht nahe kommt. Der Projektionspunkt für den Gneis von S. Bernardo liegt auf der Grenze Tonerderaum-Eruptivfeld.

Wir sind geneigt, die Muskowit-Alkalifeldspatgneise mit gutausgebildetem Parallelgefüge als ehemalige aplitische Intrusionen zu deuten, die während der Metamorphose vergneist wurden. Der für aplitgranitische Gesteine etwas hohe Tonerdeüberschuss ist möglicherweise eine Folge der Aufnahme von Tonerde aus den schiefrigen Paragneisen, in denen der analysierte Gneis steckt. Die Muskowit-Alkalifeldspatgneise mit gutausgebildetem Parallelgefüge sind konkordant in die übrigen Gneise eingelagert, doch können sie im Streichen unvermittelt aussetzen, was für ihren Ortho-Charakter spricht. Die Muskowit-Alkalifeldspatgneise mit stark kataklastischem Gefüge sind wohl auf die gleiche Weise entstanden, nur haben sie eine intensive tektonische Beanspruchung erlitten. Bei den schiefrigen Muskowit- bis Serizit-Alkalifeldspatgneisen handelt es sich um eine recht inhomogene Serie, die Lagen aplitischer bis pegmatitischer Gneise, ähnlich der ersterwähnten Kategorie, enthält. Die Intrusion dieser Aplite bis Pegmatite muss mit starken hydrothermal-pneumatolytischen Einwirkungen verbunden gewesen sein, welche die in der petrographischen Beschreibung erwähnten Ausbleichungserscheinungen an Biotit veranlasst haben.

POSTKRISTALLIN DEFORMIERTE GNEISE

Das Kristallin des Untersuchungsgebietes zeigt sehr häufig Spuren einer mehr oder weniger starken nachkristallinen Deformation. Fast in allen untersuchten Gesteinsproben beobachtet man verbogene Glimmer-

lamellen und undulös auslöschenden Quarz. Die Gneise des Sottoceneri sind nach ihrer Bildung mindestens zweimal einer tektonischen Beanspruchung, einer spätherzynischen und der alpinen, unterworfen worden, wie wir im Kapitel über das Alter des Kristallins und der Störungslinien ausführen werden. Diese Bewegungen haben zu einer starken mechanischen Deformation der Gesteine geführt. In den Arbeiten BÄCHLINS und SPICHERS finden sich über die Kataklastite und Mylonite ausführliche Beschreibungen, die auch für unser Gebiet Geltung haben. Mit der mechanischen Deformation der Gesteine war meist auch eine Zersetzung der Plagioklase und Ausbleichung des Biotits verbunden. In den nachfolgenden Ausführungen werden zuerst Serizitschiefergneise besprochen, die auf der Karte als beidseitig durch Bruchlinien begrenzte Zone W Bosco Luganese ausgeschieden wurden. Auch an andern Orten im Untersuchungsgebiet können auf den Mylonitzonen ähnliche Serizitgneise auftreten, die jedoch infolge ihrer geringen Mächtigkeit auf der Karte nicht dargestellt werden konnten. Anschliessend kommen wir auf die an die Serizitschiefergneise grenzenden Phyllonite zu sprechen, und zum Schluss sind vereinzelte Vorkommen von Myloniten erwähnt, wie sie auch anderwärts im Seengebirge vorkommen und bereits von BÄCHLIN und SPICHER beschrieben worden sind.

Serizitschiefergneise

Auf der W-Seite des Hügels von Bosco-Manno findet sich ein Zug stark zersetzter und verschieferter Gneise, die auf der Karte als Serizitschiefergneise ausgeschieden wurden. Im W sind sie von einer Phyllonitzone begrenzt. Die Serizitschiefergneise sind helle bröckelige Gesteine, die auf den Schieferungsflächen und auf Haarrissen von Hämatit durchadert sind. Es finden sich sowohl härtere Bänke als ausgesprochen schiefrige Partien, die sich schon von Hand zerbröckeln lassen. Im Felde hat man den Eindruck, dass verschiedene Gesteinstypen vorliegen, die alle in gleicher Weise deformiert und serizitisiert worden sind und dadurch ein gemeinsames Aussehen erhalten haben.

Der Hügel NW Bioggio, der die Kirche S. Ilario trägt, wird von diesen Serizitschiefergneisen gebildet. Ebenso finden sie sich E des Karbons von Manno.

Mineralbestand:

Hauptgemengteile:	Quarz, Albit, Serizit
Akzessorien:	Biotit, Apatit, Zirkon, Rutil, Magnetit, Pyrit
Sekundäre Gemengteile:	Karbonat, Hämatit

Im Mikroskop zeigen die Serizitschiefergneise ein stark kataklastisches Strukturbild ähnlich den kataklastischen Muskowit-Alkalifeldspatgneisen.

Quarz ist zu einem Mörtel deformiert, der gemeinsam mit den Serizitstrahlen die Albitporphyroblasten bis -porphyroklasten umfließt. Diese bestehen meist aus zwei nach dem Albitgesetz verzwillingten Hälften. Sie sind durchzogen von helizitischen Einschlussreihen, die gegenüber den das Korn umgebenden Glimmerzügen verdreht sind. Der Albit kann auch granuliert sein. Sein An-Gehalt bewegt sich zwischen 2% und 5%. Der farblose Glimmer scheint sekundär aus Biotit hervorgegangen zu sein. Gelegentlich finden sich noch vereinzelt rotbraune Biotitfetzen, die durch Übergänge mit Serizit verbunden sind. Überall sind die Serizitzüge von Hämatit begleitet, der sich an die Schuppen anlagert und längs Spaltrissen in diese eingelagert ist.

Akzessorisch treten auf: Apatitkörnchen, reichlich Zirkon, Rutilkörner und vereinzelt Magnetit, z. T. mit Pyriteinschlüssen. An sekundären Gemengteilen finden sich neben reichlich Hämatit auch Karbonatfetzen.

Wir nehmen an, dass es sich bei den Serizitschiefergneisen um ursprünglich biotitführende Paragneise oder Misch- bis Paragneise handelt, die im Zusammenhang mit der Kataklase eine durchgehende Serizitisierung erfahren haben. Dieser epithermalen Umwandlung verdanken möglicherweise auch die Albitporphyroblasten ihre Entstehung. Auf diese Vermutung wird man durch eine Dünnschliffbeobachtung an einem Serizitgneis aus einer Mylonitzone am NE Dorfrand von Vezio geführt: Dieser nur wenig verbreitete Serizitgneis führt neben Quarz, Muskowit und in Ausbleichung begriffenen Biotitlamellen frische Albitkörner (3—5% An), die unregelmässig begrenzte Inseln eines zersetzten Plagioklases von höherem An-Gehalt führen. Es scheint hier der für die umgebenden Misch- bis Paragneise typische Oligoklas bis Andesin bei der epithermalen Metamorphose im Zusammenhang mit der Mylonitisierung in Albit umgewandelt worden zu sein. Das frei gewordene CaO befindet sich jetzt in den zahlreichen Karbonatfetzchen, von denen die Plagioklaskörner durchsetzt sind.

In den schiefrigen Paragneisen und den kalifeldspatführenden feinflaserigen Biotit-Plagioklasgneisen treten an einigen Stellen weniger als ein m-mächtige, schiefrige, turmalinführende Serizitgneise auf, die hier kurz beschrieben werden sollen, da sie ihre Entstehung einem ähnlichen Serizitisierungsprozess verdanken. Die Vorkommen sind meist an Mylonitzonen gebunden und können selbst mylonitisiert sein. Inner-

halb der Serizithäute lassen sich noch diffus begrenzte Biotitblättchen erkennen. Die mikroskopisch untersuchten Proben stammen aus dem Bach N Pura auf Kote 430 m, aus einem Seitenbach der Runse N Beride (708,25/95,42) und aus dem Bach bei Purasca Inferiore (709,55/93,08).

U.d.M. bietet sich das normale Strukturbild der schiefrigen und der feinflaserigen Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneise mit kataklastischer Struktur. Quarz und Plagioklas sind wie in den genannten Gneisen ausgebildet. Plagioklas ist oft vollständig serizitisiert. Biotit zeigt nur noch lagenweise seinen ursprünglichen Pleochroismus ($n\gamma$ rotbraun, $n\alpha$ blassbräunlich). Zum grössten Teil ist er vollständig ausgebleicht und in Muskowit umgewandelt. Trübe Substanz längs den Spaltrissen, eingelagerte Rutilnadeln und die Übergänge in spärliche Biotitreste deuten noch auf dessen Herkunft aus Biotit hin. Untergeordnet kommen auch frische, wohl schon primär vorhandene Muskowitlamellen vor. Die olivgrünen Turmalinstengel liegen in der Schieferungsebene, teilweise in Knoten angereichert. Akzessorisch treten auf: Granat, Apatit, Zirkon, Titanit, Magnetit, Ilmenit als Körnchen und Stäbchen zwischen den Muskowitlamellen, Pyrit und Calcitadern.

Die Verknüpfung mit Mylonitzonen, die Ausbleichung des Biotits und die zahlreichen Calcitäderchen deuten auch hier wieder darauf hin, dass das Gestein sekundäre Einflüsse erlitten hat. Auch die Bildung von Turmalin, der sonst in den Paragneisen und den Misch- bis Paragneisen selten ist, weist auf hydrothermal-pneumatolytische Zufuhr, welche von den Mylonitzonen ausgegangen sein dürfte.

Phyllonite

Am E-Rand des Untersuchungsgebiets wurde eine bis mehrere 100 m mächtige Phyllonitzone auf der Karte ausgeschieden. Es handelt sich um Gesteine, die an der Caslano-Taverne-Störung (siehe tektonischer Teil) eine intensive tektonische Überarbeitung erfahren haben. Sie zeigen deshalb schiefrige Textur, und die Mineralkomponenten lassen sich infolge der Kataklyse nicht mehr von blossen Auge erkennen. Ihre Farbe wechselt von weiss, gelbbraunlich bis zu dunkelgrau, je nach dem Grad der tektonischen Beanspruchung und der limonitischen Zersetzung der Erzminerale. Es wurde für diese Gesteine der Ausdruck Phyllonit gewählt (SANDER 1911, S. 301); sie sind weniger intensiv deformiert worden als die Mylonite.

U.d.M. erkennt man ein stark kataklastisches Strukturbild. Häufig sind die Gemengteile zerrieben, und in dem Gereibsel schwimmen linsenförmige Quarz- und Plagioklas-Porphyrklasten und verbogene Musko-

witlamellen. Die s-Fläche ist in diesen Typen durch Scherflächen gut markiert. Die weniger deformierten Proben besitzen eine mikroflaserige Struktur: Die ovalen Plagioklasporphyroklasten werden von Lagenquarzen (SANDER 1912), zerriebenem Biotit und Serizitsträhnen umflossen. Zum Teil, vor allem bei den quarzreichen Typen, hat die mechanische Beanspruchung auch mehr zu einer Brekziierung des Gesteins geführt. Das Strukturbild zeigt in diesen Fällen Ähnlichkeit mit den kataklastischen Muskowit-Alkalifeldspatgneisen: Mitten in einem Gekröse aus stark zerriebenen Gemengteilen treten wenig deformierte Gneispakete auf.

Der Mineralbestand setzt sich, soweit er sich bei der intensiven Kataklyse überhaupt identifizieren lässt, aus den gleichen Komponenten wie die Giumello-Gneise und die schiefrigen Paragneise, aus denen die Phyllonite hervorgegangen sind, zusammen: Quarz ist meist als plastisch verformter Lagenquarz ausgebildet. Man trifft auch Adern, die aus nicht undulös auslöschenden Quarzkörnern bestehen und somit erst nach der Deformation gebildet wurden. Der Plagioklas, ein Albit bis intermediärer Oligoklas, ist meist stark zersetzt und zeigt nur selten Zwillingslamellen. Biotit wurde fast überall zu feinsten Schuppen zerrieben. Selten können undeutlich begrenzte, rotbraune Individuen, die von Rutilnadeln durchsetzt sind, beobachtet werden. Muskowit tritt als stark verbogene Lamellen und als strahlige Aggregate in derselben Ausbildung wie in den Serizitschiefergneisen auf; Erzkörnchen umlagern die Lamellen und durchsetzen sie entlang den Spaltrissen. In den stark ausgewalzten Proben beobachtet man Schlieren eines Serizitfilzes, der wohl aus Plagioklas hervorgegangen ist. Unter den Akzessorien ist Apatit ein nie fehlender Gemengteil. Gelegentlich besitzt er einen phantomartigen violettlichen Kern. Auch Zirkon ist ein häufiger Nebengemengteil. Karbonat kann einen beträchtlichen Anteil des Gesteins erreichen; es kommt meist wie auch der Hämatitstaub auf Adern vor. Ebenso beobachtet man: Magnetit, Turmalin, blaugrünlichen Zoisit und ein Zeolithmineral, das in feinsten Haarrissen auftritt.

Bei den Phylloniten der Zone Luchina-Viga-Cassina-Caslano handelt es sich um Giumello-Gneise und schiefrige Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneise, die einer intensiven Mylonitisierung unterworfen waren. Die Phyllonitzone besitzt keine scharfe Grenze gegen die im W anschließenden Gneise. Es lassen sich auch innerhalb der Zone weniger stark mylonitisierte Partien beobachten, die noch den Charakter der Paragneise erkennen lassen. Zum Beispiel können in der Fortsetzung der Hornfelsgneiszone in den Giumello-Gneisen SE Cademario auch im Be-

reich der Phyllonitzone noch hornfelsartige Gneisbänke festgestellt werden. Gegen E zu wird die Kataklyse immer stärker, und das Ursprungsgestein ist nicht mehr erkennbar. Doch lassen gewisse Analogien zu den kataklastischen Muskowit-Alkalifeldspatgneisen in einigen Dünnschliffen vermuten, dass auch sie mylonitisiert wurden und an der Bildung der Phyllonite ebenfalls beteiligt sind.

Mylonite

Das Kristallin des Untersuchungsgebietes hat an den tektonischen Störungslinien eine intensive Mylonitisierung erlitten. Der Verlauf der wichtigsten Mylonitzonen ist im tektonischen Teil geschildert. Es lassen sich alle Grade der Deformation vom frischen Gestein über deformierte und zersetzte Gneise bis zu den eigentlichen meist dunkelgrauen bis schwarzen Myloniten feststellen. Die Mylonite haben eine ausgesprochene Schiefertextur, die es meist kaum erlaubt, ein Handstück zu gewinnen. Ihre dunkle Farbe verdanken sie dem extrem feinen Verteilungsgrad der Komponenten und dem Gehalt an Erzminerale. KOENIGSBERGER (1926, 1928) beschreibt einige Mylonitvorkommen auf Grund ihrer schwarzen Farbe und ihres tonig-schiefrigen Charakters als graphitische Tonschiefer und Tone und stellt sie ins Karbon. RÜGER (1930) hat diese Ansicht bereits widerlegt, da sich die Mylonite im Dünnschliff als deformierte Gneise erweisen und man häufig kontinuierliche Übergänge von den Myloniten in die Gneise beobachten kann.

U. d. M. lässt sich an den schwach deformierten Gneisen feststellen, dass mit beginnender Kataklyse auch die Zersetzung der Plagioklase und die Ausbleichung des Biotits eingeleitet wird. Die Plagioklase sind so stark getrübt, dass sich die Zwillingslamellen kaum mehr erkennen lassen, oder sie sind vollständig in farblosen Glimmer umgewandelt. Biotit ist unter Ausscheidung kleinster Erzkörnchen in Muskowit und einen blass grünlichen (lavendelblaue Interferenzfarben) oder farblosen Chlorit (graue Interferenzfarben) umgewandelt. Auf Rissen bildet sich Karbonat. Bei zunehmender Deformation sind die Gneise zuerst lagenweise zu einem Gereibsel ausgewalzt, in dem sich noch eckige, stark undulös auslöschende Quarztrümmer erkennen lassen. Die meisten Mylonitzonen sind von Quarz- und Karbonatadern durchsetzt, und es treten auf ihnen Vererzungen auf, die wir in einem späteren Kapitel behandeln werden. Im Dünnschliff sind diese Quarz-Karbonatadern dadurch charakterisiert, dass sie aus undeformierten Körnern bestehen. Die bis mehrere mm-grossen Karbonatkristalle sind pflockartig senkrecht zu den Rändern der Adern angeordnet. Es handelt sich meist um Calcit.

