

Zeitschrift:	Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band:	50 (1970)
Heft:	2
Artikel:	Petrographie und Strukturanalyse des westlichen Bergeller Massivs und seines Rahmens
Autor:	Moticska, Peter
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-39262

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 24.01.2026

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

Petrographie und Strukturanalyse des westlichen Bergeller Massivs und seines Rahmens

Von *Peter Moticska* (Basel) *)

Mit 39 Figuren und 4 Tabellen im Text, 3 Beilagen (Tafeln I-VI)

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit der Tektonik, Petrographie, Metamorphose und Genese des westlichen Bergellermassivs und dessen Rahmengesteinen.

Zwischen Valle della Mera, dem unteren Veltlin und Val Malenco liegt das spätalpine Granodiorit-Tonalitmassiv im Gesteinskomplex der östlichen Lepontinischen Gneisregion. Ein tonalitischer Ausläufer des Massivs dringt in westlicher Richtung bis in das Tessin hinein.

Hervorstechendes strukturelles Merkmal des Gebietes ist eine flach gegen Osten einfallende Grossfalte, die vom Misox kommend einen weiten Bogen gegen Süden beschreibt, am Lago di Mezzola das Meratal kreuzt und sich auf der Nordseite von Val Codera gegen Nordosten fortsetzt. Der Südschenkel der Antiklinale taucht zum Teil unter das Bergellermassiv ein, zum Teil wird er von diesem eingenommen. Das planare Parallelgefüge der steilstehenden Gneisschichten setzt sich in östlicher Richtung im Tonalit und Granodiorit fort. Die flach nach Osten einfallenden Lineationen des Rahmens sind in rudimentärer Form im Korngefüge der Tonalite erhalten. Die angenähert E-W streichende und gegen Süden fallende, steilstehende Gneisschichtung erfährt in den südlichen Tonaliten allmählich eine Steilstellung und Überkippung, so dass ein fächerförmiger Bau entsteht, der auch in anderen, ähnlichen Gesteinskörpern – wie etwa im Adamello – zu finden ist.

Geologische Profile durch das westliche Bergeller Massiv zeigen, dass der Unterbau dieses Massivteiles und dessen Ausläufer keineswegs in den „ewigen Täufen“ verschwindet, sondern in mehr oder weniger tiefen, keilförmigen Rinnen auf dem Rahmengestein schwimmt und flach gegen Osten abfällt. Demzufolge muss der Komplex metamorpher Gesteine im oberen Val Mässino als geologisches Fenster angesehen werden.

Die alpine Regional-Thermo-Dynamometamorphose der Rahmengesteine entspricht den PT-Bedingungen der Sillimanit-Muskowitzzone in der Amphibolitfazies. Eine Metamorphose durch Kontaktteinwirkung bei der Platznahme des Massivs konnte nicht nachgewiesen werden. Dagegen kann ein metasomatischer Stoffaustausch (im dm- bis m-Bereich) zwischen den Karbonatgesteinen und Amphiboliten einerseits, und ihren Hüllgesteinen (Gneise, Tonalite) andererseits, bestätigt werden. Anzeichen einer allgemeinen retrograden Metamorphose sind vorhanden.

*) Mineralogisch-petrographisches Institut, Bernoullianum, 4000 Basel. Gegenwärtige Adresse: Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Dpto. de Geologia, Caracas, Venezuela.

Die Bildung von Tonalit und Granodiorit wird auf verschiedenartige, sich zeitlich überschneidende Vorgänge der Stoffzufuhr aus einem gemeinsamen, tiefgelegenen Magmenherd zurückgeführt. Diese Auffassung setzt eine magmatische Sonderung voraus. Die basischen Bestandteile führen als „basische Vorhut“ zur Tonalitbildung. Rein metasomatische Stoffzufuhr im klassischen Sinne wird nicht angenommen. Die Bildung von Granodiorit wird auf „Imbibition“ und Assimilation der vorhandenen Gneiskomplexe durch wässrige Schmelzen zurückgeführt. Der Novategranit ist eine spätalpine, post-granodioritische Intrusion, bei der die Herkunft des Magmas nicht im Massiv zu suchen ist.

Abstract

This work deals with the tectonics, petrography, metamorphism and genesis of the western Bergell massif and its mantle.

The late-alpine granodiorite-tonalite body lies in the rock complex of the eastern „Lepontinische Gneisregion“, between Valle della Mera, the lower Valtellina and Val Malenco. A tonalitic branch penetrates far eastwards into the canton Ticino.

A dominant structural characteristic of this area is a large anticline, whose axis dips gently to the east. Coming from the Val Mesolcina, it describes an ample arc facing to the south, crosses the Valle della Mera near the Lago di Mezzola, and proceeds on the northern side of Val Codera trending to northeast. The south flank of the antiform partly plunges beneath the granodiorite-tonalite body, and partly it is occupied by the latter. The foliation of the steeply dipping gneiss layers can be traced further eastward into the granodiorite and tonalite. The gentle, eastward dipping lineations of the mantle-rocks are preserved in a rudimentary form in the grain structure of the tonalite. Proceeding to the S. the steeply south-dipping schistosity becomes gradually steeper, and eventually overturns. A fan-shaped structure is thus formed, which is also found in other, similar rock-complexes, e.g. the Adamello pluton.

Geological profiles of the western Bergell Alps show, that the substructure of this part of the granitic body by no means disappears in the „ewigen Täufen“, but rests on the mantle-rock in more or less deep, wedge-shaped furrows, which dip to the east. Accordingly, the complex of metamorphic rocks in the upper Val Mässino must be regarded as a geological window.

The alpine regional thermo-dynamometamorphism of the mantle-rocks corresponds to the PT-conditions of the sillimanite-muscovite zone in the amphibolite facies. A contact metamorphism due to the intrusion could not be proved. On the other hand, a metasomatic exchange of matter with the amphibolites and carbonate rocks was confirmed. Traces of a general retrograde metamorphism are present.

The formation of tonalite and granodiorite is attributed to different processes of supply of matter from a common, deep seated magma. These events overlap chronologically. This conception implies a magmatic differentiation. The basic components lead to the formation of the tonalites (as a “basic vanguard”). Purely metasomatic supply in the classical sense is not assumed. The formation of granodiorite is attributed to imbibition and assimilation of the preexistent gneisses by aqueous melts. The Novate granite is a late-alpine, post-granodiorite intrusion, whose source should not be sought in the Bergell granitic body.

Riassunto

Il presente lavoro tratta della tectonica, petrografia, metamorfismo e genesi del settore occidentale del massiccio di Val Mässino-Val Bregaglia e delle sue rocce incassanti.

Il massiccio granodioritico-tonalitico tardoalpino si estende tra la Valle della Mera, la bassa Valtellina e la Val Malenco e si trova nella zona orientale della regione degli gneiss lepontinici (Lepontinische Gneisregion). A W il massiccio si assottiglia fino a risolversi in una stretta fascia tonalitica che si spinge fino al Canton Ticino.

La tettonica di questa zona è caratterizzata soprattutto da una grande anticlinale che si sviluppa nella Val Mesolcina; questa struttura attraversa poi la Valle della Mera, e continua sul lato nord della Val Codera in direzione NE. Il fianco sud dell'anticlinale si immerge in parte sotto il massiccio ed è in parte da questo inglobato. La struttura planare degli gneiss mostra forte pendenza e continua in direzione E nella tonalite e nella granodiorite. Le strutture lineari delle rocce incassanti si immergono a E con lieve inclinazione e si riscontrano in tracce anche nelle microstrutture della tonalite. La giacitura è diretta a E; l'immersione, ripida verso sud, si trasforma in immersione verticale e persino rovesciata nella zona meridionale delle tonaliti. Ne risulta una tettonica a ventaglio, come in altri massicci simili, per esempio nel massiccio dell'Adamello.

Le sezioni geologiche attraverso la parte occidentale del massiccio provano nettamente che la parte basale (Unterbau) di suddetta parte del massiccio e delle sue ramificazioni nelle rocce incassanti non continua in profondità indefinitamente, ma al contrario le parti inferiori del massiccio giacciono su solchi cuneiformi più o meno approfonditi nelle rocce incassanti, e le stesse parti inferiori del massiccio mostrano una giacitura isoclinali con immersione lievemente inclinata verso E. Da ciò si deduce che il complesso delle rocce metamorfiche dell'alta Val Mâsino costituisce una finestra geologica.

Le rocce incassanti furono soggette nel corso della cristallizzazione alpina ad un metamorfismo dinamico e termico regionale e si trovano nelle condizioni di temperatura e pressione della zona di sillimanite-muscovite della facies ad anfibolite. Mancano i prodotti metamorfici di contatto provocati da qualsiasi messa in posto del massiccio. Però si conferma uno scambio metasomatico di materia, tra il decimetro e il metro, fra le rocce carbonatiche e le anfiboliti. Si riscontrano pure fenomeni di metamorfismo retrogrado generale.

Riteniamo che la tonalite e la granodiorite siano i prodotti di diverse fasi di trasporto di materie provenienti da un profondo focolaio magmatico comune, le diverse fasi si intersecano in ordine cronologico. Da questi rapporti si deduce una differenziazione magmatica nel detto focolaio. Le materie basiche generarono una specie di „avanguardia basica“ che dava origine alla tonalite. Un apporto esclusivamente metasomatico nel senso classico viene negato. La genesi della granodiorite è intesa come risultato di una „imbibizione“ e d'assimilazione degli gneiss preesistenti mediante masse fuse ricche d'aqua.

Il granito di Novate appare come prodotto di una intrusione tardoalpina avvenuta dopo la genesi della granodiorite; l'origine del magma intrusivo è da cercarsi però fuori del suddetto massiccio.

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	358
I. Einleitung	360
1. Geographische Lage und Geomorphologie	360
2. Problemstellung	362
3. Historische Übersicht	362
II. Gebirgsbau	364
1. Die geologische Lage des Massivs	364
2. Die „ampia anticlinale“	365

3. Bau der westlichen Ausläufer des Massivs und deren Rahmen	367
4. Gefügeanalytische Untersuchungen	370
III. Petrographie	376
1. Untersuchungsmethoden	376
2. Gesteine des Massivs	377
A. Bergeller Granodiorit	377
B. Tonalit	382
Züge porphykartiger Monzodiorite im Tonalit	387
C. Die Übergangszone	387
D. Dunkle Einschlüsse	389
E. Junge Aplit- und Pegmatitgänge	393
Myrmekite	398
3. Granit vom Typus Novate-San Fedelino	400
4. Gesteine des Rahmens	404
A. Glimmergneise und Migmatite	404
B. (Cordierit)-Sillimanit-Granat-Zweiglimmergneise	410
Die Metamorphose der Rahmengesteine	412
C. Das Sapphiringestein von Val Codera	413
D. Kalksilikatfelse und Marmore	418
Zur Metamorphose der karbonatischen Gesteine	425
E. Amphibolite	429
F. Ultrabasite	431
IV. Über die Genese des Bergeller Massivs	435
Altersbestimmungen	438
V. Chemische Analysen	439
Literaturverzeichnis	441
Anhang: Geologische Karte des westlichen Bergeller Massivs	Karte I
Strukturkarten: Verlauf der s-Flächen	Karte II
Verlauf der linearen Paralleltextur	Karte III
Gefügediagramme: Glimmerorientierung im Rahmengestein	Karte IV
Glimmerorientierung im Tonalit	Karte V
Hornblendenorientierung im Tonalit	Karte VI

Vorwort

Die vorliegende Arbeit ist auf Anregung von Prof. Dr. E. Wenk begonnen und unter seiner Leitung ausgeführt worden.

Mit der Kartierung des Gebietes und dem Sammeln des Materials war ich während der Sommermonate 1967 bis 1969 beschäftigt. Die Auswertung der gesammelten Proben und Daten wurden am Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Basel durchgeführt.

Zu aufrichtigem Dank bin ich Herrn Prof. Dr. E. Wenk für die Leitung, wertvolle Anregungen und das stete Interesse für meine Arbeit verpflichtet. Mein besonderer Dank gilt Herrn PD Dr. V. Trommsdorff für seine Hilfsbereitschaft, für Ratschläge und anregende Diskussionen.