Auf einer Mylonitzone wenig E vom Sattel von Lisone oberhalb Cademario (712,03/97,9 und 712,07/98,2) tritt als Nester in einer Karbonatmasse, die sich erst in warmer HCl auflösen lässt, ein malachitgrünes Glimmermineral auf. Im Dünnschliff ist diese grüne Färbung kaum mehr sichtbar, und die Doppelbrechung ist gleich gross wie bei Muskowit; es dürfte sich um Fuchsit handeln. Auch weiter N, am E-Hang des Cervello, findet man das gleiche Glimmermineral auf Mylonitzonen, die in der Fortsetzung der erwähnten liegen (712,3/99,4 und 712,3/99,18). Gangmylonite mit relativ scharfer Begrenzung gegen das unveränderte Nebengestein, wie sie BÄCHLIN und SPICHER beschreiben, wurden lediglich in der Gegend NW Agno angetroffen. Es sind schwarze, makroskopisch vollkommen dicht erscheinende bröckelige Gesteine. U. d. M. lassen sich in einer braunen Grundmasse, die sich auch bei stärkster Vergrößerung nicht mehr auflösen lässt, noch kleine Bruchstücke undulösen Quarzes und serizitisierten Plagioklases erkennen. Verschiedentlich, z. B. an einer Stelle NW Castelrotto (708,12/94,7) und im Bach S Firinescio auf Kote 1150 m wurden auf Mylonitzonen dm-mächtige Chloritmassen angetroffen. Es handelt sich vermutlich um einen gelblich-grünen Ripidolith ($1,6 < n_{\gamma} < 1,63$). Beim Vorkommen S Firinescio kommen auch Pyrit und Prehnit vor.

HYDROTHERMALE BILDUNGEN

Die Biotit-Andesingneise am S-Hang des Mte. Rochetta S Ponte haben eine regionale Karbonatisierung und Serizitisierung erlitten. Sie zeigen noch die normale körnige bis flaserige Textur, lassen aber meist keine Biotitlamellen erkennen. Das Gestein ist weiss bis grau und lässt bereits im Handstück seinen zersetzten Zustand erkennen. Die Dünnschliffuntersuchungen lassen vermuten, dass diese Umwandlungserscheinungen im Zusammenhang mit der Intrusion des Quarzdioritstocks N Ponte Tresa stehen (vgl. Kapitel über basische Gänge). Die Grenze zwischen dem Quarzdiorit und den Gneisen ist unscharf. Mikropegmatitische Quarz-Feldspatdurchwachsungen, wie sie für das Ganggestein charakteristisch sind, treten auch im zersetzten Nebengestein auf. Dieses zeigt vollständig in Serizit und Karbonat umgewandelte Plagioklase. Einige Proben vom W-Rand des Quarzdioritstocks führen auch unzersetzten Biotit, der im Handstück als dunkelgrau-violette Häute ausgebildet ist. Die einzelnen Biotitschüppchen sind von blossem Auge kaum mehr erkennbar. U. d. M. zeigen die 0,05—01

mm-grossen Biotitschüppchen rotbraune ($n\gamma$) bis blassbraune ($n\alpha$) Farbtöne. Andere Proben aus der unmittelbaren Nachbarschaft des Quarzdioritkontakts führen, ebenfalls lagenweise angereichert, ein Quarzpflaster gleicher Grössenordnung wie die Biotitschüppchen und nicht undulöser Auslöschung. Aus diesen Beobachtungen kann vermutet werden, dass diese Gneise eine Granulierung und nachträgliche Rekristallisation durchgemacht haben.

Auf der Caslano-Taverne-Störung treten an verschiedenen Stellen Aragonit-Calcit-Tuffe auf, die wir auf der Karte ausgeschieden haben. Der Aragonit bildet feinfaserige Aggregate; er kann weiss sein oder, vermutlich durch einen gewissen Fe-Gehalt, braun verfärbt sein, wobei sich die braunen und weissen Farbtöne wie Jahresringe ablösen. Innerhalb der feinfaserigen, dm-mächtigen Aragonitbänke trifft man rosettenartige Einschlüsse von Calcit. Wo diese strahligen Aggregate von grobspätigem Kalkspat zusammenstossen, bleiben kleine Zwickel von Aragonitsubstanz übrig; man erhält dadurch den Eindruck, dass sich der Calcit nachträglich durch von einzelnen Zentren ausgehende Umkristallisation aus Aragonit gebildet hat. Diese Aragonit-Calcit-Vorkommen haben subrezentenes Alter. Sie treten als konkordant mit dem Hang fallende Bänke auf, an deren Ober- und Unterseite der Gehängeschutt durch das Karbonat zu einer Brekzie verkittet worden ist. Es handelt sich vermutlich um die Absätze von Thermalwässern, die auf der Caslano-Taverne-Störung emporgedrungen sind.

ERZVORKOMMEN

Längs den Mylonitzonen des Malcantone kann fast immer eine gewisse Vererzung beobachtet werden. Meist handelt es sich um kleinste Pyritwürfelchen, die ausnahmsweise bis 1 cm Kantenlänge erreichen können. Es kommen aber auch grössere Erzgänge vor, die im 19. Jahrhundert infolge ihres Goldgehalts abgebaut wurden. I. SCHNEIDERFRANKEN (1943) berichtet ausführlich über diesen Bergbau, der kaum grossen Gewinn abgeworfen haben dürfte. Auch in neuerer Zeit ist eine „S. A. Miniere di Costano“ bergbaulich tätig: Der ein bis mehrere m-mächtige erzführende Quarzgang, der abgebaut wird, befindet sich in der Gegend S Astano, bei La Costa. J. DU BOIS (1931) hat dieses Vorkommen eingehend beschrieben. Es führt vorwiegend Pyrit und Arsenkies, die Spuren gediegenen Goldes enthalten, neben Zinkblende, Bleiglanz und Magnetkies. Die übrigen Erzvorkommen des Malcantone, auf denen im letzten

Jahrhundert Stollen errichtet wurden, sind bereits in den Arbeiten von KELTSERBORN (1923) und BURFORD (1933) erwähnt. Diese Stollen sind heute meist infolge Einsturzes oder Auffüllung mit Wasser nicht mehr zugänglich. Nach H. FEHLMANN (1919) wurden sie teilweise durch das Eidgenössische Bergbaubureau zur Entnahme von Proben wieder gangbar gemacht. In einigen Stollen im Gebiet zwischen Novaggio-Migliaglia-Aranno wurden bis 30 cm-mächtige Arsenkies, Pyrit, Zinkblende, Bleiglanz, Eisenspat führende Adern angetroffen, während in andern Stollen keine nennenswerte Erzführung vorhanden ist. HUTTENLOCHER (1934, p. 105) gibt eine erzmikroskopische Beschreibung der Erze des Ganges „Baglioni“ SE Migliaglia, der aus Quarz, Calcit, Arsenkies, Pyrit, Wismutglanz, Fahlerz, Zinkblende, Bleiglanz, Pyrargyrit besteht. Während des zweiten Weltkriegs wurden die alten Stollen NNW Aranno (710,7/97,65) bergwirtschaftlich untersucht (H. FEHLMANN 1947). Proben des Baryt und Zinkblende führenden Erzganges lassen sich auf der Abraumhalde sammeln. Weitere, bis jetzt nicht abgebaute Erzvorkommen befinden sich vor allem im Gebiet der Alpe Firinescio und am SW-Hang des Monte Mondini. Ein N 15° W streichender und einige dm-mächtiger, Pyrit führender Quarz-Calcitgang kann 100 m E Alpe Firinescio auf eine Länge von 200 m verfolgt werden. Das gleiche Streichen besitzt auch der erzführende Quarzgang am Torri S-Hang, in welchen während des Eisenbergbaus in den Jahren 1823—1827 eine Anzahl bis gegen 20 m langer Stollen vorgetrieben wurden, die heute noch sichtbar sind.

Diese Vererzungen dürften mit der Alpenfaltung im Zusammenhang stehen (M. REINHARD 1934), da sie an die Mylonitzonen gebunden sind, für die wir mehrheitlich alpines Alter annehmen. Die herzynische Störung von Caslano-Taverne (siehe geologisch-tektonischer Teil) zeigt keine Vererzungen. Die Erzzufuhr muss in verschiedenen Phasen erfolgt sein; die Erzader von La Costa S Astano wird gegen E von der Mugena-Pazzo-Lisora Störung abgeschnitten, die stellenweise ebenfalls vererzt ist. Auch HUTTENLOCHER (1934) nimmt für die Erzvorkommen des Malcantone alpines Alter an.

GANGGESTEINE

Im Grundgebirge des Sottoceneri treten meistens schwarmweise Gänge auf, welche die herzynisch gefalteten Gneiszone diskordant durchschlagen. Im Malcantone, wo sie verhältnismässig verbreitet sind, wurden die Ganggesteine bereits durch M. REINHARD und J. BURFORD

aufgesammelt und das Material von P. BEARTH (1932) einer eingehenden petrographischen Untersuchung unterworfen. Dieser Autor unterscheidet eine ältere Gruppe von Diabasen und Diabasporphyriten, die wohl mit dem permischen Vulkanismus des Luganer Gebiets in Zusammenhang zu bringen sind und eine jüngere Gruppe vorwiegend aplitischer und lamprophyrischer Gesteine, die vermutlich nach der alpinen Orogenese gebildet wurden, da sie zum Teil undeformiert in Mylonitzonen stecken. Im Verlauf unsrer Untersuchungen im Felde wurden noch einige neue Vorkommen meist innerhalb der bereits bekannten Gangschwärme (siehe Fig. 1 in P. BEARTH 1932) angetroffen. Im südlichsten Anstehenden am Monte Rochetta N Ponte Tresa ist ein rund 200 m grosses, stockartiges Vorkommen eines quarzführenden Hornblende-Biotit-Diorits aufgeschlossen. Es wird von einigen jüngeren basischen Gängen durchsetzt und enthält Adern und diffus begrenzte Einschlüsse eines rötlichen Gesteins, das im Dünnschliff die eutektischen Strukturen des Luganeser Granophyrs zeigt. Das Vorkommen ist bereits bei BEARTH als Dioritporphyritgang beschrieben und in Fig. 2 abgebildet. Die Ganggesteine sind von uns nicht näher untersucht worden. Einige Vorkommen sind bereits von KELTERBORN aufgefunden und beschrieben worden. Eine sehr reichhaltige Sammlung von Proben sämtlicher Gangvorkommen des Sottoceneri befindet sich im Mineralogischen Institut der Universität Basel. Prof. Reinhard beabsichtigt, das Material gesamthaft bearbeiten zu lassen.

ZUSAMMENFASSUNG

ÜBER DEN CHEMISMUS DER UNTERSUCHTEN GESTEINE

Aus dem Altkristallin des Sottoceneri sind bis jetzt 5 Gesteinsanalysen publiziert worden. BÄCHLIN führt die Analysen eines Biotithornfelsgneises und eines Ceneri-Gneises an, und SPICHER hat einen flaserigen Biotitgneis und einen dünnflaserigen Zweiglimmergneis analysiert. Die Analyse eines Muskowit-Alkalifeldspatgneises vom S. Bernardohügel N Lugano findet sich bei HARRASSOWITZ (1926). Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden 1947/48 11 weitere Gesteinsanalysen ausgeführt, die sich auf folgende Gruppen verteilen:

Amphibolite	1
Paragneise	2
Misch- bis Paragneise	2
Ortho- bis Mischgneise	6

Probe	Gr. 1242	Gr. 578	Gr. 1224	Gr. 1596	Ita. 41	Gr. 159	Gr. 957
SiO ₂	42,45	60,57	58,28	64,95	63,80	66,32	63,81
Al ₂ O ₃	16,51	19,23	21,38	16,07	15,94	17,43	17,02
Fe ₂ O ₃	0,88	1,62	1,40	0,54	0,71	0,75	0,47
FeO	14,18	5,36	6,28	4,48	5,41	3,37	4,85
MnO	0,06	0,10	0,06	0,08	0,11	0,08	0,06
MgO	8,21	2,57	3,32	2,45	2,64	0,89	1,46
CaO	8,22	2,09	0,91	1,92	2,93	4,38	3,54
Na ₂ O	1,00	2,24	0,68	2,42	2,25	2,86	3,26
K ₂ O	0,94	2,91	4,05	3,32	3,13	2,73	2,92
TiO ₂	2,85	1,16	1,37	1,28	1,27	0,55	0,99
P ₂ O ₅	0,27	0,19	0,06	0,20	0,21	0,24	0,27
H ₂ O ⁺	3,64	2,16	2,11	2,12	1,93	0,73	1,09
H ₂ O ⁻	0,21	0,17	0,16	0,01	0,16	0,10	0,17
S	0,11	0,66	—	—	—	—	—
F	0,15	—	—	—	—	—	—
(O für S, F)	-0,11	-0,33	—	—	—	—	—
Summe	99,57	100,70	100,06	99,84	100,49	100,43	99,91
Analyt.:	VOEGTLI	VOEGTLI	VOEGTLI	GRAETER	VOEGTLI	GRAETER	VOEGTLI
Spez. Gew.	3,07	2,94	2,94	2,76	2,79	2,70	2,74
	Gr. 1242	Gr. 578	Gr. 1224	Gr. 1596	Ita. 41	Gr. 159	Gr. 957
si	94,5	222,5	207	273	248	274	251
al	21,5	41,5	45	40	36,5	42,5	39,5
fm	55,5	35,5	40	33	35	19,5	26
c	19,5	8	3,5	8,5	12,5	19,5	15
alk	3,5	15	11,5	18,5	16	18,5	19,5
k	0,38	0,46	0,80	0,48	0,48	0,39	0,37
mg	0,49	0,40	0,44	0,46	0,43	0,28	0,33
ti	4,8	3,2	3,7	4,0	3,7	1,7	2,9
p	0,25	0,3	0,1	0,35	0,35	0,4	0,45
T = al - alk	18	26,5	33,5	21,5	20,5	24	20
t = al - (c + alk)	-1,5	18,5	30	13	8	4,5	5
c/fm	0,35	0,23	0,09	0,26	0,36	1	0,58
Q	26,5	48,1	48,8	51,7	49,8	52,6	48,2
L	33,5	28,5	21,4	31,0	32,1	37,9	40,1
M	37,3	7,0	4,2	6,7	9,8	4,6	8,5
Sp + Hz	—	15,2	24,5	9,3	6,9	4,0	1,9
Ru	2,1	0,8	1,0	0,9	0,9	0,4	0,7
Cp	0,6	0,4	0,1	0,4	0,5	0,5	0,6
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
π	0,72	0,20	0,12	0,17	0,25	0,33	0,29
γ	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
mg'	0,50	0,00	0,00	0,09	0,23	0,00	0,26

π	0,20	0,37	0,32	0,07	0,06	0,66	0,49
γ	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,18	0,21
mg'	0,26	0,43	0,38	0,00	0,26	0,44	0,87

Analysierte Gesteine:

Amphibolite:

Gr. 1242 Plagioklasamphibolit. Kote 1005 m S Alpe Magino (Koord. 710,15/100,27).

Paragneise:

Gr. 578 Schieferiger Zweiglimmer-Plagioklasgneis. Firinesciobach auf Kote 850 m, oberes Malcantone (711,32/101,07).

Gr. 1224 Sillimanit-Hornfelsgneis. Magliasina, Kote 430 m (710,05/96).

Misch- bis Paragneise:

Gr. 1596 Massiger Ceneri-Gneis. „Polenstrasse“ NW oberhalb Cademario (712,66/99,3).

Ita. 41 Feinlagige Randfazies des Ceneri-Gneises. Gipfel des Monte Borgna, E-Hang des Lago Maggiore (Italien) (700,55/102,9).

Ortho- bis Mischgneise:

Gr. 159 Körniger, kalifeldspatführender Biotit-Andesingneis. Steinbruch 450 m W Curio, N-Fuss Mte. Mondini (709,91/95,47).

Gr. 957 Flaseriger, kalifeldspatführender Biotit-Andesingneis. Lisora, Kote 303 m (707,55/94,6).

Gr. 1778 Granitisch-körnige Varietät des kalifeldspatführenden Biotit-Andesingneises. Felsköpfe im Wald oberhalb Banco (709,1/96,76).

Gr. 1120 Körniger, Hornblende und Kalifeldspat führender Biotit-Andesingneis. Magliasina beim Molino d'Aranno, Kote 570 m (710,5/97,48).

Gr. 1312 Hornfelsgneisscholle in Hornblende und Kalifeldspat führendem Biotit-Andesingneis. Tobel der Magliasina W unterhalb Aranno, 200 m unterhalb Gr. 1120, linkes Ufer gegenüber des „Castello“ (710,45/97,3).

Gr. 1633 Muskowit-Alkalifeldspatgneis mit gutausgebildetem Parallelgefüge. S Muggena, Kote 765 m im Bächlein W unterhalb „Bugiaco“ (712,53/100,03).

Analysierte Minerale:

Biotit aus dem körnigen, kalifeldspatführenden Biotit-Andesingneis Gr. 159.

Auswertung der Analyse und optische Daten des Biotits siehe S. 413/14.

Hornblende aus dem körnigen, Hornblende und Kalifeldspat führenden Biotit-Andesingneis Gr. 1120. Auswertung und optische Daten siehe S. 418/19.

Hornblende aus grobmassigem, dunkelgraugrünem Hornblendefels, Val Mara (719,7/108) S Isona, Sammlung SPICHER Nr. 10 (beschrieben in SPICHER 1940, S. 71). Die optischen Daten wurden durch Dr. O. Grütter und T. Mikkola bestimmt:

Brechungsexponenten (für Na-Licht):

n_{α} farblos	$1,640 \pm 0,002$
n_{β} hellgrünlich	$1,646 \pm 0,001$
n_{γ} hellgrünlich	$1,655 \pm 0,001$

Doppelbrechung (BEREK-Kompensator): $n\gamma - n\alpha = 0,013 - 0,014$

Achsenwinkel: $+2 V = 80 - 82^\circ$.