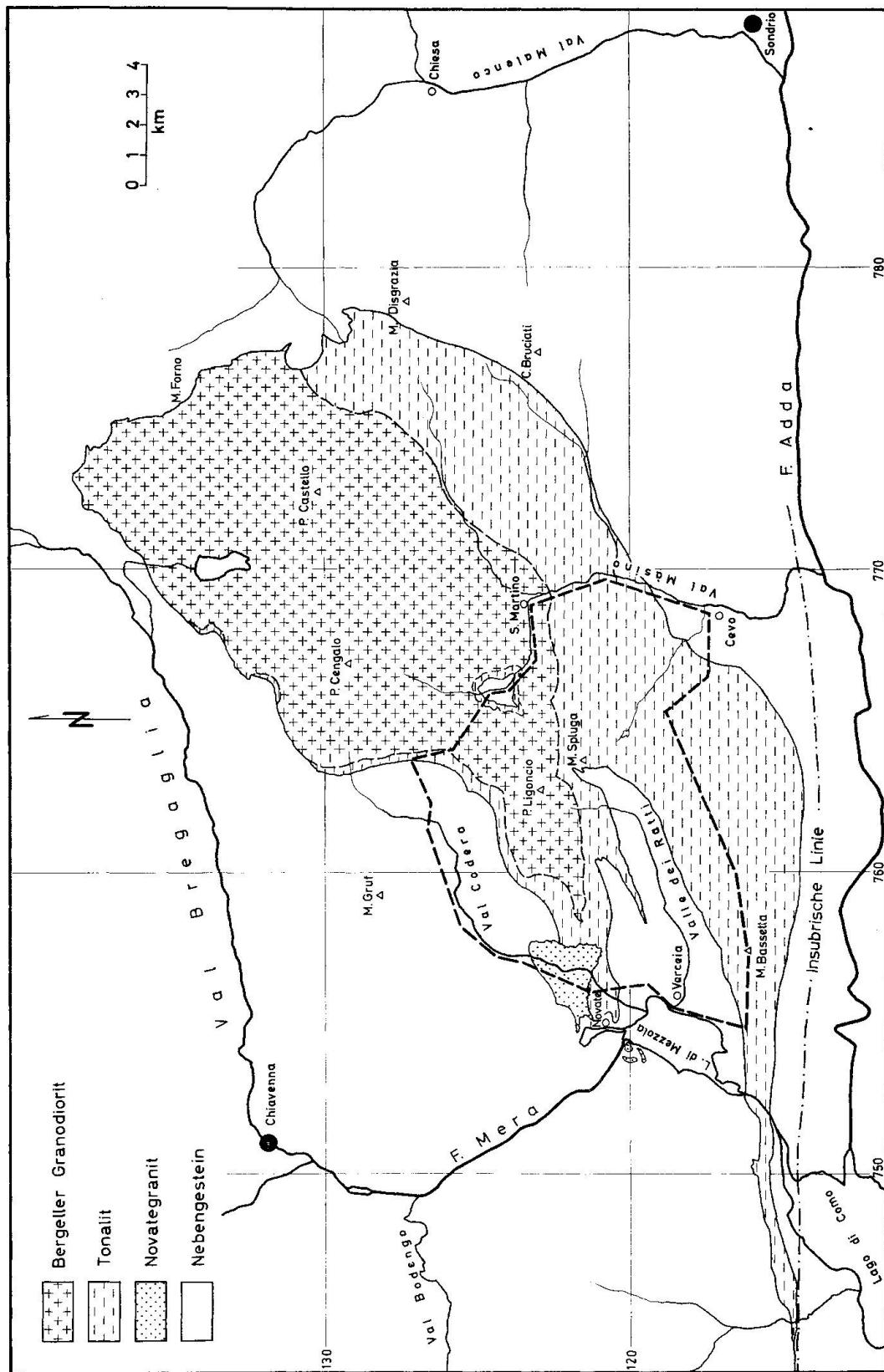


Fig. 1. Übersichtskarte des Bergeller Massivs.

Prof. Dr. P. Bearth danke ich herzlich für die Einführung in petrographische Untersuchungsmethoden und seine stetige Anteilnahme. Besonders verpflichtet bin ich den Herren Prof. Dr. H. Schwander und Dr. W. Stern für geochemische Untersuchungen an meinen Proben.

Für die Herstellung von Dünnschliffen und die Hilfsbereitschaft in technischen Belangen danke ich Herrn E. Glauser und Herrn T. Fischer recht herzlich.

Mit besonderem Vergnügen und Dank erinnere ich mich an die Zusammenarbeit und die angeregten Diskussionen mit meinen Freunden und Kollegen, den Herren: Dr. F. Keller, Dr. A. Steck, R. Wetzel, J. Arnoth, Dr. R. S. Sharma, Dr. M. Joos, R. Schedler, A. Vgenopoulos und H. Hänni.

Schliesslich möchte ich dem venezolanischen „Ministerio de Minas e Hidrocarburos“ dafür danken, dass es meinen Studienaufenthalt in der Schweiz durch finanzielle Hilfe ermöglicht hat.

I. EINLEITUNG

I. 1. Geographische Lage und Geomorphologie

Das Kartierungsgebiet liegt ganz im italienischen Teil des Bergeller Massivs. Aus der Übersichtskarte (Fig. 1) geht die Lage desselben hervor. Im Norden und Osten von den Tälern Codera und Mässino begrenzt, zieht sich das Gebiet im Süden bis zur Gebirgskette des Monte Bassetta-Monte Sciesa. Im Westen erstreckt es sich bis zum Lago di Mezzola. Das untersuchte Terrain erfasst also die südwestlichen Ausläufer des Massivs und dessen Rahmengesteinskomplex.

Hervortretende geomorphologische Merkmale sind die Gletscherkare und Gletschertäler. Die ersten bestreiten den grösseren Teil der Gesamtoberfläche. Es sind hochgelegene, grosse, halbkreisförmige Senken, die relativ flach gegen das Gletschertal absinken, und in diese über eine hohe Steilstufe einfallen (Fig. 2). Die Käre werden durch schmale, steile Gräte voneinander getrennt, deren Zacken, Nadeln und Gipfel dem Gebiet einen wunderbar wilden Charakter verleihen. Die Höhendifferenzen sind beträchtlich. Vom Niveau des Lago di Mezzola (200 m ü. M.), steigt das Gelände rasch bis über 3000 m ü. M. an.

Die grossen Gletschertäler (Val Codera, Val Mässino) sind flach und breit und besitzen wenig Gefälle. Das Valle dei Ratti ist dagegen in seiner ganzen Länge ein relativ enges Tal. In ihrem untersten Lauf aber stürzen sie allesamt in kurze, wilde Schluchten, bevor sie die grossen Täler der Mera und der Adda erreichen.

Der hochgelegene Gebirgsteil ist hervorragend aufgeschlossen. Nur geringfügig wird der gewachsene Fels von Schuttkegeln, Grasnarben, Schnee und Eis bedeckt. Die breiten Talsohlen sind meist von Alluvionen, Geröll und Restschichten grosser Seitenmoränen überdeckt.

Bergstürze und Sackungen sind nicht selten. Beispiele hierfür sind die grossen Sackungen von Frasneda und Foppaccia, deren breiter Stufenabsatz



Fig. 2. Hochgelegenes Gletscherkar am oberen Valle dei Ratti.



Fig. 3. „Pizzi dell’Oro“, Berggrat in granodioritischem Gestein.

eine willkommene Fläche für die Ansiedlung kleinerer Dörfer bildet. Dasselbe gilt für die grösseren Moränen, die hier und dort die westlichen Berghänge bedecken.

Als topographische Unterlage konnte einzig die alte Landeskarte von Italien (Carta d’Italia, F^o. 17 und 18) im Massstab 1 : 25 000 verwendet werden. Als Übersichtskarten dienten die Blätter Roveredo und M. Disgrazia der Landeskarte der Schweiz 1 : 50 000.

I. 2. Problemstellung

Es galt einerseits den südwestlichen Teil des Bergellermassivs eingehend zu kartieren, wobei abgesehen von älteren Kartenskizzen der Randpartien (REPOSSI 1915, MERLA 1932) und neueren kleinen Detailarbeiten (PICCOLI 1962, CRESPI und SCHIAVINATO 1965), keine geologischen Karten zur Verfügung standen; andererseits waren die Gesteine des Massivs und seines Rahmens, die Kontakterscheinungen und die Metamorphose zu untersuchen. Besondere Aufmerksamkeit wurde dem Gebirgsbau gewidmet. Es galt die östliche Fortsetzung der lepontinischen Tektonik und den Verlauf einer gegen Osten einfallenden Grossfalte abzuklären.

Parallel zu diesen Untersuchungen wurde der Versuch gemacht, die umstrittene Frage der Genese des Massivs zu beleuchten.

I. 3. Historische Übersicht

Auf der Suche nach den frühesten Angaben über die Geologie des Bergells stösst man auf den Namen B. STUDER. 1851 überquerte er den westlichen Teil des Massivs zwischen Val Codera und Val Mässino und beschrieb in groben Zügen die angetroffenen Gesteinsarten. Bereits 1854 ist der granitoide Gesteinskörper des Bergells auf der geologischen Karte von THEOBALD grob umrissen dargestellt. Drei Jahre später erwähnt G. vom RATH den „Coderagranit“ anhand eines Moräneblocks aus dem Schutthügel am Malojapass. Als Ergänzung zu seiner geologischen Karte beschreibt THEOBALD (1866) den Bergellergranit und den Tonalit (den er Syenit nennt). MELZI untersucht 1893 das Val Mässino und bezeichnet den gneisigen Bergellergranit als „gneis porfiroide“ und die massive Varietät als „serizzo ghiandone“. Den Tonalit nennt er „gneis anfibolico“.

Bis 1913 hielt man das Bergeller Massiv noch als dem Berninamassiv zugehörig. Wegen der hervorragenden Frische der Granite, der Abwesenheit von Myloniten und dem ungestörten Zug der Aplite und Pegmatite, vermutet STEINMANN (1913) ein tertiäres Alter für das Bergellermassiv und sondert es somit vom Berninamassiv ab. Zwischen 1913 und 1915 betreibt CORNELIUS eingehendere Untersuchungen am Bergellergranit, bestätigt dessen tertiäres Alter und verfechtes dessen rein intrusiven Charakter. Er vermutet, dass die Platznahme im oberen Oligozän geschah, also nach Abklingen der „Deckenbewegungen“ im lepontinischen Gebiet. 1916 berichtet er zum ersten Mal über das Vorkommen von Sapphiringesteinen im Val Codera. Eine gründliche petrographische Untersuchung derselben folgt 1921.

REPOSSI gibt 1916 eine detaillierte und wertvolle Beschreibung der Geologie und Petrographie des unteren Meratales. Zwischen 1918 und 1920 kartiert STAUB den nordöstlichen Teil des Massivs. Für die Genese desselben nimmt er Intrusionsmechanismen und Assimilationsvorgänge an. STAUB ist Autor

des Namens „Bergellermassiv“, welcher die von CORNELIUS zu Unrecht postulierte Bezeichnung „Disgraziamassiv“ ersetzt. 1921 entdeckt STAUB ein „weiteres Vorkommen von Trias im Val Mässino“.

PFISTER bestimmt 1921 das Alter der bergellergranit-geröllführenden fluviyalen Schuttablagerungen von Como und Varese als Oberoligozän-Miozän. Damit wird eine minimale Altersgrenze festgelegt. 1921 befassen sich DRESCHER und STORZ mit dem Problem der Genese des Massivs. Sie postulieren Injektionsvorgänge, konkordante Imbibition und Assimilation, die zu einer „weitgetriebenen, konkordanten Vergneisung“ führten.

MERLA kartiert 1935 die „Kristallinformationen“ des unteren Meratales. Er beschreibt die westlichen Ausläufer des Bergells, den Novategranit und deren Rahmen. 1940 publiziert DRESCHER-KADEN seine Arbeit über die Granitisierung des Nebengesteins und über petrographische Untersuchungen am nördlichen Bergell. Er kommt zum Schluss, dass der Bergellergranit teilweise durch Auskristallisation von Porenlösungen, vor allem aber durch Metasomatose und Assimilation des Rahmengesteins entstanden ist.

Weitere eingehende petrographische Untersuchungen am südwestlichen Bergellermassiv führt BALCONI (1941) durch. Die Berninakarte von STAUB (1946) bleibt bis heute die einzige grossangelegte geologische Karte des Bergellermassivs überhaupt.

Im Zuge der Abklärung der östlichen Grenzen der von ihm definierten „Leponinischen Gneisregion“ verfolgt E. WENK (1956) eine vom Misox gegen das untere Meratal verlaufende und mit östlichem Gefälle gegen das Bergeller Massiv abtauchende Grossfalte.

1957 kann CITA die minimale Altersgrenze des Massivs anhand bergellergranit- und tonalitführender Molasse von Como und Varese bereits auf Unteroligozän-Mitteloligozän herabsetzen. Im gleichen Jahr untersucht J. WEBER den sich nach Westen fortsetzenden Tonalitzug von Melirolo-Sorico und kommt zu dem Schluss, dass es sich um eine „syntektonische Intrusion“ handle. ARTUS beschreibt 1959 metamorphe Breccien basischer Gesteine im nordwestlichen Kontaktbereich des Massivs.

Mittels chemischer Analysen von Gesteinen des nördlichen Massivs legt WEIBEL (1960) die petrographischen Bezeichnungen derselben fest. Der „Bergeller Granit“ gehört somit weitgehend zu den Granodioriten, während der Tonalit zu den Quarzdioriten bis Dioriten zu zählen ist. WEIBEL geht auch auf die genetische Frage ein und neigt dazu, wiederum den rein intrusiven Vorgängen den Vorrang zu geben.

Zwischen 1961 und 1962 bearbeitet PICCOLI die Migmatite und den Granit von Novate. Er bringt deren Bildung im Kern der „ampia anticlinale“ in enge Beziehung mit der orogenen Durchbewegung. CALLEGARI und MONESI untersuchen 1961 die metamorph-metasomatischen Reaktionserscheinungen an ultramafischen Linsen im Novategranit.

WEIBEL und LOCHER beschreiben 1964 die Petrographie von Kontaktgesteinen aus dem Albignastollen. GANSSEUR und GYR berichten 1964 über endogene und exogene Xenolithschwärme im Massiv.

CRESPI führt 1965 Untersuchungen an Kalksilikatfelsen, Amphiboliten, Ultrabasiten und Migmatiten im Fenster von Val Mässino durch. Die Migmatisation wird von ihm als vormassivisch angesehen. 1965 befasst sich BLATTNER mit der Petrographie der granitoiden Gneisdome von Garzelli und Soè, südlich von Val Bodengo. Er bezeichnet sie als spätkinematische Komponenten der Migmatisation.

CRESPI und SCHIAVINATO beleuchten 1966 das Problem der Genese des Massivs; sie bezeichnen es als eine diapyrische Intrusion von semiplastischen Gesteinsmassen „in fortgeschrittenem anatektischen Zustand, unter Auswirkung der spätalpinen Tektonik“. 1967 beschreiben dieselben Autoren Kontakterscheinungen am westlichen Massivrand.

1967 erscheint die sehr gründliche petrographische Beschreibung des östlichen Massivrandes von GYR. Für die Bildung des granitoiden Gesteinskörpers nimmt er „eine Zufuhr des Hauptteiles aus einem tieferen Niveau“ an.

DRESCHER-KADEN (1969) fasst die Ergebnisse aller seiner petrographischen Untersuchungen am Bergellermassiv in dem Buch „Granitprobleme“ zusammen. In der Frage der Genese nimmt er Abstand von der Vorstellung einer Materialzufuhr aus der Tiefe; vielmehr stellt nach ihm das Granitmateriale „ein tektonisches Mobilisat aus dem Korngefüge des primären Altbestandes selbst dar, aktiviert durch Neuzufuhr von Lösungen“.

II. GEBIRGSBAU

II. 1. Die geologische Lage des Massivs

Die das Bergeller Massiv umgebenden Gesteinskomplexe sind verschiedenartig und ihre tektonische Zugehörigkeit ist umstritten.

Im Süden werden die alpinen Strukturen und alpin-metamorphen Gesteine von der Jorio-Tonale-Linie, auch Insubrische Linie genannt, abgeschnitten. Diese ausgedehnte, E-W streichende und etwa 2 km breite Dislokationszone wird von CORNELIUS (1930) als eine steile Aufschiebung nach Süden gedeutet. Es werden Sprungdifferenzen von 2000 bis 12 000 m angenommen. Jedenfalls stehen die beidseits angrenzenden Gebirgszüge in keinerlei Beziehung zueinander.

Unmittelbar nördlich der Tonale-Linie folgt die sog. Tonale-Serie, ein ebenfalls E-W streichender und recht heterogener Gesteinskomplex, der von den Tektonikern als Wurzelzone mittelpenninischer Decken angesehen wird. Er besteht hauptsächlich aus häufig postkristallin zerscherten Glimmerschiefern mit Einlagerungen von Marmorlinsen und Amphiboliten.

Nördlich davon schliesst sich ein autochthoner bis parautochthoner Gesteinskörper an, der von E. WENK (1956, 1962) als Lepontinische Gneisregion neu definiert wurde, und in deren östlichem Abschnitt das Bergeller Massiv Platz genommen hat¹⁾. Der östliche Massivteil steht in Kontakt mit dem mächtigen Ophiolithkörper des Val Malenco, dessen tektonische Zugehörigkeit nicht gesichert ist (GYR 1966). Im Nordosten und Osten stossen Elemente der Suretta- und Margnadecke an das Massiv an.