Auslöschungswinkel: $n\gamma : c = 20 - 22^\circ$.

Das spezifische Gewicht des analysierten Pulvers bewegte sich zwischen 3,08 und 3,14 (Schwerpunkt 3,11).

Modaler Mineralbestand der analysierten Proben in Vol%,
am Integrationstisch bestimmt:

	Plag.	(An)	Kalif.	Qu.	Musk.	Biot.	Hornbl.	Erz	Akzess.	Farb- zahl
Gr. 1242	23 ¹⁾	(52)	—	7	—	18½ ²⁾	47	3	1½	70
Gr. 578	41½	(23)	—	21½	1½	32	—	1½	2	35½
Gr. 1224	—	—	—	20	10	36½	—	½	33 ³⁾	70
Gr. 1596	32	(23)	—	36½	10	20½	—	—	1	21½
Ita. 41	19½	—	—	36	5½	36	—	—	3	39
Gr. 159	45	(41)	4	36½	—	14	—	—	½	14½
Gr. 957	63½	(30)	6	17½	—	12½	—	—	½	13
Gr. 1778	42½	(26)	7½	27	2 ⁴⁾	20 ²⁾	—	—	1	21
Gr. 1120	44	(38)	6	30	—	15½	4	—	½	20
Gr. 1312	57½	(39)	2½	—	—	37½	—	1½	1	40
Gr. 1633	20	(09)	17	52½	10½	—	—	—	—	0

¹⁾ teilweise saussuritisiert, ²⁾ und Chlorit, ³⁾ Sillimanitfilz, ⁴⁾ Serizitnester.

links oberhalb der DE-Linie befinden, wo sie 2 Gruppen bilden. Die näher an der QL-Seite liegende, kleinere Gruppe umfasst die Muskowit-Alkalifeldspatgneise. Die Hauptgruppe bildet ein der Linie $Q = 50$ folgendes horizontales Band, dem die Paragneise, Misch- bis Paragneise und die übrigen Misch- bis Orthogneise angehören. Es ist gut zu erkennen, dass bei annähernd gleich bleibendem Quarzgehalt der prozentuale Anteil an Feldspat von den Paragneisen über die Ceneri-Gneise bis zu den kalifeldspatführenden Biotit-Andesingneisen zunimmt. Es besteht somit ein kontinuierlicher Übergang von den Paragneisen zu den Misch- bis Orthogneisen, was auf die zunehmende Feldspatisierung während der Metamorphose zurückzuführen ist. Ausserdem fällt auf, dass nur einige wenige Projektionspunkte von Ortho- bis Mischgneisen in das Feld der pazifischen Eruptivgesteine hineinfallen. Das Gros der Projektionspunkte fällt in den Bereich sandig-toniger Sedimente.

Im Or-Ab-An-Diagramm fallen die Projektionspunkte der verschiedenen Gesteinskategorien nicht in getrennte Felder. Man trifft Paragneispunkte, die mit Ortho- bis Mischgneispunkten nahezu zusammenfallen. In Fig. 15 sind die Projektionspunkte von Biotit und Hornblende

mit dem Muttergestein durch eine gestrichelte Linie verbunden. Auf der Ab-An-Geraden wurde der aus dem Dünnschliff ermittelte An-Gehalt der Plagioklase eingetragen und durch eine ausgezogene Gerade mit dem Projektionspunkt des entsprechenden Gesteins verbunden. Es zeigt sich, dass mit steigendem normativem An-Gehalt auch der modale An-Gehalt in entsprechendem Masse zunimmt. Es fällt auf, dass der modale An-Gehalt häufig 21 bis 31% beträgt. Die Verbindungsgeraden zwischen Plagioklas und Muttergestein zielen gegen den Biotitpunkt hin, da die

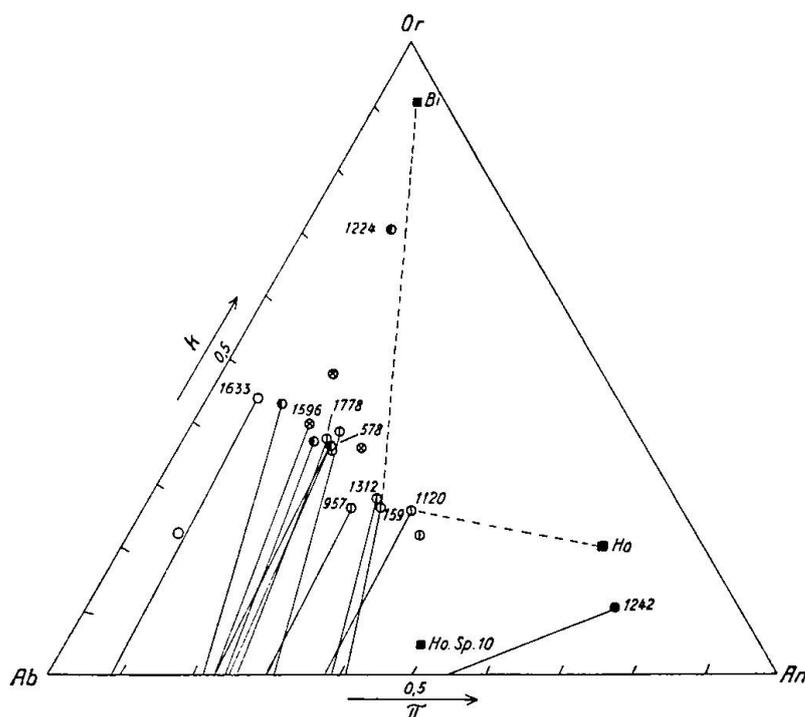


Fig. 15. Or-Ab-An-Dreieck ($k : \pi$ -Diagramm) der Gesteins- und Mineralanalysen aus dem Grundgebirge des Sottoceneri. Die Signaturen sind in Fig. 14 (QLM-Dreieck) erläutert. Auf der Dreiecksseite Ab-An wurde der durchschnittliche modale An-Gehalt der Plagioklase eingetragen und mit dem entsprechenden Gestein durch eine ausgezogene Gerade verbunden.

Gesteine in der linken Hälfte des Diagramms, abgesehen von Quarz, zur Hauptsache aus Biotit und Plagioklas bestehen. Wo Hornblende auftritt, wie beim hornblendeführenden Biotit-Andesingneis Gr. 1120, ist der modale An-Gehalt der Plagioklase kleiner als der normative.

Für die diskutierten Gesteine ist der grosse Tonerdeüberschuss charakteristisch. Der Wert $t = al - (c + alk)$ nimmt nur in einem Fall, beim

Plagioklasamphibolit Gr. 1242 einen negativen Wert an. In Fig. 16 ist der Tonerdeüberschuss $T = al - alk$ als Funktion von c aufgetragen. Für die meisten Gesteine ist $T > c$, so dass die Projektionspunkte in den Raum oberhalb der gestrichelten Diagonale $T = c$ fallen. Die Muskowit-Alkalifeldspatgneise sind durch niederes c bei stark schwankendem T gekennzeichnet. Einen bedeutenden Tonerdeüberschuss zeigen erwartungsgemäss der Sillimanit-Hornfelsgneis Gr. 1224 und der glimmerreiche schiefrige Zweiglimmer-Plagioklasgneis Gr. 578. Die Misch- bis

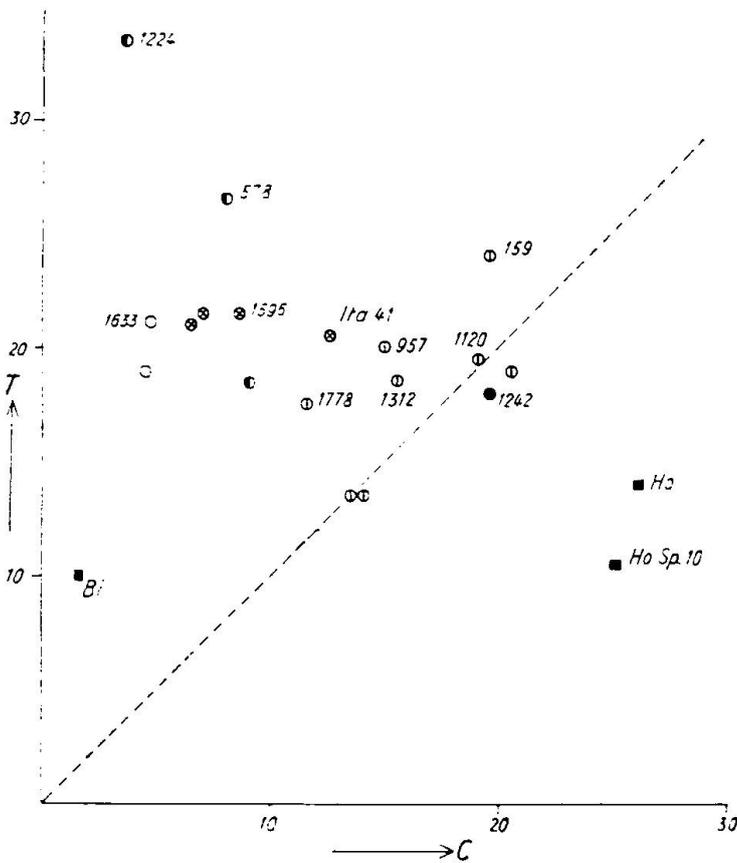


Fig. 16. $T (= al - alk) : c$ -Diagramm der Gesteins- und Mineralanalysen aus dem Grundgebirge des Sottoceneri. Die Signaturen sind in Fig. 14 (QLM-Dreieck) erläutert.

Paragneise haben alle einen etwas über 20 liegenden T -Wert. Die Projektionspunkte der Ortho- bis Mischgneise erstrecken sich über ein grösseres Feld, das auch in den Raum unter der gestrichelten Linie $T = c$ reicht, der für Eruptivgesteine charakteristisch ist.

Im mg-k Diagramm (Fig. 17) kann man wiederum feststellen, dass die Projektionspunkte der Paragneise und der Misch- bis Orthogneise das gleiche Streufeld besetzen.

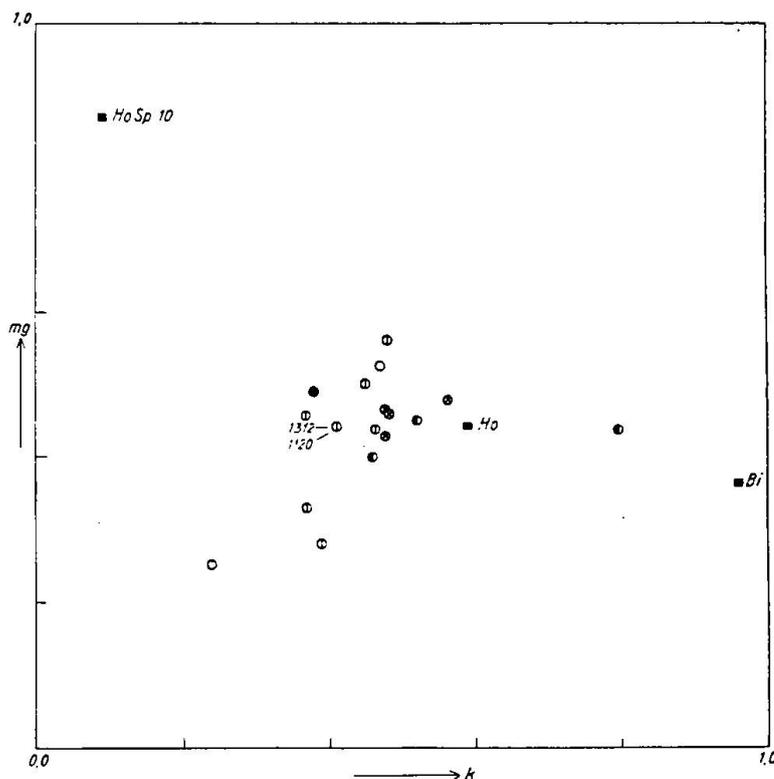


Fig. 17. mg:k-Diagramm der Gesteins- und Mineralanalysen aus dem Grundgebirge des Sottoceneri. Die Signaturen sind in Fig. 14 (QLM-Dreieck) erläutert.

Sedimentgesteine und permische Vulkanite

KARBONVORKOMMEN

Am E Rand des Untersuchungsgebietes sind drei Vorkommen von Karbon-Konglomeraten und Sandsteinen ins Kristallin eingeschuppt. Sie sind an die herzynische Caslano-Taverne-Störung gebunden, die wir im Kapitel über die Tektonik des Malcantone besprechen werden. Das eine der Vorkommen — bei Manno — wurde bereits von zahlreichen Autoren besprochen, während die beiden andern bei Viga und Caslano im Verlauf unsrer Untersuchungen aufgefunden wurden.

Karbon von Manno:

Unweit Manno befindet sich eine etwa 700 m lange und bis 200 m breite Karbonschuppe, die bereits 1869 von NEGRI und SPREAFICO erwähnt wurde und seither in zahlreichen Arbeiten beschrieben worden ist. Es handelt sich vorwiegend um Konglomerate mit untergeordneten Sandsteinbänken und seltenen Tonschieferlagen, die gut aufgeschlossen sind in zwei während dem Bau der Gotthardbahn (1872—1882) angelegten Steinbrüchen. Aus den Pflanzenresten (vorwiegend Steinkerne), die in diesen Steinbrüchen gefunden werden, bestimmte O. HEER (1876) 3 Arten. Später führt F. SORDELLI (1896) 13 Arten an (zitiert bei TARAMELLI (1880), p. 175) und stellt das Vorkommen ins untere Stephanien. In neuerer Zeit weist S. VENZO (1947) darauf hin, dass die von SORDELLI bestimmten Arten mehr auf oberes Westphalien hinweisen, und dass einzig *Calamites gigas* nur im Stephanien vorkommt. Prof. W. J. JONGMANS, der die Fundstelle 1950 besuchte und Grabungen ausführen liess, reiht, wie er uns freundlicherweise mitteilte, das Vorkommen ins Westfal C Niveau ein. Eine Skizze und ein Profil durch die Steinbrüche von Manno gab L. WEHRLI (1925). Es handelt sich um eine Deltabildung oder um Flusschotter. Ob die Sedimente verkehrt oder normal gelagert sind, kann aus dem Profil in den Steinbrüchen nicht entschieden werden. Unter den Komponenten der Konglomerate finden sich durchwegs solche, die aus der weiteren Umgebung des Vorkommens stammen könnten: mehrheitlich Quarzite und Muskowit-Alkalifeldspatgneise, hornfelsartige Paragneise, selten Ceneri-Gneis. Der Dünnschliffbefund lässt auch für die Sandsteinbänke und feinen Konglomeratlagen dieselben Schlüsse zu. Sie führen neben Quarz und Muskowit frische mm-grosse Perthitkristalle, wie sie für die kataklastischen Muskowit-Alkalifeldspatgneise typisch sind; Karbonat tritt nur untergeordnet als Zwickelausfüllung auf.

Die tektonische Stellung des Karbons von Manno war bisher umstritten. T. TARAMELLI (1880) und später B. G. ESCHER (1911) vertraten die Auffassung, dass das Karbonvorkommen U-förmig in die kristallinen Schiefer eingefaltet sei und glaubten, den Muldencharakter des Vorkommens stratigraphisch nachweisen zu können. STELLA (1894) spricht von einem zwischen die kristallinen Schiefer eingeklemmten Keil. KELTERBORN (1923) nimmt eine zwischen alpinen Verwerfungen versenkte Scholle an und parallelisiert das Karbon von Manno mit den untersten Bänken des Permo-Werfénien von Mugena-Viona. Er nimmt also einen kontinuierlichen Übergang zwischen Karbon und Perm an. Nach unsern Untersuchungen kann diese Auffassung nicht aufrechter-

halten werden. Es besteht, wie wir bei der Besprechung der Sedimentscholle von Mugena-Viona sehen werden, kein Zusammenhang zwischen dem Karbon von Manno und dem Permo-Werfenien von Mugena-Arosio. Diese Auffassung vertritt auch M. REINHARD (1934). Das Karbon von Manno bildet einen zwischen die schiefrigen Paragneise der S. Maria-Cervello-Scholle und die kataklastischen Muskowit-Alkalifeldspatgneise eingeklemmten Keil. Es ist zu beiden Seiten durch die Mylonitzonen der herzynischen Caslano-Taverne-Störung begrenzt (siehe Tektonik des Malcantone). Die E Mylonitzone ist in einer Bachrinne SSE der Steinbrüche (714,16/99,3) und die W Begrenzung besonders gut am S-Ende des Vorkommens in einem Tälchen aufgeschlossen.

Karbon von Viga und Caslano:

Weiter im S befinden sich zwei weitere, bisher nicht bekannte Konglomeratvorkommen, die ebenfalls an die Caslano-Taverne-Störung gebunden sind. Das eine der Vorkommen befindet sich in den Rebbergen von Viga (NW Bioggio) und in zwei kleinen Runsen N davon (713,45/97,8) zwischen kataklastische Muskowit-Alkalifeldspatgneise eingeschuppt. Es handelt sich um Konglomerate mit gut gerundeten Komponenten, die sich leicht aus dem glimmerigen Bindemittel herauslösen lassen.