Der Teilbereich der Lepontinischen Gneisregion zwischen Misox und Val Malenco wird von einer nach Osten abtauchenden Grossfalte eingenommen. Ihr Nordschenkel geht in das NW-Streichen des Adulasystems über, während ihr E-W-streichender, steiler Südschenkel der „Wurzelzone“ der Deckentektoniker entspricht. Diese Antiform ist durch eine einheitliche, bogenförmig angelegte Parallelschar von S-Flächen und Lineationen gekennzeichnet.

Nach ausgedehnten Begehungen in den westlichen Ausläufern des Bergeller Massivs und dessen Hüllgneisen kommt man bald zur Überzeugung, dass es sich hier um eine strukturell-petrographische Einheit handeln muss. Charakteristisch ist die Folge konkordanter Gneislagen mit mittelkörnigem Gefüge, die stetig nach Faltenachse b verformt worden sind. Dazu gehören auch die stets konkordanten Dolomitmarmor- und Kalksilikatfelszüge, die vermutlich sedimentären Ursprungs sind. Sie weisen nicht die schuppen- oder schollenförmige Eigenart von Deckenscheidern auf. Charakteristisch ist auch die durchgehende alpidische Kristallisation, die unter meso- bis katazonalen Bedingungen zonenweise bis zur (syn- bis postkinematischen) Anatexis, ja vollständiger Palingenese geführt hat.

II. 2. Die „ampia anticlinale“²⁾

Von wesentlicher Bedeutung für die tektonische Aufklärung des Kartierungsgebietes ist die bereits erwähnte Grossstruktur.

¹⁾ STAUB (1956) hält für diesen Alpenbereich (Gebiet der tieferen penninischen Decken) an der Decken-Theorie fest. Er lässt die tieferen „Adula-Elemente“ vom Misox kommend über das untere Meratal ziehen und unter die Masse des Monte Gruf (eine von ihm nicht näher definierte autochthone oder parautochthone Gneismasse) eintauchen. Als Deckenscheider fungiert ein Zug mesozoischer Gesteine, die Misoxerzone. Nördlich davon keilt eine Querzone der höheren Adula-Elemente gegen SE aus. Auf Grund des Baustils, der Metamorphose und der Geographie des „tiefsten aufgeschlossenen Unterbaus der Alpen“, weist E. WENK (1956) den Sammelbegriff „Gebiet der tieferen penninischen Decken“ zurück und prägt für das nach Osten erweiterte Gebiet die Bezeichnung Lepontinische Gneisregion.

²⁾ REPOSSI (1915–1916), dessen Monographie „La bassa Valle della Mera“ die ausführlichste geologische und petrographische Beschreibung des Gebietes darstellt, hat die Antiklinale erkannt. Das kommt sowohl in der Karte (1915, S. 46) im Verlauf der Granitzüge Novate-Codera, wie auch in einem Profil (1916, S. 49) zum Ausdruck. Er nimmt westliches Gefälle an.

Das Kristallin der Gruppe des Pizzo Rabbi, südlich des Val Bodengo, bildet den Kern der grossen Antiform. Gegen das Misox sinkt das lineare Parallelgefüge subparallel zum Schichtenstreichen zunächst flach, dann steiler in Richtung WNW ein. Zum Meratal hin lässt sich das Streichen in Richtung SE bis in die Gegend von Gordona verfolgen. Südöstlich der Dörfer Era und Vigazzuolo biegt es zunächst gegen Süden, und im Gebiet des Monte Peschiera vollends in Richtung SW um, wobei das Schichtenfallen in der Scheitelzone unter einem Winkel von 30° bis 40° gegen Osten einfällt. Diese Umschwenkung ist sowohl REPOSSI (1916) wie auch MERLA (1935) bekannt gewesen; sie haben aber deren grossstrukturelle Bedeutung nicht erkannt.

Erst E. WENK (1955–1956) hat im Zuge seiner weiträumig angelegten strukturellen Untersuchungen des Lepontins den Charakter der Antiform erkannt. Er führt die Faltenachse von der Kulmination von Val Bodengo in südöstlicher Richtung mit etwa 30° Axialgefälle bis an den nördlichen Lago di Mezzola heran. Hier überquert die Struktur in östlicher Richtung das Meratal. Die Erwartung, dass die Faltenachse in dem beschriebenen Gebiet – zwischen Val Codera und Valle dei Ratti – gegen Osten weiterverfolgt werden könne und hier unter das Massiv eintauchen würde, erfüllte sich nicht. Das ganze untersuchte Gebiet zwischen Val Codera und Val Mässino weist östliches bis nordöstliches Schichtenstreichen mit steilem südlichem Fallen auf (s. Tafel II).

Erst spätere Messungen im Meratalprofil zwischen Prata und Novate und in der nördlich des Coderatals liegenden Masse des Monte Gruf haben die Richtungsänderung der Antiform bestätigt. Am oberen Lago di Mezzola erfährt sie eine Umbiegung in nördlicher Richtung und verläuft zwischen der Talsohle Codera und dem Bergkamm Pizzo di Prata-Monte Gruf. Erst im Gebiet der Pizzi dei Vanni kommt das Axialgebiet in die Nähe des Kontaktes Bergeller Massiv-Rahmen, begleitet diesen bis zum oberen Val Bondasca in nordöstlicher Richtung und fällt hier endgültig mit einer letzten Umbiegung nach Osten und schliesslich Südosten, unter den Bergeller Granodiorit ein. Der weitere Verlauf der Antiklinale und ihre Stellung zu den Decken Margna und Suretta ist noch nicht abgeklärt.

Der Querschnitt der Antiform ändert längs ihres Verlaufs mehrfach und lässt keine gut definierte Axialebene erkennen. Schon WENK (1956, S. 253) zeichnet in seiner Karte zwei parallel laufende Faltenkämme ein und weist damit auf den Charakter eines Antiklinoriums hin. Wo man noch im tieferen Kerngebiet der Antiform, im Profil Prata-Novate, einige kleinere, relativ flache Teilgewölbe antrifft, findet man in oberen Stockwerken (nördlich von Val Codera) keine geschlossenen Formen mehr, sondern nur noch steilstehende, um die Vertikale pendelnde Gneisschichten, eine Tatsache, die in Verbindung mit der schroffen Umbiegung des Antiklinoriums nördlich Novate³⁾ wie eine

³⁾ Das untere Meratal kann m. E. tektonisch kaum gestört sein (im Sinne einer N-S-

„Abdrängung“ nach Norden und „Stauchung“ desselben anmutet. Lediglich die achsennahe lineare Parallelstruktur verläuft unbeirrt in Richtung ENE und fällt stetig mit einem durchschnittlichen Winkel von 24° gegen Osten ein.

II. 3. Bau der westlichen Ausläufer des Massivs und deren Rahmen

Aus den vorhergehenden Erwägungen ist ersichtlich, dass sich das Karterierungsgebiet im Südschenkel der „ampia anticlinale“ befindet. Charakteristisch für den ganzen Bereich ist die steilstehende und recht konstant in Richtung ENE durch sämtliche Gesteinsgruppen verfolgbare Schieferung. Erst im oberen Val Codera zeichnet sich eine Richtungsänderung nach NE und N ab. In einem N-S-Profil fällt eine nach Süden zunehmende Steilstellung auf. Gegen den Berggrat Monte Sciesa-Monte Bassetta hin stehen die S-Flächen nahezu senkrecht und scheinen durchgehend bis zur Insubrischen Linie überkippt zu sein. Sie fallen steil nach Norden ein.