In den nördlichsten Aufschlüssen wurde als Bestandteil des Konglomerats ein mehrere dm grosser Block eines weissen, quarzreichen Orthoklas-Leukogranits gefunden, wie er im Seengebirge des Sottoceneri nirgends vorkommt. Im Dünnschliff erkennt man verzahnte Quarzkörner, in Bezirken angereichert, die über die Hälfte der Schliiffläche ausmachen. Der Kalifeldspat zeigt leicht undulöse Auslöschung, schwach angedeutete Perthitstruktur und enthält Myrmekitinseln. Mittlere Korngrösse: 1 mm. Sekundär führt das Gestein Serizit und Karbonatäderchen, die als eine Folge der starken tektonischen Beanspruchung des Konglomerats zu betrachten sind.

Das Vorkommen bei Caslano befindet sich 250 m S des Dorfausgangs am Fahrweg, der zu den Cantine Stremadone und auf den Monte Caslano führt (siehe Fig. 19). Gegen E grenzt es an stark zersetzte und tektonisch beanspruchte Serizitgneise und gegen W an die Phyllonitzone der Caslano-Taverne-Störung. Die tektonischen Verhältnisse sind somit hier gleich wie bei den andern Vorkommen. Zerdrückte und zerscherte Gerölle zeugen von starker mechanischer Beanspruchung. Die Grösse der Komponenten ist sehr ungleich. Es finden sich neben eigrossen, gut gerundeten Geröllen auch m-grosse Blöcke. Bemerkenswert ist die Politur der

Quarzitgerölle, die an Windschliff in Wüstengebieten erinnert. Diese polierten Quarzite sind nach mündlicher Mitteilung von cand. geol. P. LEHNER auch für die Karbonvorkommen des Val Rezzo charakteristisch. Unter den Komponenten, die sich sehr leicht aus dem lockeren glimmerigen Bindemittel herauslösen lassen, erkennt man vor allem: gestriemte und massige Typen hornfelsartiger Paragneise, schiefrige Paragneise, Biotit-Andesingneise, rötlich gefärbte Muskowit-Alkalifeldspatgneise. Es sind durchwegs Gesteine, wie sie in der weiteren Umgebung des Konglomerats vorkommen. Im Konglomerat S Caslano finden sich auch vereinzelte Kohlenstückchen, die mit gelber Flamme verbrennen.

PERMO-TRIADISCHE SEDIMENTE UND VULKANITE

Innerhalb des Untersuchungsgebiets wird das Grundgebirge an drei Stellen von permo-triadischen Sedimenten, Tuffen und Ergussgesteinen überlagert. Im Gegensatz zu den Karbonvorkommen, die ins Kristallin eingeschuppt sind, handelt es sich hier um an Ort und Stelle diskordant über dem Grundgebirge abgelagerte Sedimente und Tuffe. Das liegende Kristallin zeigt als ehemalige Landoberfläche eine oft tiefgreifende rötliche Verwitterung. Die im folgenden beschriebenen Vorkommen treten an drei weit auseinanderliegenden Stellen auf, bei Mugena-Viona im N, bei Fornasette im SW und am Monte Caslano am S-Zipfel der Karte. Es sind die Erosionsrelikte des ursprünglich wohl ausgedehnteren permo-triadischen Deckgebirges.

Sediment-Tuffscholle von Mugena-Viona

Die Sediment-Tuffscholle von Mugena ist eine 20—30° NE-fallende Platte, die am NE Rand durch eine N 55° W streichende und rund 80° NE fallende Verwerfung abgeschnitten wird. Die 100 m-mächtige Sedimentserie überlagert das Grundgebirge diskordant. Die Diskordanz ist in der Gegend SE Mugena gut sichtbar beim Wasserfall des Piem auf 760 m Höhe, auf 650 m im Vallone E unterhalb Viona und in einem rechten Seitenbach dieses Tälchens. Das liegende Kristallin, besonders die Muskowit-Alkalifeldspatgneise, sind rötlich gefärbt, als Folge der tiefgründigen lateritischen Verwitterung der alten permischen Landoberfläche.

Die untersten Lagen der Serie bestehen aus zähen weissen bis bräunlich-gelblichen Sandsteinen, die teilweise in Konglomerate übergehen können. Das mikroskopische Bild lässt eckige, undulös auslöschende

Quarztrümmer erkennen, neben vereinzelt Muskowitblättchen und Kalifeldspatkörnchen. Karbonatisches Bindemittel fehlt.

Im Hangenden des Basiskonglomerats folgen glimmerreiche sandige und mergelige Sedimente von charakteristischer intensiv braunroter bis grünlich-grauer Farbe. In den höheren Partien der Sedimentscholle treten wieder Konglomerat- und Sandsteinbänke auf. Als Komponenten treffen wir neben Quarzit, rötlichem Muskowit-Alkalifeldspatgneis und Glimmerschiefer auch Porphyrmaterial. Die oft grüngesprenkelten Sandsteinbänke scheinen tuffitischen Charakter zu haben, wie der Dünnschliffbefund zeigt: sie führen einheitlich auslöschende, korrodierte Quarzkörner, Plagioklas- und Kalifeldspatkristalle mit teilweise idiomorphen Umrissen, ferner kleine Muskowit-Alkalifeldspatgneis- und Quarzporphyrbrocken. Das karbonatische Bindemittel nimmt rund 10 Vol% ein.

Diese Sedimente werden von einer dunkelvioletten Tuffbrekzie mit hellrosa Feldspateinsprenglingen überlagert, die gelegentlich Einschlüsse von Porphyr und Glimmerschiefer enthält. In der Einsattelung von Viona treten ziegelrote silifizierte Quarzporphyrtuffe auf, deren Ausdehnung vor der Gletschererosion grösser gewesen sein muss, da diese Tuffe als erratische Blöcke in grosser Zahl über das ganze Malcantone verstreut sind, wie schon KELTSBORN beobachtet hat. Diese mit dem Luganeser Porphyren zusammenhängenden Bildungen sind von KELTSBORN (1923, S. 214) eingehend beschrieben worden.

Die Altersfrage der Sedimentserie löst KELTSBORN, indem er das porphyrfreie Basiskonglomerat mit dem Karbon von Manno parallelisiert. Die höheren Niveaus stellt er ins Perm und kommt so zu einem kontinuierlichen Übergang zwischen „oberstem Karbon“ und Perm. Unsere Beobachtungen sprechen gegen diese Auffassung. Es besteht nur eine geringe lithologische Ähnlichkeit zwischen dem Basiskonglomerat der Sedimentscholle von Mugena-Viona und dem Konglomerat von Manno. Jenes besteht aus einem groben Sandstein, in den unvollständig gerundete Quarzgerölle eingestreut sind, während dieses neben gut gerundeten Quarziten auch viel Gneis und Glimmerschiefer enthält. Vor allem ist aber das tektonische Auftreten der beiden Vorkommen grundsätzlich verschieden. Während die Sedimentscholle von Mugena-Viona das permisch-verwitterte Grundgebirge diskordant überlagert, sind die Karbonvorkommen längs einer Überschiebungszone ins Grundgebirge eingeschuppt. Die Sedimente von Mugena-Viona führen keinerlei Pflanzenreste; es finden sich einzig im glimmerführenden Sandstein im Steinbruch SE Mugena bis 1 cm breite Stäbchen von ovalem Durchmesser. Prof. W. J. JONGMANS hat die Fundstelle besucht und teilte uns freund-

licherweise mit, dass er diese Bildungen für Kriechspuren von Würmern hält; solche sind ihm aus dem Karbon nirgends bekannt, kommen aber im Perm der Karnischen Alpen häufig vor.

Das Basiskonglomerat der Sedimentscholle von Mugena-Viona ist lithologisch identisch mit dem von A. SENN (1924) beschriebenen Konglomerat von Poncia, wie wir uns anhand der Belegsammlung dieses Autors überzeugen konnten. SENN stellt diese Konglomerate, welche die Glimmerschiefer diskordant überlagern, ins Perm. Auch für die Sedimente von Mugena-Viona scheint permisches Alter am wahrscheinlichsten zu sein, denn einerseits werden sie von den sicher mit den permischen Ergüssen des Luganer Gebiets im Zusammenhang stehenden Tuffen überlagert, und andererseits ist das Kristallin unter den Sedimenten bis auf eine Tiefe von 50 m rötlich verwittert, wie es auch von anderen Gebieten (z. B. Aiguilles Rouges-Massiv, Schwarzwald, Vogesen) bekannt ist.

In gleicher Weise rötlich verwittert sind auch die feinflaserigen Biotit-Plagioklasgneise im Steinbruch am S-Ausgang von Fescoggia und die Paragneise an mehreren Stellen am SW-Hang des Cervello. Vermutlich befanden sich diese Stellen nur in geringer Tiefe unter der alten permischen Landoberfläche, und die permotriadischen Sedimente von Arosio-Mugena reichten bis in die Gegend von Fescoggia-Cervello, bevor sie der Erosion anheimfielen.

Die Sedimente, Tuffe und Porphyrite bei Fornasette

In der Gegend von Fornasette im SW der Karte treten permotriadische Sedimente, Porphyrite und Tuffe auf, die bereits HARLOFF (1927) eingehend beschrieben hat (siehe Fig. 18). Diese Sedimente sind ähnlich wie die mittleren und oberen Horizonte der Sedimentscholle von Mugena-Viona ausgebildet. Bei der Lokalität „Sotto Predea“ sind braunrote, glimmerführende, sandige bis mergelige Bildungen aufgeschlossen. In einer Bachrunse W dieser Lokalität lassen sich auch Sandstein- und Konglomeratbänke beobachten, die als Komponenten gut gerundete Porphyrit- und Glimmerschiefergerölle führen, die nur lose verkittet sind. Beim Tresa-Knie E Fornasette stehen gelblichbräunliche, glimmerführende Sandsteine bis Konglomerate an. Unter dem Mikroskop erkennt man neben reichlich Quarz auch Muskowit, Kalifeldspat, Plagioklas, Turmalin und Bruchstücke von Glimmerschiefern und Porphyrmaterial. Karbonatisches Bindemittel ist nur ganz untergeordnet vertreten.

Infolge der mangelhaften Aufschlüsse ist es nicht ganz klar, in welchem Verhältnis zu den besprochenen Sedimenten die Porphyrite und

Tuffe stehen. N Genestrerio kommen ziegelrote silifizierte Quarzporphyrtuffe vor, die vermutlich die roten Mergel überlagern. Südlich Genestrerio lagert eine grössere Porphyritmasse direkt auf den Paragneisen des Grundgebirges. Es handelt sich um dichte dunkelgraue Gesteine mit Plagioklaseinsprenglingen und gelegentlichen Karbonatmandeln. Unter dem Mikroskop erkennt man bis 2 mm-grosse, idiomorphe und stark verzwilligte Plagioklaskristalle, die in einer Grundmasse sehr feiner Plagioklasleistchen schwimmen. Die gleichen porphyritischen Laven treffen wir wieder S Fornasette, wo sie die mächtigen braunroten bis ziegelroten Tuffbildungen durchsetzen. Es treten in dieser Gegend sowohl ziegelrote

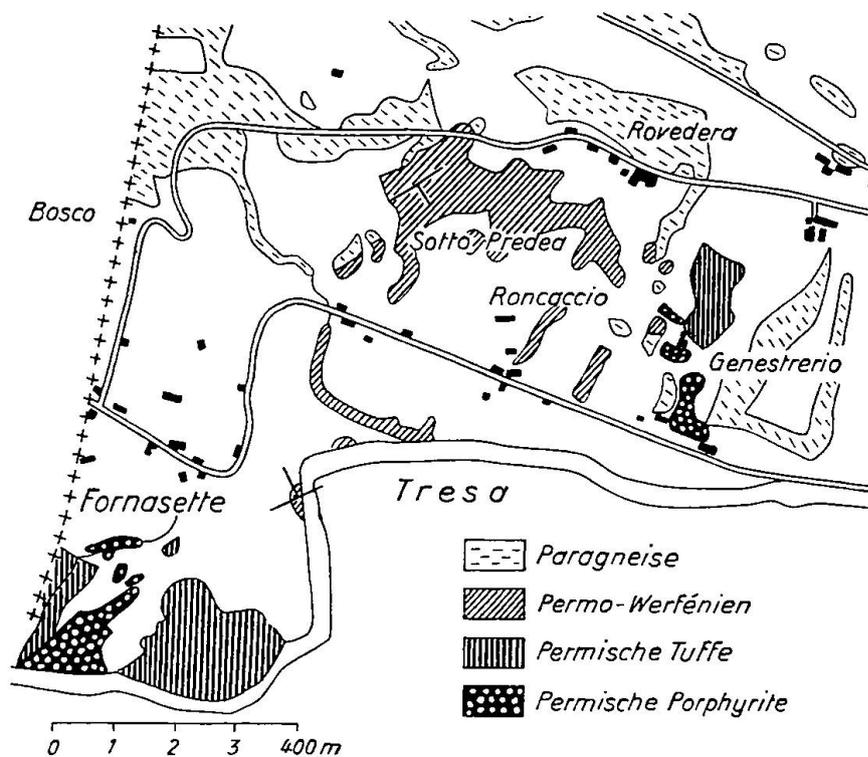


Fig. 18. Geologische Detailskizze der Umgebung von Fornasette.

quarzporphyrische Tuffe, wie auch dunkelbraunrote lithische und Kristalltuffe auf, die sich zum Teil flammig durchdringen. Alle diese Gesteine sind in der bereits zitierten Arbeit von HARLOFF eingehend beschrieben und abgebildet.

Im Gegensatz zu HARLOFF, der eine Überschiebung annimmt, betrachten wir die Sedimente bei „Sotto Predea“ als an Ort und Stelle auf der alten unebenen Oberfläche des Kristallins abgelagert. Ähnlich wie bei Mugena-Viona sind auch hier die Paragneise unmittelbar unter dem Deck-

gebirge rötlich verwittert. Die Sedimentserie bei „Sotto Predea“ muss während der alpinen Gebirgsbildung schräg gestellt worden sein, da ihr Einfallen jetzt 50° beträgt. Durch die fluvioglazialen Schotter bei Fornasette sind vermutlich einige Bruchlinien verdeckt. Ein Bruch befindet sich wohl zwischen den 30° NNW fallenden Konglomeraten am Tresa-Knie E Fornasette und den 50° SE fallenden Sedimenten bei „Sotto Predea“. In den Tuffen S Fornasette unterliegt das Streichen, das nur selten bestimmt werden kann, starken Schwankungen. In den Tuffen herrscht im allgemeinen S-Fallen, so dass auch zwischen ihnen und den Konglomeratbänken am Tresa-Knie E Fornasette eine Bruchlinie verlaufen muss.

Die Sedimentscholle von Fornasette setzt sich gegen W über Vol-domino-Bedero bis an den Lago Maggiore fort, wie aus der Karte von HARLOFF ersichtlich ist. Die S Begrenzung wird durch eine Störungszone gebildet, die S Fornasette im Bachbett der Tresa verläuft. Bei niedrigem Wasserstand kann am Schweizerufer ein schmaler Streifen mylonitisierter Paragneise beobachtet werden. Südlich der Tresa stehen Paragneise an; das Deckgebirge setzt erst wieder in rund 800 m Höhe auf dem Monte la Nave ein. Es muss also das Malcantone gegenüber dem Gebiet S der Tresa um einen bedeutenden Betrag abgesenkt oder umgekehrt das S Gebiet um den entsprechenden Betrag gehoben worden sein.