Das einfache Lineationssystem⁴⁾ lässt sich im Rahmengestein bis an den Massivkontakt verfolgen. Um den westlichen Granodioritzug herum ist eine räumliche Divergenz der Parallelschar zu beobachten (s. Tafel III). An den Hängen des Val Codera gemessene Lineationen fallen flach in nordöstlicher Richtung ein, solche im Gneiszug von Valle dei Ratti aber in östlicher bis südöstlicher Richtung und werden gegen SE zusehends steiler. Dieses relativ „ruhige“ Bild wird lediglich im unteren Valle dei Ratti durch eine wirbelartige Struktur des steilen linearen Gefüges gestört. Dies dürfte einer lokalen, sehr starken anatektischen Durchbewegung zuzuschreiben sein.

In diesem Rahmen liegen die westlichen Ausläufer des Massivs; sie sind an eine Steilzone gebunden. Ein mächtiger Granodioritkörper zieht gegen Westen über das obere Val Mässino und Val Porcelizzo in das zu untersuchende Gebiet und keilt zwischen Val Codera und Valle dei Ratti rasch aus. Drei Tonalitzüge, die den Granodiorit stets umgeben und über dessen Ausläufer hinausragen, dringen gegen Westen in die steilstehenden Gneiskomplexe hinein. Der nördliche Zug umschliesst den Granodiorit und setzt sich in dessen Richtung bis in die Gegend von Novate fort. Dort wird er teilweise von der Masse des Novategranites abgeschnitten und in Schollen zerlegt. Der ungestörte Teil keilt unter den Quartärablagerungen des Meratals aus. In der nordöstlichen Flanke des Monte Peschiera ist er nicht mehr gefunden worden.

Scherzone). Falls der Tonalitzug Monte Bassetta-Sorico-Meliolo älter wäre als die Störung, müsste er von dieser versetzt worden sein. In einer älteren Ruschelzone hätte sich der Tonalit bei seiner Ausbreitung sicherlich verfangen.

⁴⁾ Im Gebiet ist makroskopisch nur ein einziges Lineationssystem zu erkennen. Es wurde hauptsächlich an Fältelungen der ansonsten planparallelen Schieferungsflächen gemessen.

Der zweite kleinere Tonalitzug löst sich vom Massiv zwischen Val Revelaso und Valle dei Ratti und keilt knapp nordwestlich von Frasnedo aus. Der dritte, südlichste und zugleich mächtigste Tonalitzug begleitet den Bergeller Granodiorit an dessen Südgrenze von der Gegend westlich des Monte Disgrazia bis zum Monte Spluga. Von hier ab zieht er unabhängig gegen Westen und erreicht seine grösste Mächtigkeit (rund 3 km) zwischen Valle dei Ratti und dem unteren Val Mässino. Der Zug verjüngt sich schnell bis an das Meratal und setzt sich als schmaler Ausläufer über Sorico, dem S. Jorio-Pass, bis in die Gegend von Melirolo im Val Morobbia, Tessin, fort⁵⁾.

Der Umstand, dass das mehrmalige Auskeilen der westlichen Massivausläufer und das rasche Absinken der topographischen Höhe (von 3000 m bis 200 m ü. M.) in derselben Richtung vor sich geht, erlaubt eine gewisse Einsicht in die Tiefe des westlichen Massivs. Kulissenprofile senkrecht zur Faltenachse (Fig. 4) lassen erkennen, dass die Mächtigkeit des in Betracht gezogenen

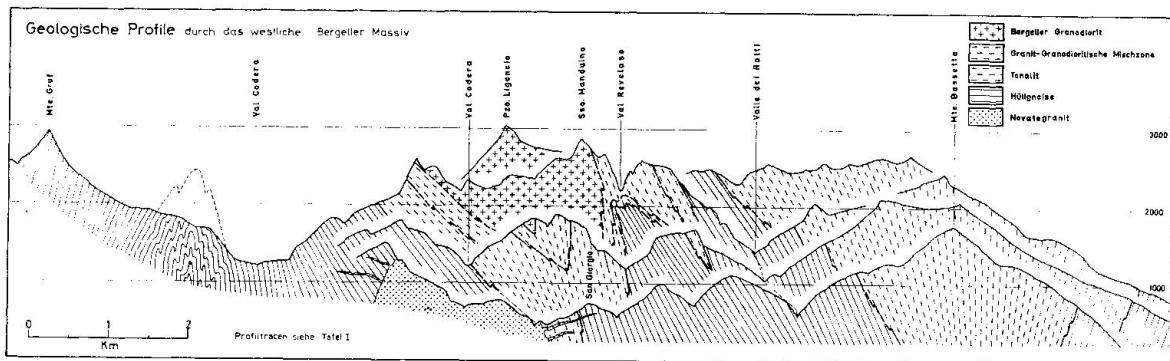


Fig. 4.

Massivteils in der Tiefe keineswegs zunehmen kann⁶⁾. Ein weiteres Argument für diese Annahme bildet der Komplex metamorpher Gesteine im oberen Val Mässino, den man als geologisches Fenster betrachten darf. Der relativ hoch gelegene Gneiszug von Val Revelaso taucht südlich vom Sasso Manduino unter das Massiv ein, setzt sich in Richtung des linearen Parallelgefüges fort und wird vom tief eingeschnittenen, oberen Val Mässino aufgeschlossen.

Zusammenfassend kann man sagen, dass die Ausläufer des westlichen

5) Ein Problem für sich bildet die tektonische Zugehörigkeit der Rahmengesteine des südlichen Tonalitzuges. Die nördlich anliegenden Gneisserien sind nach Bau und Metamorphose zweifellos der Leponinischen Gneisregion zuzuordnen. Die Tonaleserie, die ja als „Wurzelzone“ gilt, nimmt den Platz zwischen Insubrischer Linie und Tonalit ein. Ein Kontakt zwischen beiden Komplexen ist bislang nicht beobachtet worden, der Bereich wäre ohnehin vom Tonalit überprägt.

6) STAUB (1916) vermutet, wie sämtliche Profile seiner Karte der südöstlichen Schweizeralpen es zeigen, eine rasche Ausbreitung des Massivs in der Tiefe.

Bergellermassivs in Form von mehr oder weniger tiefen, keilförmigen Rinnen auf dem Gneiskomplex liegen und flach gegen Osten einfallen⁷⁾.

Eine letzte Gesteinsmasse sei noch erwähnt, die etwas aus dem bisher geschilderten Rahmen fällt, die aber dennoch zum charakteristischen Bild der lepontinischen Gneiskomplexe gehört. Im unteren Val Codera durchbricht ein Granitstock sowohl die kernnahen Gneise, wie auch den nördlichen Tonalitausläufer. Es handelt sich um den hellen, fein- bis mittelkörnigen, massig bis gneisigen Zweiglimmergranit vom Typus Novate-S. Fedelino. Obwohl seine Masse in der Gegend des Dorfes Codera die grösste Ausdehnung erfährt, sind Bänke, Gänge und Adern des Gesteins noch viele Kilometer in der Umgebung zu sehen. In oft dichten Gangscharen durchschwärmt er auch den eigentlichen Bergeller Granodiorit.