Die Sedimente und Vulkanite des Monte Caslano

Über die geologischen Verhältnisse am Monte Caslano orientiert Figur 19. Im N Teil treffen wir steilstehende, ungefähr N-S streichende schiefrige Paragneise an. Das an die Phyllonitzone der Caslano-Taverne-Störung geknüpfte Karbonvorkommen wurde bereits besprochen. Das Deckgebirge setzt am Monte Caslano mit einer Zone vulkanischer Tuffe und Porphyrite ein, die im Steinbruch S Caslano aufgeschlossen sind und sich gegen W in die Wälder am N-Hang des Monte Caslano verfolgen lassen. Porphyrite treten nur ganz untergeordnet im Wald oberhalb der Cantine Stremado auf (711,85/91,42). Sie entsprechen den bereits aus der Gegend von Fornasette erwähnten Typen. Die Tuffe, die am N-Hang des Monte Caslano das Liegende des Permo-Werfénien bilden, sind hell- bis grünlichgraue Gesteine, die aus verspratztem Aschenmaterial bestehen und gelegentlich stark pleochroitische Biotitlamellen führen. Direkt S Caslano befindet sich ein ausgedehntes Vorkommen ziegelroter silifizierter Quarzporphyrtuffe mit braunvioletten Schlieren, wie sie auch bei Fornasette und Viona vorkommen. Riesige Blöcke dieses Gesteins

sind oberhalb des auf den Monte Caslano führenden Fahrwegs auf Kote 370 m gut aufgeschlossen. Im Steinbruch am Seeufer S Caslano sind diese ziegelroten Quarzporphyrtuffe nochmals in einem kleinen Vorkommen freigelegt, doch besteht hier die Basis der permotriadischen Sedimente vorwiegend aus einem konglomeratartigen Gemenge grosser

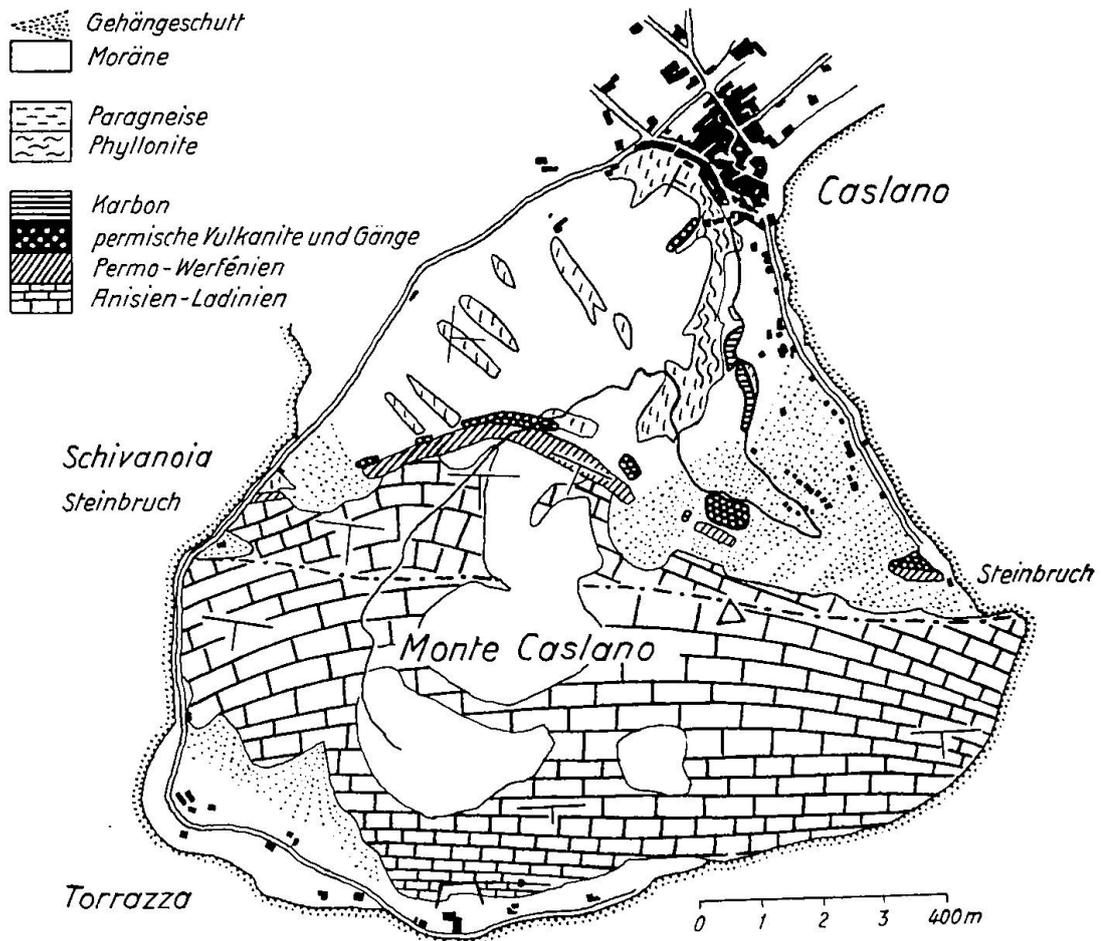


Fig. 19. Geologische Detailskizze des Monte Caslano.

Porphyr- und Quarzporphyrtuff-Blöcke, die in roten Tonen stecken. Diese Blöcke sind zum Teil gut gerundet und können bis 50 cm Durchmesser erreichen, oder sie sind als mehrere m lange, unregelmässig kissenartige Bänke ausgebildet. Wahrscheinlich stellt der Aufschluss im Steinbruch S Caslano eine Tuffserie dar, in die runde Blöcke eingeschwenmt worden sind.

Über dieser Tuffserie setzen die permotriadischen Sedimente mit einer 40 cm-mächtigen, braunroten Sandstein- bis Konglomeratbank ein. Es folgen 1,50 m braunrote, glimmerführende Mergel und weitere

16 m bald weisse, bald braunrote Sandsteine bis Konglomerate, die oft von tonigen bis mergeligen Zwischenlagen durchzogen sind. LEUZINGER (1926) beschreibt dieses Profil und stellt die Serie ins Werfénien. Der Übergang in die anisisch bis ladinischen Dolomite kann infolge der Bedeckung durch Gehängeschutt und Vegetation nicht beobachtet werden.

Auf der W-Seite des Monte Caslano fehlt die Tuffserie. Die braunroten Mergel und Konglomerate des Permo-Werfénien lagern direkt auf den senkrecht stehenden Paragneisen, wie man im Steinbruch bei Schivanoia beobachten kann. Sie sind nur wenige m mächtig und werden nach oben vom Dolomit des Anisien-Ladinien überlagert. ST. MAGYAR und A. VON MOOS (1947) geben eine Profilskizze aus diesem Steinbruch und berichten über den technischen Abbau eines schon LAVIZZARI (1849, 1863) bekannten Tonlagers innerhalb der untersten Dolomitbänke.

Der S Teil des Monte Caslano besteht aus Salvatore-Dolomit, der sich stratigraphisch nicht gliedern lässt. Im grossen Steinbruch am S-Fuss des Monte Caslano konnte ein Diploporen führender Horizont aufgefunden werden. Dr. E. GASCHE am Basler Naturhistorischen Museum hatte die Freundlichkeit, diese zu bestimmen. Es handelt sich um *Diplopora annulata*, die für Ladinien charakteristisch ist. Auch in den Dolomitbänken, die am N-Hang des Caslano über dem Permo-Werfénien folgen, treten reichlich Diploporen auf, die sich aber nicht mehr bestimmen lassen, da sie zu stark rekristallisiert sind.

Der Dolomit zeigt im allgemeinen W-E Streichen. Im N Teil, am Fahrweg auf den Monte Caslano, fällt er mit 30° gegen S. Gegen S zu wird das Einfallen allmählich steiler, und im Steinbruch am S-Fuss stehen die Schichten senkrecht. LEUZINGER (1926, p. 138) rechnet den Monte Caslano zum Nordschenkel der N Teilmulde des M. Marzio. Eine morphologisch deutlich hervortretende Bruchlinie durchsetzt den Dolomit in N 85° W Richtung. Sie hängt wahrscheinlich mit dem Bruch zusammen, der den Dolomitklotz von Casoro gegen N begrenzt.

Die Tektonik des Malcantone

Das kristalline Grundgebirge des Malcantone wird von einer grösseren Zahl von Störungszonen durchzogen, längs welchen Schollen von oft ganz verschiedener Streichrichtung und meistens recht steilem Einfallen aneinander stossen. Diese Schollentektonik, die, soweit heute bekannt ist, im Seengebirge auf das Malcantone beschränkt zu sein scheint, prägt diesem Gebiet einen charakteristischen Stempel auf, den

das Kartenbild deutlicher zu vermitteln vermag als die Profile. KELTSBORN (1923) hat schon einige dieser Störungszonen festgestellt und sie auf seiner Karte als „Verwerfungen“ dargestellt. BURFORD (1933) sind die meisten bekannt gewesen. Als erster hat er in einer Skizze die Schollen-

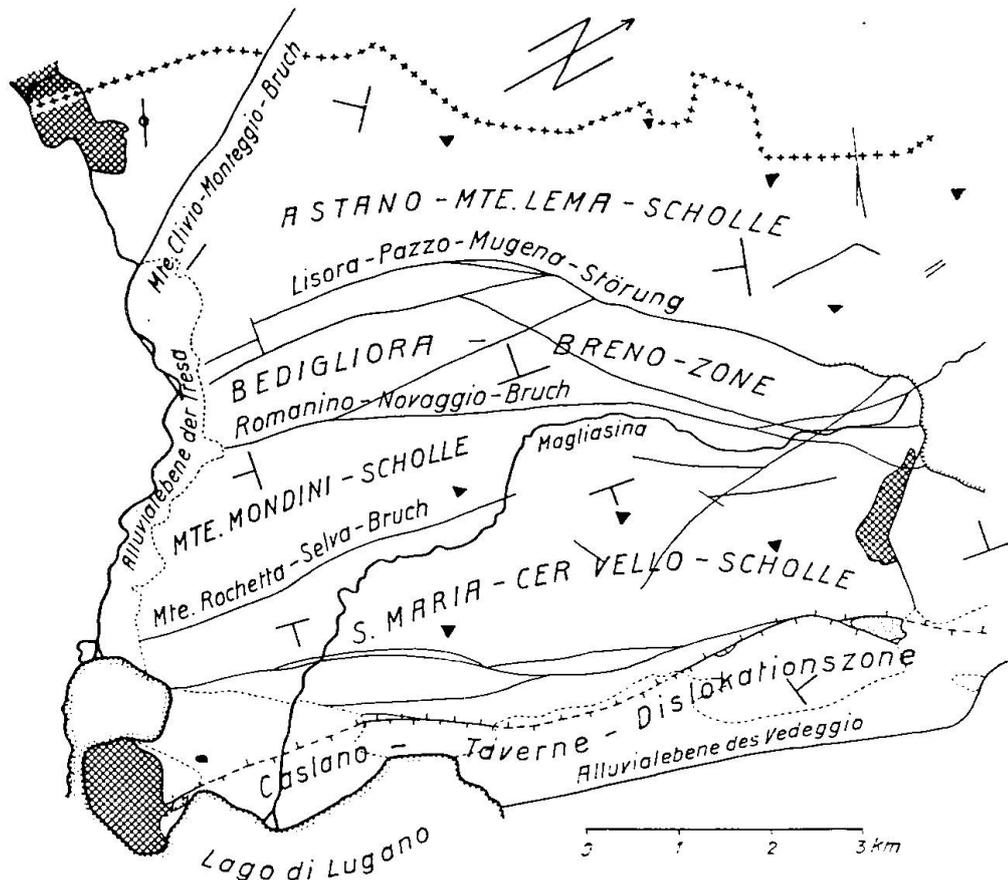


Fig. 20. Tektonische Kartenskizze des Malcantone. Kreuzschraffiert: Permotriadische Sedimente und Porphyre. Punktiert: Karbonschuppen im Grundgebirge.

tektonik des Malcantone dargestellt. Die Störungszonen bezeichnet er als „failles“. Unsere Darstellung in Fig. 20 weicht in mehreren wesentlichen Punkten von derjenigen BURFORDS ab.

Die in Fig. 20 dargestellten Schollen werden nachfolgend in der Reihenfolge von W nach E besprochen:

Astano-Monte-Lema-Scholle:

Das Gebiet W der Lisora-Pazzo-Mugena-Störung wird von 60—70° W streichenden Gneisen gebildet, die im S steil und gegen N immer flacher gegen S bis SW einfallen. S Astano treten vorwiegend Paragneise auf, die mit Ortho- bis Mischgneisozonen und Amphibolitzügen wechsel-

lagern. Sie werden von einer NW–SE streichenden Bruchlinie durchsetzt, die morphologisch, besonders auf der Flugfoto, deutlich hervortritt. Am Monte Clivio bildet diese Störung die Grenze zwischen schiefrigen Paragneisen im NE und Misch- bis Orthogneisen im SW. Sie streicht in das Tälchen NW Suino, wo sie als einige m-mächtige Mylonitzone aufgeschlossen ist. Die SE Fortsetzung findet sich in der Gegend von Monteggio und im Tälchen SE Pirla, in dem intensiv mylonitisierte und chloritisierte Biotit-Andesingneise und ein basischer Gang anstehen. Es scheint, dass die Biotit-Andesingneis-Zonen S Sessa und W Suino einander entsprechen und längs der Monte Clivio-Störung verstellt worden sind. Der Zug grobflaseriger Biotit-Andesingneise S Sessa und die S anschließenden schiefrigen Muskowit- bis Serizit-Alkalifeldspatgneise sind in gleicher Ausbildung am S-Hang des Monte Clivio bei P. 593 m und beim Grenzstein Nr. 40 anzutreffen. Ebenso entsprechen sich auch die feinflaserigen Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneise beider Lokalitäten, die sowohl N P. 593 m wie auch im Tal der Lisora reichlich kalksilikatführende Einschlüsse führen. In SE Richtung verschwindet der Monte Clivio-Monteggio-Bruch unter der Alluvialebene der Tresa. Es ist möglich, dass er sich jenseits der Tresa in die V. del Moro fortsetzt, denn dieses Tälchen liegt genau in der Verlängerung des Bruches. Der mutmassliche Verlauf des Bruches vom Monte Clivio gegen NW ist auf der Übersichtskarte 1:100 000 dargestellt. Für die Ortsbezeichnungen muss auf die neue Landeskarte Normalblatt 572 Malcantone-W verwiesen werden. Vom Monte Clivio streicht der Bruch gegen Dumenza und von da wohl durch die Einsenkung von Stivigliano-Due Cossani in die Val Casmera. Es wurde dort an der Strasse E Garabiolo und unterhalb dieser Stelle im Tobel der Giona eine mächtige Mylonitzone festgestellt, die ins Casmeratälchen und vermutlich bis in die Mylonitzone bei Ronco Valgrande am Ufer des Lago Maggiore hineinstreicht. Aus der Art, wie die ursprünglich wohl zusammenhängende Biotit-Andesingneiszone Campagnano-Garabiolo-La Gradisca-Monte Lema durch den Val Casmera-Bruch verstellt wurde, lässt sich auf die gleiche Bewegungsrichtung wie in der Gegend Monte Clivio-Monteggio schliessen: Es muss die W Scholle gegenüber der E Scholle gegen NW zu bewegt worden sein.

Die Gneis- und Amphibolitzonen des Sceree (Sceretto) S Astano werden ungefähr konkordant von der vererzten Mylonitzone von La Costa-Prati di Là durchsetzt, die bis ins Jahr 1940 auf ihren Goldgehalt hin abgebaut wurde und bei J. DU BOIS (1931) und J. BURFORD (1933) eingehend beschrieben ist.

In der Gegend von Astano beginnt eine mächtige Biotit-Andesingneismasse, die im E von der Lisora-Mugena-Störung abgeschnitten wird und die sich nordwärts über M. Rogoria, Moncucco, M. Lema, P. di Breno bis zum Zottone fortsetzt und sich gegen den Lago Maggiore verjüngert. Sie ist vorwiegend körnig bis flaserig ausgebildet; nur selten, vorwiegend randlich, treten hornblendeführende und dünnplattig ausgebildete Zonen auf. Folgende Störungslinien von geringer Bedeutung lassen sich innerhalb dieser Biotit-Andesingneismasse beobachten oder vermuten: N der Motti di Galbirona streicht eine steil S-fallende Verwerfung ungefähr N 65° W. Die Störung selbst ist nicht aufgeschlossen, ist aber durch ein Trockentälchen morphologisch gut ausgeprägt. Das S-Fallen der Gneise N dieses vermuteten Bruchs beträgt 40—45°, während es unmittelbar S davon zwischen 50° und 65° schwankt. Im Flugbild bilden die Motti di Galbirona eine geradlinige Kante im Gelände, die sich gegen W auf italienisches Gebiet verfolgen lässt. Aus der leichten Knickung gegen S, die diese Kante am Grenzkamm gegen Italien erleidet, lässt sich schliessen, dass der Galbirona-Bruch steil nach S einfällt. Eine weiter nördliche, ebenfalls schlecht aufgeschlossene Störung trennt die N 45° E streichenden Biotit-Andesingneise der Hügel Faiading und Coletta von den N 60—70° E streichenden Gneisen des Monte Lema. Sie lässt sich im Bachbett der Vinera auf ungefähr 950 m Höhe feststellen und steht vermutlich in Verbindung mit den Brüchen auf Kote 960 m in der Valetta.

Unmittelbar N des Zottone sind die Biotit-Andesingneise an einer quer zum Grenzkamm verlaufenden Verwerfung etwas abgesenkt worden. Sie bilden N dieser Verwerfung eine kaum 100 m-mächtige Platte, die schwach nach E bis SE einfällt. Diese Platte lässt sich über La Sassa ins Tobel der Magliasina verfolgen und auf dessen E-Seite gegen S bis an die Lisora-Pazzo-Mugena-Störung, wie aus BÄCHLINS Karte ersichtlich ist. In der Pirocca und im Talkessel der Alpe Firinescio sind die schiefrigen Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneise aufgeschlossen, die unter den Biotit-Andesingneisen liegen; W des Grenzkamms, auf italienischem Gebiet, lässt sich ihre Fortsetzung beobachten (siehe Übersichtsskizze 1:100 000).

Der Torri-Hügel besteht aus einer isolierten, schwach südlich einfallenden Biotit-Andesingneis-Platte. Sie stellt die Fortsetzung dar der mächtigen Biotit-Andesingneisplatte des Grenzkammes, von welcher sie durch den tiefen Erosionseinschnitt des Pirocca-Baches getrennt ist. Die Torri-Gneisplatte ruht auf schiefrigen Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneisen, die in den Tälchen der Pirocca und des Firinesciobachs gut

aufgeschlossen sind. Die feinflaserigen Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneise, die den Torri-Gipfel bilden, zeigen Anklänge an Ceneri-Gneis und entsprechen den Gneisen, die im Gebiet der Cima d'Agario (am N Rand der Karte) zwischen die Biotit-Andesingneis-Platte und die Ceneri-Gneise eingelagert sind und sich gegen W verlieren.

Lisora-Pazzo-Mugena-Störung:

Die vorgehend erwähnten flach E fallenden Biotit-Andesingneise und die darunter liegenden Paragneise N Mugena sind an einer wichtigen Störungslinie über steilstehende Para- und Mischgneiszonon überschoben. Diese Störung wurde schon von BÄCHLIN als Überschiebung von Arosio und von BURFORD als „faille Beredino-Bombinasco-Tortoglio-Lot“ beschrieben. Sie setzt sich im SW Richtung als Bruch fort, der im S ins Tal der Lisora streicht. Die Störungslinie lässt sich als eine mehrere m-mächtige Mylonitzone auf der rechten Seite des Firinesciobachs auf Kote 780 m beobachten; ebenso in der Runse W Vezio auf 910 m Höhe und im Fescoggiabach bei Lot, beide Male als leicht vererzte, über 10 m mächtige Mylonitzone. In der Froda (Bach N Migliegla) ist die Bruchlinie unmittelbar über der Poststrasse zu erkennen. Am Weg NW Migliegla ist sie als Zone ausgebleichter Gneise ausgebildet. Im Bachbett der Vinera auf Kote 760 m wird sie von einem Quarzporphyritgang und in der Lisora beim Zusammenfluss mit dem Bach E Bombinasco von einem Aplitgang begleitet (siehe Fig. 1 in BEARTH 1932). Auch im Bächlein S Beredino ist die Störung als Mylonitzone auf 400 m Höhe nochmals aufgeschlossen. In den untersten Teil des Lisoratals setzt sie sich nicht fort, sondern scheint an einer E-W Störung abgeschnitten zu sein.

Die Störung Lisora-Pazzo-Mugena hat in ihrem S Teil den Charakter einer mehr oder weniger senkrecht stehenden Bruchlinie. Im oberen Malcantone geht sie in eine gegen S gerichtete Überschiebung über. Solche verbogene Störungszonen sind im Sottoceneri nichts Aussergewöhnliches. In der Erzgrube SE Astano lässt sich beobachten, wie die steilstehende erzführende Mylonitzone einen S-förmigen Verlauf nimmt und auf einer Strecke von 10 m als flache Überschiebung ausgebildet ist. Ähnliche Beispiele aus der Mine von Astano bildet DU BOIS (1931) in Fig. 7 ab.

Bedigliora-Breno-Zone:

Das Gebiet zwischen der Lisora-Pazzo-Störung und dem Romanino-Novaggio-Bruch ist infolge der zahlreichen Mylonitzone komplizierter

gebaut als die beiden angrenzenden Schollen. Im allgemeinen herrscht ungefähr N-S Streichen. Im Gebiet Castelrotto-Bedigliora-Bavoggio-Migliaglia sind vorwiegend dünnplattige Biotit-Andesingneise anzutreffen, zwischen Migliaglia und Breno schiefrige Paragneise und von Breno bis Vezio feinflaserige Mischgneise.

Eine wichtige Bruchlinie streicht unmittelbar W Beride parallel zur Lisora-Pazzo-Störung und vereinigt sich wahrscheinlich mit dieser in der Gegend von Pazzo. Ein weiterer Bruch, der vermutlich von der Lisora-Pazzo-Mugena-Störung ausgehend über den Bavoggio bis in den Romanino-Novaggio-Bruch streicht, kann auf Kote 680 m in der Vinera und am Fuss einer Felswand auf 730 m E Pozz Franch beobachtet werden. Eine wichtige Störung schneidet die Amphibolitzüge W Breno gegen S ab. Es folgt ihr ein Bächlein S Breno auf einer Länge von 100 m (710,7/98,6) und im Fescoggiabach ist sie auf 680 m Höhe feststellbar.

Romanino-Novaggio-Bruch:

Der mittlere Teil des Romanino verläuft genau auf einer Störungszone, die schon BURFORD (1933) als Malcantone-Verwerfung beschrieben hat und die auch schon KELTERBORN auf seiner Karte angibt. Gegen N verschwindet sie unter ausgedehnten Moränenablagerungen und lässt sich erst wieder N Novaggio weiterverfolgen. Sie ist zwar in dieser Gegend nicht direkt aufgeschlossen, aber ihr Verlauf ist durch die Verbreitung steil E fallender Biotit-Andesingneise im E und steil W fallender schiefriger Paragneise im W festgelegt. Die Störung ist erst wieder in den Bächen SE Breno und im Fescoggiabach auf 660 m Höhe aufgeschlossen. Ihre N Fortsetzung verliert sich unter den Alluvionen des Pian di Caroccio oder streicht in die Mylonitzone auf Kote 730—740 m im Bach S Vezio.

Monte Mondini-Scholle:

Das Gebiet des Mte. Mondini ist wieder recht einfach gebaut. Es besteht überwiegend aus körnigen bis flaserigen Biotit-Andesingneisen, die im grossen gesehen E-W Streichen und ungefähr 60° S fallen. S Monte Rochetta sind die Gneise im Kontaktbereich des Gangschwarmes N Ponte Tresa teilweise bis zur Unkenntlichkeit zersetzt. Abgesehen von einigen schmalen Paragneiszonnen ist die Biotit-Andesingneismasse recht einheitlich ausgebildet. In der Gegend von Curio gehen die Gneise in ein N-S Streichen über und lassen sich nordwärts bis E Breno verfolgen, wo sie vom Romanino-Novaggio-Bruch abgeschnitten werden.

Monte Rochetta-Selva-Bruch:

Die E–W streichenden Biotit-Andesingneise des Monte Mondini müssen gegen E durch einen Bruch begrenzt sein, da sie ziemlich unvermittelt an eine N–S streichende Paragneiszone stossen. Diese Störung ist an wenigen Stellen aufgeschlossen. So bei „I Nucelli“ SE Monte Rochetta (710,2/92,25), wo sich eine mehrere m-mächtige Zone vollständig mylonitisierter Gneise vorfindet. NW Pura in den Bächen N und S „Selva“ ist die Bruchlinie auf Kote 480 m wiederum aufgeschlossen. Weiter im N ist die Störung SW Pianacci (710,42/94,15) und in der Gegend NE Cma. Bedeglia bei Nenti (710,76/96,35) zu beobachten. Von hier kann sie nicht mehr verfolgt werden, da sie im Streichen einer schiefrigen Paragneiszone verläuft.

Santa Maria-Cervello-Scholle:

Im Gebiet E des Mte. Rochetta-Selva-Bruchs und in der Hügelkette E der Magliasina ist Schlingenbau angedeutet, wie er für die von BÄCHLIN und SPICHER untersuchten Gebiete charakteristisch ist. E der Linie Cademario/Iseo geht das NS in ein W–E-Streichen über. In den NS gerichteten Partien herrscht meist 70–80° E und in den WE gerichteten 45–60° N-Fallen. Es handelt sich somit um eine Schlinge, deren Achse mit rund 50° gegen NNE einsticht. Eine ähnliche Umbiegung, aber im entgegengesetzten Sinn, lässt sich in der Gegend SW Pura feststellen. Das NS-Streichen der S. Maria-Cervello-Scholle geht kontinuierlich in das EW-Streichen der Biotit-Andesingneise S des Mte. Mondini über.

Zahlreiche Bruchlinien durchsetzen den E Rand der S. Maria-Cervello-Scholle. Ebenso ist auch das Gebiet S Mugena-Arosio von Störungen durchsetzt. So wird zum Beispiel die Sedimentscholle von Mugena-Viona durch eine N 55° W streichende und rund 80° NE fallende Verwerfung begrenzt.

Caslano-Taverne-Dislokationszone:

Die Hügel von Bosco Luganese und Cassina d'Agno werden von den kataklastischen Muskowit-Alkalifeldspatgneisen gebildet, die E des Vedeggio im Gebiet der S. Zenone- und S. Bernardo-Hügel verbreitet sind, in unserm Untersuchungsgebiet jedoch sonst nirgends mehr auftreten. Eine bis mehrere 100 m-mächtige Phyllonitzone trennt die kataklastischen Muskowit-Alkalifeldspatgneise von den Paragneisen der S. Maria-Cervello-Scholle. Sie wurde bereits von BURFORD als „dislocation du Vedeggio“ beschrieben. Die wenig widerstandsfähigen Mylonitschiefer gaben Veranlassung zu den Längsdepressionen W Cassina d'Agno und

Bosco Luganese. Von Gravesano bis Taverne verläuft die Dislokationszone unter dem Alluvialboden des Vedeggio. Bei Taverne biegt sie gegen E um und folgt der Quersfurche bis Tesserete (mündliche Mitteilung von Prof. Reinhard). Die Phyllonite der Störungszone fallen fast durchwegs steil gegen W ein.

In die Caslano-Taverne-Dislokationszone sind die drei beschriebenen Karbonvorkommen eingeklemmt. Die Phyllonitzone kann S Caslano nochmals beobachtet werden, bevor sie unter die permo-triadischen Sedimente des Monte Caslano verschwindet.

ALTER DES KRISTALLINEN GRUNDGEBIRGES UND DER STÖRUNGSLINIEN

Über das Grundgebirge des Sottoceneri hat M. REINHARD (1934) in einer kurzgefassten geologisch-petrographischen Übersicht orientiert. Es handelt sich um einen Ausschnitt aus dem sogenannten Seengebirge, einem präpermisch gefalteten und mehrfach umgeformten Gneiskomplex, der südlich der Iorio-Tonale-Linie an die alpine Wurzelzone anschliesst und somit das Hinterland des Alpenbaues darstellt. Während der alpinen Orogenese hat sich das Grundgebirge des Sottoceneri im grossen ganzen starr verhalten; es kam lediglich zur Ausbildung von Bruchsystemen und Scherflächen, die durch Mylonitzonen gekennzeichnet sind.

Die Altersbestimmung der Mylonitzonen des Malcantone lässt sich nur dort sicher durchführen, wo sie Sedimentvorkommen durchsetzen oder mit ihnen in Kontakt stehen. KELTERBORN nimmt für die „Verwerfungen“ des Malcantone alpines Alter an. Auch das Karbon von Manno betrachtet er als durch alpine Verwerfungen begrenzt. Nach M. REINHARD (1934) und BÄCHLIN (1937) handelt es sich beim Vorkommen von Manno um eine präalpin eingesenkte Scholle, während der Grossteil der übrigen Störungslinien alpines Alter besitzt. BURFORD (1933, 1940) vermutet, dass die von basischen Ganggesteinen begleiteten Mylonitzonen herzynisches Alter besitzen. Die Caslano-Taverne-Störung (dislocation du Vedeggio) betrachtet er als herzynisch, da sie bei Caslano von den permischen Vulkaniten diskordant überlagert wird. Diese Störungslinie wird nach der Auffassung BURFORDS von den Konglomeraten des Karbons von Manno überdeckt.

Nach unsern Untersuchungen sind die Karbonvorkommen von Manno, Viga und Caslano auf der Caslano-Taverne-Störung ins Grund-

gebirge eingeschuppt. Diese Störung ist somit jünger als das Karbon von Manno und älter als das permotriadische Deckgebirge, das S Caslano die Störung diskordant überlagert. Es ist gut möglich, dass sich auf der Caslano-Taverne-Störung in der Gegend von Cassina d'Agno und Bosco Luganese auch alpine Bewegungen abspielten. Es sprechen dafür die Aragonit-Calcit-Tuffe, die alle auf der Caslano-Taverne-Störung auftreten und subrezente hydrothermale Bildungen darstellen. Bei den übrigen Störungszonen handelt es sich mehrheitlich um alpine Bildungen. Sicher alpin ist der Bruch, der das Sedimentvorkommen von Mugena-Viona gegen N begrenzt. Er wird von der Überschiebung bei Mugena überfahren, so dass auch die Lisora-Pazzo-Mugena-Störung alpines Alter haben muss. Die meisten übrigen Bruchlinien streichen ungefähr parallel zu dieser Störung und sind gleichartig ausgebildet, weshalb wohl auch sie auf die alpine Orogenese zurückzuführen sind.

Morphologie

Die morphologischen Probleme des Luganerseegebietes sind von H. ANNAHEIM in mehreren Arbeiten (1934, 1935, 1936, 1946) eingehend behandelt worden. Auch F. GYGAX (1948) hat in neuerer Zeit im oberen Malcantone morphologische Untersuchungen durchgeführt. Wir beschränken uns deshalb auf die Mitteilung einiger ergänzender Beobachtungen.

Im Malcantone lässt sich vielfach ein enger Zusammenhang zwischen Morphologie und geologischem Bau beobachten. Die höchsten Erhebungen bestehen alle aus Biotit-Andesingneis, dem gegen Verwitterung und Abtragung widerstandsfähigsten Gestein. Dies gilt vor allem für den Grenzkamm gegen Italien, vom Gradicioli (1939 m) im N über die Gipfel der C. d'Agario (= M. Magino, 1640 m), Zottone (1570 m), P. di Breno (1658 m), M. Lema (1623 m), Moncucco (1520 m) bis zum M. Rogoria (1188 m) im S (vergleiche die Überdruckkarten 1:50 000 Monte Ceneri und Mendrisiotto). Von den weniger hohen, stark gerundeten Wasserscheiden zu beiden Seiten der Magliasina werden die Hügel M. Mondini (816 m) und Cima Bedeglia (749 m) im W der Magliasina fast ausschliesslich von Biotit-Andesingneisen gebildet. Im breiten Wasserscheiderücken zwischen Magliasina und Vedeggio treten Biotit-Andesingneise nur im S Abschnitt (Hügel von Sta. Maria (781 m) und Montaccio (936 m)) in Form von Einlagerungen in schiefrigen Paragneisen auf, wäh-

rend der Cervello-Rücken (977 m) ausschliesslich von Paragneisen gebildet wird. Die Täler des Malcantone sind häufig an den Verlauf der Störungszonen gebunden, so besonders die Lisora und der Romanino in der SW-Ecke des Untersuchungsgebietes. Eine Störung, die sich besonders deutlich im Landschaftsbild abzeichnet, ist die Bruchlinie Val Casmera (Italien) – Mte. Clivio – Monteggio. Es folgen ihr im S das Tälchen NW Suino, die Einsenkung von Dumenza – Due Cossani – La Campagnetta (Italien) und im N die Val Casmera. ANNAHEIM (1935, S. 86; 1936, S. 230) vertritt die Auffassung, dass für diese morphologische Depression Val Casmera – Due Cossani – Dumenza „geologische Bedingtheit nicht in Frage kommt“. Er vermutet vielmehr, dass es sich hier um das ehemalige Urtal der Pevereggia handelt.

Die Magliasina, der Hauptbach des Malcantone, folgt in ihrem mittleren Teil den Bruchlinien der Bedigliora-Breno-Zone. Unterhalb des Molino NW Aranno verläuft die Magliasina unabhängig von tektonischen Linien durch eine Biotit-Andesingneiszone. Das Bachbett ist in diesem Teil ein enges Tobel mit Wasserfällen. Im untersten Teil, wo die Magliasina wieder in Paragneisen verläuft, ist das Bett wieder breiter und besitzt nur geringes Gefälle.

Die Berggipfel des Malcantone zeigen meist sanfte Formen. Eine Ausnahme bildet der schroffe Grenzkamm zwischen C. d'Agario und Mte. Lema. Zwischen Monte Lema und Moncuoco sind die Biotit-Andesingneise infolge tiefgründiger Verwitterung vollständig vergrust. Nach ANNAHEIM soll die morphologische Gestaltung der Berge und der Täler hauptsächlich auf altpliocäne Erosionstätigkeit zurückzuführen sein. Weit geringer war der Abtrag im Mittel- bis Jungpliocän. Von den 17 Terrassensystemen, die ANNAHEIM (1935) im Gebiet des Malcantone ausscheidet, sind die obersten 15 ebenfalls im Pliocän entstanden. Das spätpliocäne, präglaziale Niveau ist das Terrassensystem 16 (Pura-Niveau), dessen Überreste noch in den Terrassen von Fornasette, Pura und Neggio zu erkennen sind. Der restliche diluviale Abtrag bis zum heutigen Niveau der Haupttäler ist somit im Vergleich zur pliocänen Erosionstätigkeit recht gering (130 m bei Taverne, 170 m E Caslano). Die Einwirkung der Eisbedeckung sieht ANNAHEIM mehr in einer Konservierung der Formen, als im Abtrag des Gebirges. Die hauptsächlichsten Spuren der Vergletscherung sind die ausgedehnten fluvioglazialen Schuttmassen, die das Anstehende zu einem grossen Teil überdecken. Es handelt sich um gut geschichtete Kiesbänke mit lagenweise stark schwankender Grösse der Komponenten; zum Teil ist Kreuzschichtung zu beobachten. In der Ebene von Caroccio (Pian delle Formiche) und S Novaggio zum Beispiel erreichen diese fluviatilen

Stauschotter grössere Ausdehnung. Sie können eine Mächtigkeit von über 40 m erreichen und zeigen lokale Terrassierung. W. GYGAX (1948) geht mit ANNAHEIM darin einig, dass das Malcantone eine vorwiegend fluviale Formprägung erhalten hat. Doch macht er darauf aufmerksam, dass einzelne der von ANNAHEIM kartierten Terrassen nicht Reste alter pliocäner Talböden darstellen können, da es sich um Akkumulationsterrassen aus fluvioglazialen Material handelt.