Selbst die mächtigsten Bänke (bis zu 60 m stark) ziehen im wesentlichen diskordant durch die Hüllgesteine⁸⁾. Am unteren Val Codera werden Tonalit und Migmatitgneis in grosse Schollen zerlegt und mitgeführt. Der Hauptstock und die grösseren Gänge des Novategranites bilden die Schieferung der Hüllgneise nicht ab. Sie entwickeln ein eigenes Korngefüge, das von Fliessbewegungen und der Kristallisation unter gerichtetem Druck bestimmt wird. Nur dort – wie es E. WENK (1956, S. 258) schildert –

„wo das granitische Adermaterial als Neosom das biotitreiche Paleosom verdrängt, es auflöst und ersetzt, bis nur noch spukhafte Reste im granitischen Bade übrigbleiben, folgen die Stengel und die Längsrichtung der Putzen und der anisometrischen Mineralkörper der gleichen Achsenrichtung. Auch die Faser des konkordant eingelagerten und oft gneisartigen Granitmaterials stimmt damit überein“.

In der südlichen und südöstlichen Umgebung der Granitmasse ist festzustellen, dass der Novategranit in mehreren Schüben, teils teleskopartig in jüngere Granitgänge, teils auch diese Gänge diskordant durchschlagend, eingedrungen ist.

Dem Novategranit vergleichbare Stöcke oder Dome haben sich in den Kernen zweier Teilgewölbe der Antiklinale in den Tälern Soè und Garzelli, südlich des Val Bodengo gebildet. Dieses Gebiet wurde von BLATTNER (1965) bearbeitet.

⁷⁾ Lässt man den nördlichen Tonalitzug ab Novate mit einem Winkel von rund 24° gegen Osten bis etwa zum oberen Albignatal einfallen, kommt man auf zirka 8500 m unter das Niveau des Meratals, vermutlich eine Mindesttiefe für die Wurzeln des grani-toiden Gesteinskörpers.

⁸⁾ WENK (1956, S. 260) vertritt die Ansicht, dass die „mächtigen Bänke ... des Novategranits im grossen und ganzen konkordant in die Struktur eingefügt sind“. Der Verfasser kann hier nicht zustimmen, denn, obwohl die grossen Granitgänge bogenförmig und oft parallel angelegt sind (von REPOSSI 1915 in Kartenskizze S. 49 konkordant – die „ampia anteclinale“ nachführend – eingezeichnet), liegen sie doch viel zu flach im steilen Gneisrahmen.

An dieser Stelle sei noch auf die Kontaktform der verschiedenen granitoiden Körper eingegangen. Wie erwähnt besitzt der Novategranit rein intrusive Kontakte und die Gänge haben einen diskordanten Verlauf. Nicht so die basische Randfazies des Bergeller Massivs. Über grosse Strecken verfolgbar, liegt der Tonalit anscheinend streng konkordant im Rahmengestein. Die Tonalitzüge keilen in der Weise aus, dass sich schmale, konkordante Gneis- und Tonalitausleger „verfangern“. Das ist im Aufschlussbereich sichtbar (Fig. 23). Eine gewisse Diskordanz ist im Bereich der „Fingerwurzel und -spitze“ vorhanden.

II. 4. Gefügeanalytische Untersuchungen

Das Gebiet der westlichen Ausläufer des Bergellermassivs und deren Rahmen bietet der Gefügeanalyse ein lohnendes Arbeitsfeld. Unter anderem geht es hier um die Frage, wie und in welchem Umfang Strukturen, Schieferung und Lineationen vom granitoiden Gesteinskomplex übernommen worden sind.

Wo man noch im Rahmengestein die ausgezeichnete Schieferung S und auf deren Fläche die Fältelungen und Kleinfalten L messen kann, ist nach Übergang in den Tonalit nur noch S zu erkennen. Die Schieferung ist hier unterschiedlich deutlich. Sehr gneisige Varietäten wechseln mit nahezu massigen Tonaliten, in denen S nur noch an dunklen, biotit- und hornblendereichen Schmitzen messbar ist.

Verfolgt man die Situation in den Granodiorit hinein, verschwindet z. T. auch die Schieferung. Immerhin sind die K-Feldspateinsprenglinge meist sehr gut ausgerichtet. An senkrechten Aufschlüssen kann man diese Regelung auch in zwei Dimensionen ahnen und z. T. messen. Auch hier handelt es sich um S.

Schieferung S und Fältelung L

Im homogenen, anatektisch nicht berührten Glimmergneis wird die Schieferung durch syn- bis postkinematische Regelung der Glimmerblättchen hervorgerufen. An metamorph differenzierten oder leicht migmatischen Gesteinen ist die planparallele Wechsllagerung von hellen und dunklen Gemengteilen gut einzumessen. Die Lineation L ist an Fältelungen im mm-Bereich und an Kleinfalten im cm-Bereich messbar. Sie ist im ganzen Gebiet recht einheitlich und liegt subparallel zur Grossfalte; es handelt sich um B-Tektonite. Das Sammeldiagramm aller Messwerte (Fig. 5) zeigt, dass das lineare Parallelgefüge L in S liegt.

Die Glimmergefüge von neun Dünnschliffen (Tafel IV und Tab. 1) haben keine „fossilen“ Strukturen aufgedeckt, vielmehr weisen die scharfen Maxima auf die einheitliche, gute Einregelung der Glimmer in S hin. Diagramme 1 bis 8 zeigen Biotitgefüge, Diagramm 9 das Muskowitgefüge von Schliff 8. Diagramm 7 stellt die Biotitregelung eines Migmatites (Venit) dar; die schlechte Aus-

richtung der Biotite nimmt im Diagramm eine Gürtelform an, dessen Pol mit demjenigen der Lineationen L übereinstimmt. In allen anderen Gefügediagrammen lassen sich die entsprechenden Lineationen wegen der schwachen Gürtelbildung nicht ablesen.

Das Schema der Glimmerregelung wird im Tonalit komplizierter. In Tafel V sind sieben Biotitgefügediagramme eingezeichnet. Die statistische Regelung von (001) von Biotit ist immer noch gut, die Blättchen sind also in S eingeregelt (Fig. 6). Die Polanhäufung löst sich hier aber in ein Haupt- und ein Nebenmaximum auf, das letztere (in einigen Fällen) seinerseits in zwei gleichwertige Submaxima. Da es sich hier nicht um gürtelförmige Maxima handelt, welche die Glimmerregelung von Fältelungen wiedergeben, sondern um zwei oder mehrere gut getrennte Schwerpunkte, muss eine andere Lösung gefunden werden. Wir kommen später auf dieses Problem zurück. Diagramm 17 zeigt ein schwaches, gürtelförmiges Maximum. Es ist anzunehmen, dass der Tonalit am Fenster von Val Mässino die schlingenförmige Glimmerregelung der Migmatite abgezeichnet hat.

Wie sich das Hornblendengefüge im Tonalit verhält, zeigen 13 Diagramme in Tafel VI. Auch hier sind die b-Achsen von Hornblende recht gut in S eingeregelt. Mit Ausnahme von Diagramm 29 und 30, die von Amphiboliten aus der Kontaktzone Tonalit-Gneis stammen und die hervorragend linear gebündelten c-Achsen von Hornblende zeigen, besitzen die restlichen Diagramme zwei oder mehrere Schwerpunkte in S. Dieser Umstand ist nicht leicht zu deuten, wenn man eine einzige Generation von Hornblenden annimmt. Misst man die Lage der Maxima und trägt sie als Lineationen in die Strukturkarte ein, sieht man, dass eines davon – nicht immer das kräftigste – parallel zur allgemeinen Lineation der Rahmengesteine liegt. Die restlichen Schwerpunkte desselben Diagramms lassen sich nicht in Lineationssysteme eingliedern und geben nur eine lokale Ausrichtung der Hornblenden wieder (Tafel II).