Über die obere Grenze der Vergletscherung hat bereits KELTERBORN berichtet. Sie ist in Fig. 21 dargestellt. Die obersten Erratiker finden sich am S-Hang des Monte Rogoria auf 1060 m Höhe, am E-Hang der Coletta (P. 1128 m W Breno) auf 1050 m Höhe und E unterhalb Torri auf 1080 m Höhe. BÄCHLIN gibt für die Gegend N Arosio 1100 m an. ANNAHEIM betrachtet diese Moränenvorkommen als Überreste der letzten Vergletscherung. Auf italienischem Gebiet, unmittelbar W des M. Polà, wurden gerundete, ungleich grosse und aus der näheren Umgebung stammende Gneisgerölle angetroffen, die in gelbe Tone eingebettet sind. Es handelt sich wahrscheinlich um Lokalmoränen. Die Fundstellen befinden sich auf ca. 1450 m in den Felsen oberhalb Alpe Corte und auf ca. 1600 m oberhalb A. Merigetto in der Nähe des schweizerisch-italienischen Grenzkamms (Blatt Monteviasco der italienischen Landeskarte 1:25 000). Auch GYGAX (1940) vermutet auf Grund der noch erkennbaren Karformen, dass im Gebiet des Tamaro, Gradicioli und M. Polà eine diluviale Eigenvergletscherung geherrscht hat.

In Fig. 21 haben wir die ausgedehnteren Moränenvorkommen eingetragen. Es ist oft infolge schlechter Aufschlüsse nicht möglich, zwischen fluvioglazialen Bildungen und Moräne zu unterscheiden. Gute Moränenaufschlüsse befinden sich an der Strasse Gravesano-Arosio, N Novaggio und in einer Kiesgrube bei Rivaccia S Banco. An der Strasse Suino-Terme scheint bei P. 393,3 am Übergang über die Pevereggia ein alter Moränenwall vorzuliegen. Gletscherschliffe wurden vereinzelt angetroffen; so lassen sich zum Beispiel auf dem Sceretto-Rücken bei P. 646 (706,45/96,27) an Rundhöckern E-W gerichtete Gletscherschrammen feststellen. Eine weitere Stelle befindet sich 100 m S Kurhaus Cademario. Die Schliffspuren streichen hier N 50° W. Unter den Moränenblöcken findet man neben Material aus dem Sottoceneri auch zahlreiche Gesteine aus dem oberen Tessin, zum Beispiel Leventina-Gneise, Serpentine, Anthophyllitfelse, Disthen führende Quarzknauer. Bemerkenswert sind bis m³-grosse erratische Blöcke von derbem Pyrit, die N Ponte Tresa und auch im übrigen Malcantone auftreten und deren Herkunft unbekannt ist. Starke Verbreitung erlangen Blöcke des Quarzporphyrtuffs von Viona. Sie kön-

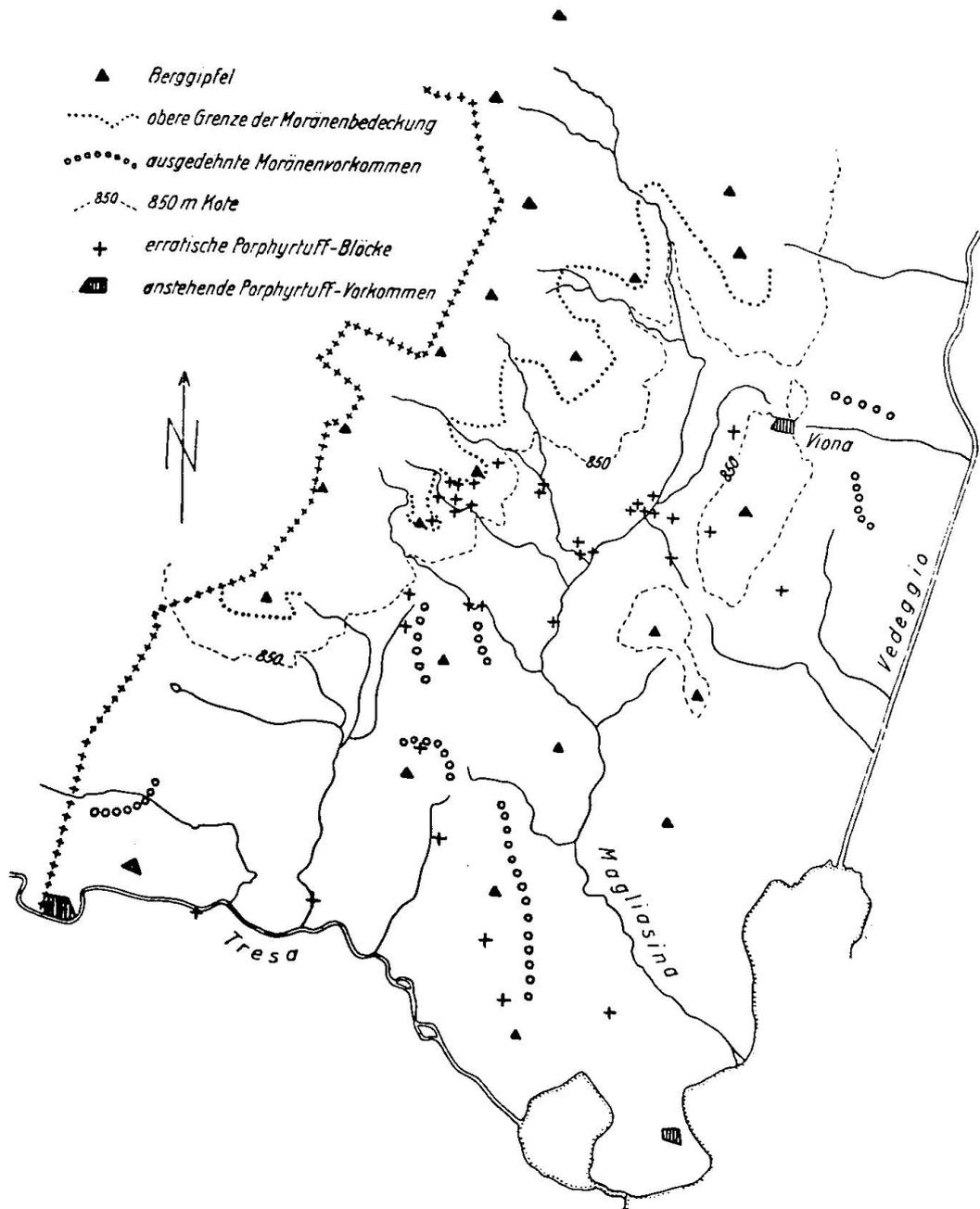


Fig. 21. Die Spuren der diluvialen Vergletscherung im Malcantone.

nen oft einige m Durchmesser erlangen, und sie treten so zahlreich auf, dass anzunehmen ist, das Tuffvorkommen von Viona müsse ehemals eine grössere Ausdehnung besessen haben. Die Fundstellen der erratischen Blöcke von Porphyrtuff sind, wie auch die Höhenkurve 850 m der Fundstelle von Viona, in Fig. 21 eingetragen. Im Gebiet der Alpetti della Streccia NW Migliaglia und auch am W-Hang des Cervello treten die

Porphyrböcke bis 200 m oberhalb der 850 m-Kurve auf. Wahrscheinlich sind diese Böcke vom Gletscher bergaufwärts transportiert worden, denn es finden sich ausser bei Viona keine andern Fundstellen eines ähnlichen Gesteins. Die Annahme, dass die Böcke von einer ehemaligen Fundstelle in grösserer Höhe als Viona stammen könnten, die jetzt gänzlich abgetragen oder von Moränenmaterial zugedeckt ist, betrachten wir als wenig wahrscheinlich. Die grosse Verbreitung der Porphyrtuffböcke beweist auch, dass die Hobelwirkung des Tessingletschers, wenigstens örtlich, bedeutender war, als ANNAHEIM annehmen möchte.

Bergstürze sind infolge der sanften Formen der Berge des Malcantone nur selten anzutreffen. Am E-Hang der C. Bedeglia N Curio kann ein aus Biotit-Andesingneis-Material bestehender Bergsturz beobachtet werden. Ausgedehntere Geröllhalden treten am E-Fuss von Torri, an vielen Stellen der Monte Lema-Kette und am SW-Fuss des Monte Rochetta N Ponte Tresa auf. Besonderes Interesse unter den nachdiluvialen Bildungen verdienen die Deltaaufschüttungen in den Langensee, dessen frühere Niveaux sich in 330 m und 300 m befanden (ANNAHEIM 1934, S. 500). Diese Deltabildungen bestehen aus Kiesbänken, die mit 20—40° vom Hang wegfallen. Sie werden meistens zur Kiesgewinnung ausgebeutet. Die Hauptvorkommen befinden sich bei Colombera NE Ponte Tresa und am N-Hang des Tresatals bei Canevari und Brusata (Bruciata auf Blatt Sessa). Es sei in diesem Zusammenhang auf eine Arbeit von P. BRUNNER (1930) hingewiesen, welche die Talgeschichte der Tresa zum Thema hat.

Literaturverzeichnis

- ANNAHEIM, H. (1934): Diluviale Ablagerungen aus der Umgebung von Lugano. Ecl. geol. Helvet. Vol. 27, S. 463.
- (1935): Die Landschaftsformen des Luganerseegebietes. Geogr. Abhandlung, 3. Reihe, H. 8.
- (1936): Flusswerk im Sottoceneri. Boll. della Soc. Tic. di Sc. Nat. 30 e 31, 1935/36, p. 153.
- (1946): Studien zur Geomorphogenese der Südalpen zwischen St. Gotthard und Alpenrand. Geographica Helvetica, I, H. 2, S. 65.
- ARGAND, E. (1911): Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines. Mat. pour la Carte géol. de la Suisse. N. S. Livr. 31.
- BÄCHLIN, R. (1937): Geologie und Petrographie des M. Tamara-Gebietes. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 17, S. 1.
- BEARTH, P. (1932): Ganggesteine des Malcantone. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 12, S. 180.

- BRUNNER, P. (1930): Die Tresa als Abfluss des Lago di Lugano. Mitt. der Geogr. Ethnogr. Ges. Zürich, Bd. 30, 1929/30, S. 54.
- BUGGE, J. A. W. (1943): Geological and petrographical investigations in the Kongsberg-Bamble Formation. Norges Geol. Unders. Nr. 160.
- BURFORD, J. A. (1933): Failles et Minerais du Malcantone. Bull. Suisse de Min. et Pétr. 13, S. 435.
- (1940): Les formations cristallines de la région luganaise. Bull. Suisse de Min. et Pétr. 20, S. 253.
- CASASOPRA, S. (1943): Ultime vicende geologiche nel bacino del Ceresio. Boll. della Soc. Tic. di Sc. Nat. 38, p. 15.
- CLARKE, F. W. (1915): Analyses of Rocks and Minerals, Washington.
- CORNELIUS, H. P. und FURLANI-CORNELIUS, M. (1930): Die insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, Math.-natw. Kl. Bd. 102, S. 207.
- DOEGLAS, D. J. (1930): Die Geologie des Monte San Giorgio und des Val Mara. Leid. Geol. Meded. Deel 3, S. 335.
- DU BOIS, J. (1931): Les gisements de mispickel aurifères d'Astano. Mat. pour la géol. de la Suisse, Sér. géotechn. 16. Livr., fasc. 2.
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H. (1937): Die „Kalksilikatfelse“ von Urach. Sitz. Ber. Heidelberger Akad. Wiss. Math.-nath. Kl. Jg. 1937, 5. Abh.
- ESCHER, B. G. (1911): Über die praetriasische Faltung in den Westalpen ... mit einem Anhang über ... das Carbon von Manno. Diss. E.T.H. Zürich.
- ESKOLA, P. (1932): Conditions during earliest geological times. Ann. Acad. Sc. Fennicae, Ser. A, Vol. 36, No. 4.
- FEHLMANN, H. (1919): Der schweizerische Bergbau während des Weltkrieges. Bern.
- (1947): Der schweizerische Bergbau während des zweiten Weltkrieges. Herausgegeben vom Büro für Bergbau des Eidg. K.I.A.A. Bern.
- GRUBENMANN, U. (1907): Vorläufige Mitteilung über einen schweizerischen Sillimanitgneis. Vierteljahrsschrift Nat. Ges. Zürich, Jg. 52, S. 279.
- GYGAX, F. (1940): Über die diluviale Schneegrenze am Monte Tamaro. Verhandl. der Schweiz. Nat. Ges. 120. Versamml., S. 232.
- (1948): Niederschlag und Abfluss im Einzugsgebiet der Magliasina. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Ser., Hydrologie, 4. Liefg., III. Bd., Forschungsgebiet 16.
- HARADA, T. (1882): Das Luganer Eruptivgebiet. Diss. München.
- HARLOFF, CH. E. A. (1927): The Geology of the porphyry district of Lugano between Ponte Tresa and Luino. Leid. Geol. Meded. Deel 2, S. 117.
- HARRASSOWITZ, H. (1926): Studien über mittel- und südeuropäische Verwitterung. Geol. Rundschau, Steinmann Festschr., S. 122.
- HEER, O. (1876): Flora Fossilis Helvetiae. Zürich.
- HEIM, ALB. u. ARN. (1917): Der Kontakt von Gneiss und Mesozoikum am N-Rand des Aarmassivs bei Erstfeld. Vierteljahrsschrift d. Nat. Ges. Zürich, Jg. 62.
- HENTSCHEL, H. (1943): Die kalksilikatischen Bestandmassen in den Gneisen des Eulengebirges (Schlesien). Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. N. F. Bd. 55.
- HJELMQUIST, S. (1937): Über Prehnit als Neubildung in Biotit-Chlorit. Geol. Fören. Stockholm Förh. Bd. 59, H. 2, S. 234.
- VAN HOUTEN, J. (1929): Geologie der Kalkalpen am Ostufer des Lago Maggiore. Ecl. geol. Helvet., Vol. 22, No. 1.

- HUBER, H. M. (1943): Physiographie und Genesis der Gesteine im SE Gotthardmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 23, S. 72.
- HUTTENLOCHER, F. (1934): Die Erzlagerstättenzone der Westalpen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 14, S. 22.
- JOHANNSEN, A. (1922): Essentials for the microscopical determination of rock-forming minerals and rocks. Chicago.
- KELTERBORN, P. (1923): Geologische und petrographische Untersuchungen im Malcantone. Verh. Nat. Ges. Basel, Bd. 34, S. 128.
- KERN, R. (1947): Zur Petrographie des Centovalli. Diss. E.T.H. Zürich.
- KLOMPÉ, TH. H. F. (1929): Die Geologie des Val Mora und des Val Brembo di Mezzoldo. Diss. Leiden.
- KOENIGSBERGER, J. (1926): Zum Alter der Gneismetamorphose in den Alpen und deren Beziehung zum Carbon. Geol. Rundschau, Steinmann-Festschr. S. 363.
- (1928): Über carbonähnliche Ablagerungen in den N Dinariden bei Lugano. Ecl. geol. Helv. Vol. 21, S. 285.
- KOOMANS, C. M. (1937): Der Chemismus des Luganer Porphyrgbietes. Leid. Geol. Meded. Deel 9.
- KUENEN, PH. H. (1925): The porphyry district of Lugano W of the Valganna. Leid. Geol. Meded. Deel 1, S. 129.
- LAVIZZARI, L. (1849): Istruzione popolare sulle principali rocce ... del Cantone Ticino. Lugano.
- (1863): Escursioni nel cantone Ticino. Lugano.
- LEUZINGER, P. (1926): Geologische Beschreibung des Monte Campo dei Fiori und der Sedimentzone Luganensee-Valcuvia. Ecl. geol. Helvet. Vol. 20, S. 90.
- MAGYAR, ST. und VON MOOS, A. (1947): Der glimmerartige Ton in der Trias des Mte. Caslano. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 27, S. 21.
- MEHNERT, K. R. (1940): Über Plagioklas-Metablastesis im mittleren Schwarzwald. Zentralbl. Min. etc. Jg. 1940. Abt. A, S. 47.
- NANGERONI, L. G. (1932): Carta geognostico-geol. della Prov. di Varese con uno studio sulla geol., le rocce e le forme del terreno della reg. Varesina. Varese.
- NEGRI, G. e SPREAFICO, E. (1869): Saggio sulla Geologia dei Dintorni di Varese e di Lugano. Mem. R. Ist. Lomb. Sc. e Lett. classe Sc. Mat. e Nat. vol. XI, ser. II. fasc. II, p. 1—22.
- NIER, A. O. and GULBRANSON, E. A. (1939): Variations in the relative abundance of the carbon isotopes. Jour. Am. Chem. Soc., Vol. 61, p. 697.
- NIGGLI, E. (1944): Das W Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende N-Rand des Gotthardmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 24, S. 58.
- NIGGLI, P. (1923): Gesteins- und Mineralprovinzen. Berlin.
- NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F. und WINTHERHALTER, R. U. (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. z. Geol. der Schweiz. Geotechn. Ser. 14. Liefg.
- (1936): Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 16, S. 295.
- (1936): Die Magmentypen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 16, S. 335.
- NIKITIN, W. (1936): Die Fedorow-Methode, Berlin.
- NOVARESE, V. (1929): La zona del Canavese e le formazioni adiacenti. Mem. descr. carta geol. d'Italia, vol. 22, p. 65.
- PAULING, L. (1930): The structure of the micas and related minerals. Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.A., vol. 16, p. 123.

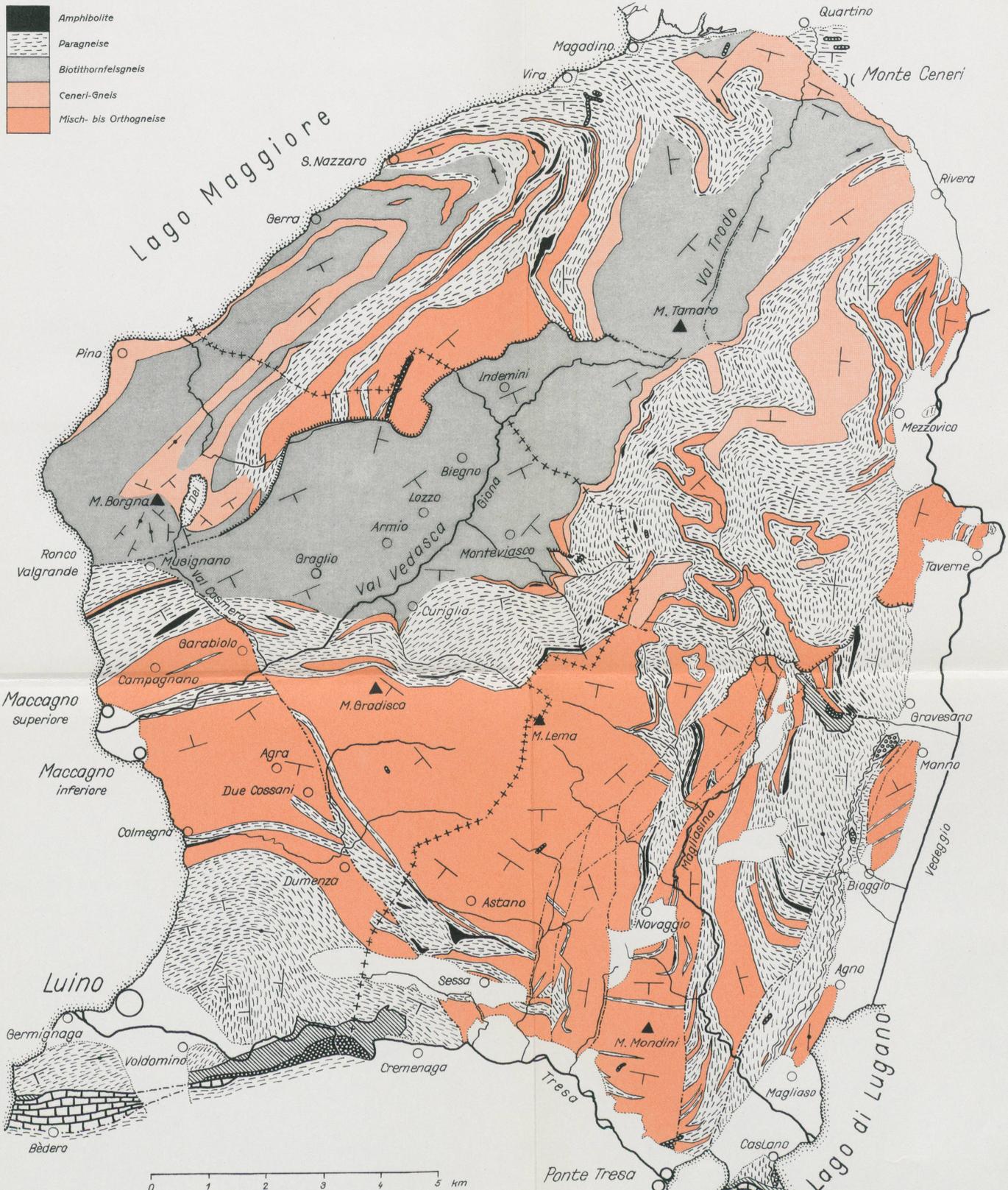
- DE QUERVAIN, F. und FRIEDLAENDER, C. (1942): I. Nachtrag zu Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. Geol. der Schweiz, Geotechn. Ser. 20. Liefg.
- REINHARD, M. (1931): *Universaldrehtischmethoden*. Basel.
- (1934): Geologische Übersicht über das Tessin. Fasc. III und Exkursion Nr. 69, Bellinzona-Monte Ceneri-Manno-Malcantone-Lugano in Fasc. II des Geol. Führer d. Schweiz. Basel.
- (1935): Über Gesteinsmetamorphose in den Alpen. *Jaarb. Mijnbouwkundige Ver. te Delft*, S. 39.
- REINHARD, M. und KNOBLAUCH, P. (1939): Text und Karte des geologischen Atlasblattes 516 Iorio.
- RODE, K. P. (1941): The geology of the Morcote Peninsula and the petrochemistry of the porphyry magma of Lugano. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 21, S. 194.
- RÜGER, L. (1930): Zur Frage des metamorphen Carbons im N Luganeser Seengebirge. *Centralbl. Min. etc. Jg. 1930, Abt. B*, S. 379.
- SANDER, B. (1911): Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. *Tscherm. Min. Petr. Mitt. N. F. Bd. 30*, S. 281.
- (1912): Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. *Jahrb. k.k. geol. Reichsanst. Bd. 62*, S. 219.
- (1930): *Gefügekunde der Gesteine*. Wien.
- SCHNEIDERFRANKEN, I. (1943): *Ricchezza del suolo ticinese*. Bellinzona.
- SENN, A. (1924): Beiträge zur Geologie des Alpensüdrandes zwischen Mendrisio und Varese. *Ecl. geol. Helvet. Vol. 18*, S. 551.
- DE SITTER, L. U. (1925): Les porphyres Luganais entre le Lac de Lugano et le Valganna. *Leid. Geol. Meded. Deel 1*, p. 187.
- (1939): Les porphyres luganois et leurs enveloppes. *Leid. Geol. Meded. Deel 11*, p. 1.
- DE SITTER, L. U. and DE SITTER-KOOMANS, C. M. (1949): The geology of the bergamasc alps. *Leid. Geol. Meded. Deel 14*.
- SORDELLI, F. (1896): *Flora fossilis insubrica*. Milano.
- SPAENHAUER, F. (1932): Petrographie und Geologie der Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 12, S. 27.
- SPICHER, A. (1940): Geologie und Petrographie des oberen Val d'Isone. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 20, S. 17.
- SPREAFICO, E., DE NEGRI, G. e STOPPANI, M. (1876): foglio XXIV. (Lugano-Como) della carta geologica della Svizzera 1: 100000 (carta Dufour).
- STAUB, R. (1916): Zur Tektonik der SE Schweizeralpen. *Beitr. geol. Karte der Schweiz, N. F. 46*. Liefg.
- (1924): Der Bau der Alpen. *Beitr. geol. Karte der Schweiz, N. F. 52*. Liefg.
- (1949): Betrachtungen über den Bau der Südalpen. *Ecl. geol. Helvet. Vol. 42*, S. 215.
- STELLA, A. (1894): Contribuito alla geologia delle formazioni pretriasiche nel versante meridionale delle Alpi Centrali. *Boll. del R. Com. geol. d'Italia. Ser. III. Vol. 5*, p. 83.
- STRECKEISEN, A. (1928): Geologie und Petrographie der Flüelagruppe. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 8, S. 87.
- STUDER, B. (1851): *Geologie der Schweiz*, I. Bd. Bern/Zürich.
- SUZUKI, J. (1930): Über die Staurolith-Andalusit-Paragenesis im Glimmergneis von Piodina bei Brissago. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 10, S. 117.

Geologische Uebersichtskarte des Seengebirges zwischen Lago Maggiore, Tresa und Veduggio

Nach den publizierten Karten von R. Bächlin, Ch. E. A. Harloff und J. van Houten
und unveröffentlichten Aufnahmen von M. Reinhard und P. Graeter,
zusammengestellt von P. Graeter.

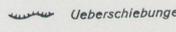
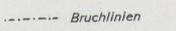
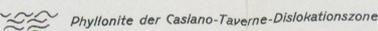
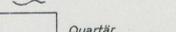
Kristallines Grundgebirge

-  Amphibolite
-  Paragneise
-  Biotithornfelsgneis
-  Ceneri-Gneis
-  Misch- bis Orthogneise



0 1 2 3 4 5 km

Sedimentgesteine und permische Vulkanite

-  permische Vulkanite und Gänge
-  Anisien-Ladinien
-  Permo-Werfenien
-  Karbon
-  Ueberschiebungen
-  Bruchlinien
-  Phyllonite der Caslano-Taverne-Dislokationszone
-  Quartär

Leere Seite
Blank page
Page vide

Geologische Karte des Malcantone (südliches Tessin)

Aufgenommen von P. Graeter 1945-47

Masstab 1:25 000

Kristallines Grundgebirge

-  Amphibolite
- Paragneise**
 -  schiefeliger Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneis
 -  derselbe, Hornblende führend, und Hornblendeagneis
 -  feinfaseriger Biotit- und Zweiglimmer-Plagioklasgneis
 -  Muskowit- bis Zweiglimmerchiefergneis
 -  Ort mit Tonereisilliten (Glimmelgneis)
 -  granitführender Muskowitschiefer (Fornasette)
 -  hornfelsartige Gneise
 -  Sillimanit-Hornfelsgneis
 -  Hornfelsgneiszone im Glimmelgneis
 -  Serizitschiefergneise

Misch- bis Paragneise

-  Ceneri-Gneis
-  feinfaseriger Biotit-Plagioklasgneis, Kalkfeldspat führend

Misch- bis Orthogneise

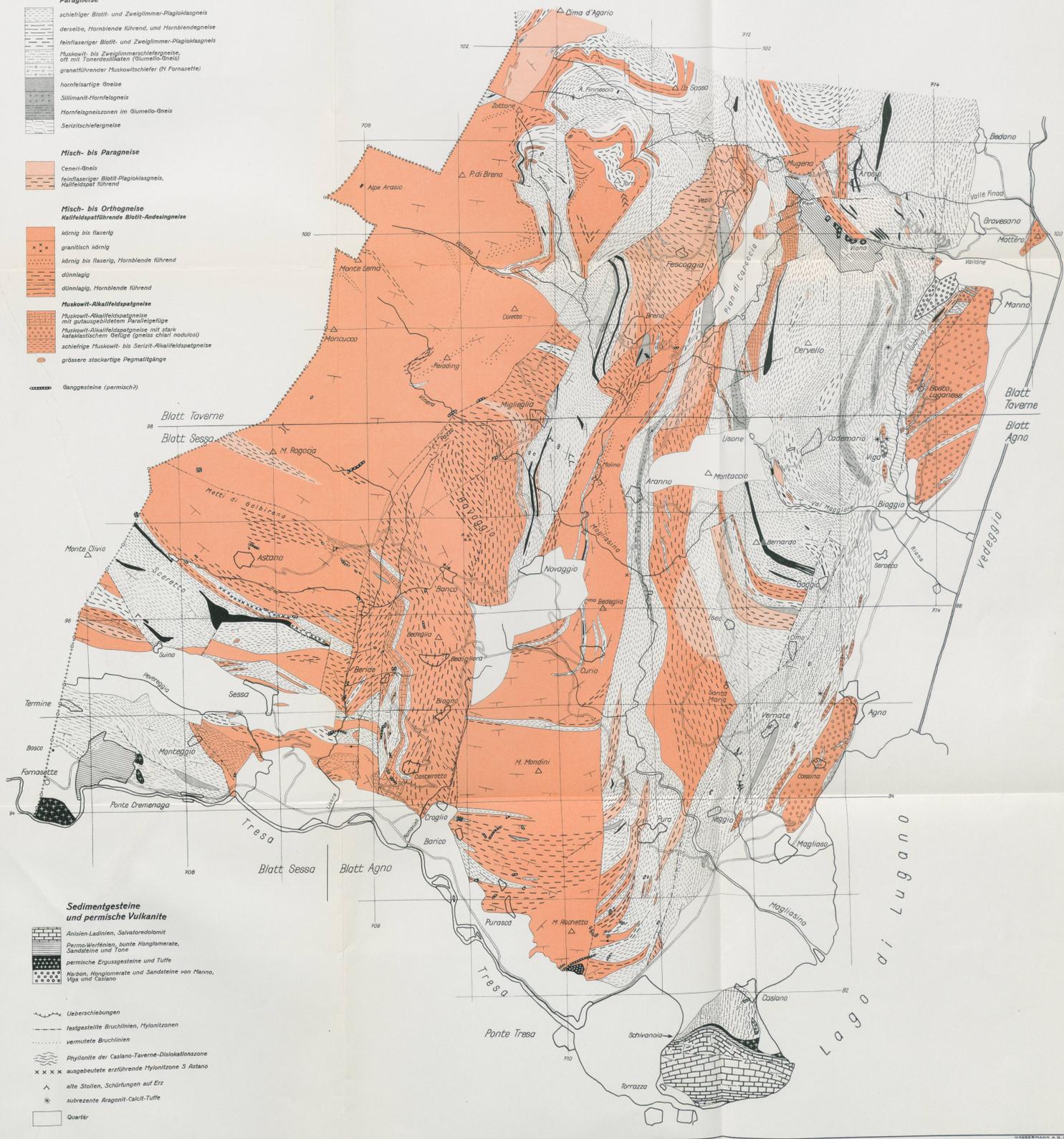
-  Kalkfeldspatführende Biotit-Andesigneise
-  körnig bis faserig
-  granitisch körnig
-  körnig bis faserig, Hornblende führend
-  dünnlagig
-  dünnlagig, Hornblende führend
- Muskowit-Alkalifeldspatgneise**
 -  Muskowit-Alkalifeldspatgneise mit gutausgebildetem Parallelgefüge
 -  Muskowit-Alkalifeldspatgneise mit stark kataklastischem Gefüge (Gneise d'Arno nodulosi)
 -  schiefelige Muskowit- bis Serizit-Alkalifeldspatgneise
 -  grössere stockartige Pegmatitgänge

Ganggesteine (permisch)

-  Ganggesteine (permisch)

Sedimentgesteine und permische Vulkanite

-  Anisien-Ladinien, Salvatoreolomit
-  Permio-Werfenen, bunte Konglomerate, Sandsteine und Tone
-  permische Ergussgesteine und Tuffe
-  Harbon, Konglomerate und Sandsteine von Manno, Vige und Caslano
-  Ueberschleibungen
-  festgestellte Bruchlinien, Mylonitzonen
-  vermutete Bruchlinien
-  Phylonite der Caslano-Taverne-Dialokationszone
-  ausgebeutete erzführende Mylonitzone S Astano
-  alte Stollen, Schürflungen auf Erz
-  subrezente Aragonit-Calcit-Tuffe
-  Quartär



Leere Seite
Blank page
Page vide

- TARAMELLI, T. (1880): Il Cantone Ticino meridionale ed i paesi finitimi. Mat. per la Carta geol. d. Svizzera Vol.17.
- (1903): I tre laghi. Milano.
- VENZO, S. e MAGLIA, L. (1947): Lembi carboniferi trasgressivi sui micascisti alla „fronte sedimentaria sudalpina“ del Comasco e del Varesotto. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., Vol. 86, p. 33.
- WARREN, B. E. (1930): The crystal structure and chemical composition of the monoclinic amphiboles. Zeitschr. Krist. Bd. 72, S. 493.
- WEBER, F. (1936): Führer durch den Südtessin, Geologischer Teil mit Profilen. Eidg. Postverwaltung. Bern.
- WEHRLI, L. (1925): Das produktive Karbon der Schweizeralpen. Beitr. Geol. der Schweiz. Geotechn. Ser. 11. Liefg., I. Teil.
- WENK, E (1934): Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 14, S. 196.
- (1936): Zur Genese der Bändergneise von Ornö Huvud. Bull. of the Geol. Instit. of Upsala, Vol. XXVI.
- ZURKIRCH, J. (1913): Die Südalpen zwischen Langensee und Valganna. Manuskript aufbewahrt im geol.-paläont. Inst. der Univ. Basel.