Die meisten Gefügediagramme von Hornblende wurden aus denselben Schliffen gewonnen, an denen die Biotitregelung gemessen wurde (Tab. 1). In Fig. 7 wurden sowohl das Biotitgefüge wie auch das Hornblendengefüge desselben Schliffes in das Diagramm eingetragen. Wenn man die den Schwerpunkten des Biotitgefüges entsprechenden Ebenen einzeichnet, sieht man, dass deren Schnittlinie auf eines der Hornblendenmaxima fällt. Im Dünnschliff zieht Biotit vielfach eng um Hornblende herum. Offensichtlich hat Hornblende Biotit bei seinem Wachstum beeinflusst und da der erstere im Gefüge um die c-Achse keine Rotationsfreiheit hat, ist es auf diese Weise zur Aufspaltung der Biotitmaxima gekommen.

Das Biotitdiagramm 17 und das Hornblendediagramm 28 wurden in demselben Tonalitschliff gemessen. Während das Biotitgefüge vom allgemeinen Schema abweicht (siehe oben), entspricht die Hornblenderegelung denen der restlichen Hornblendediagrammen. Vermutlich beruht diese Tatsache darauf,

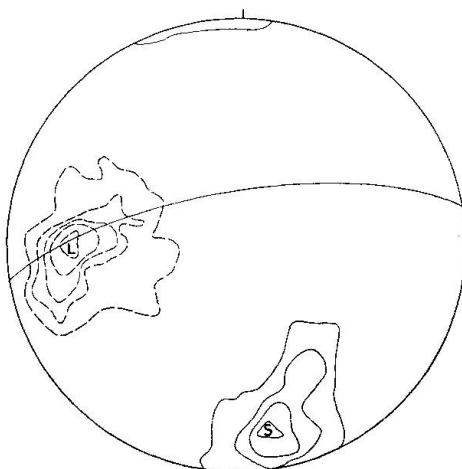


Fig. 5. Sammeldiagramm von S-Flächen (S) und Lineationen (L) im Rahmengestein.

%-Abstufung	Messungen	Maximum
S: <4-8-12-16	185	80/71 S
L: <3-6-9-12-15	101	89/28 E

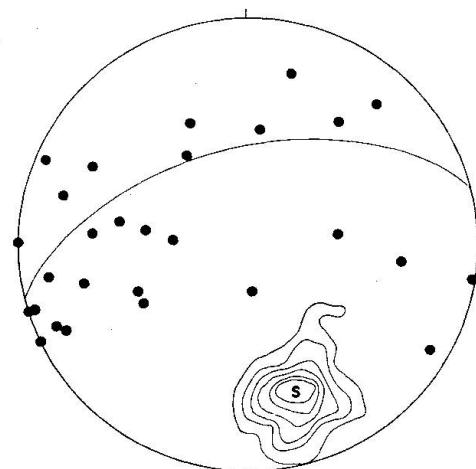


Fig. 6. Sammeldiagramm von S-Flächen im Tonalit.

%-Abstufung	Messungen	Maximum
<4-8-12-16-20-24	134	75/55 S

Punkte = Maxima von Hornblendediagrammen (c-Achsen von Hornblende).

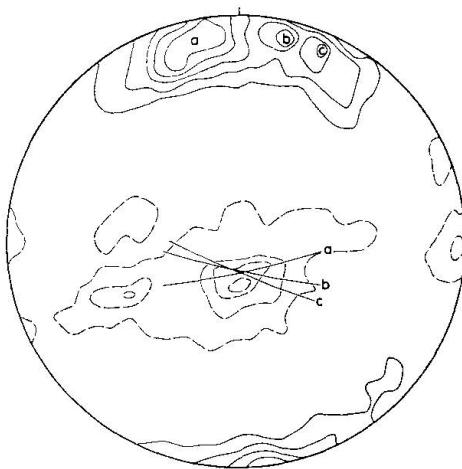


Fig. 7. Die Schnittlinien von senkrecht zu Biotitmaxima stehenden Flächen stimmen in den Tonaliten meist mit dem Schwerpunkt des entsprechenden c-Achsen-Diagramms von Hornblende überein. Schliff PM 291. Diagramme Nr. 12 und Nr. 21.

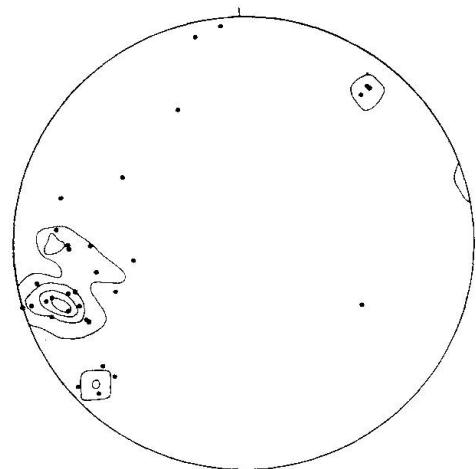


Fig. 8. Sammeldiagramm von ac-Klüften im Tonalit.

%-Abstufung	Messungen	Maximum
<6-12-18-24	33	17/73 W

dass die Biotitregelung durch Abbildungskristallisation und die Ausrichtung der Hornblenden eher durch die mit der Tonalitisierung zusammenhängende Druckverteilung geprägt wurde.

Gefügeanalytische Untersuchungen am Bergeller Granodiorit sind nur sinnvoll, wenn das Einmessen von K-Feldspateinsprenglingen in grossem Masse möglich wäre. Die Biotitregelung wird vom Wachstum der Einsprenglinge sichtbar beeinflusst und ist daher unbrauchbar.

Tabelle 1. Legende zu den Tafeln IV-VI

Nr.	Bez.	Gestein	Gefüge (1)	Zahl (2)	% _o -Abstufung der Polldichte		Schieferung (3)		Lineation	
					Aufschl.	Handst.			korrig.	
1	PM 359	Glimmergneis	Biotit	200	22-18-14-10-6-2%		95/85 S	105/85 S	90/50 W	89/50 W
2	PM 145	Glimmergneis	Biotit	200	18-14-10-6-2%		90/70 S	107/77 S	90/30 E	100/30 E
3	PM 331	Glimmergneis	Biotit	200	18-14-10-6-2%		80/70 S	—	90/35 E	94/35 E
4	PM 211	Glimmergneis	Biotit	200	18-14-10-6-2%		75/60 S	74/62 S	110/55 E	108/55 E
5	PM 181	Glimmergneis	Biotit	200	14-10-6-2%		40/35 S	33/40 S	120/25 E	114/35 E
6	PM 441	Migmatit	Biotit	200	10-6-2%		70/60 S	—	—	—
7	PM 232	Migmatit	Biotit	200	10-6-2%		60/45 S	—	—	—
8	PM 395	Glimmergneis	Biotit	200	10-6-2%		90/90	98/90	90	—
9	PM 395	Glimmergneis	Muskovit	200	14-10-6-2%		90/90	98/90	90	—
10	PM 361	Tonalit	Biotit	200	10-8-6-4-2%		95/70 S	85/80 S	—	—
11	PM 219	Tonalit	Biotit	200	10-8-6-4-2%		35/45 S	—	—	—
12	PM 291	Tonalit	Biotit	200	10-8-6-4-2%		80/75 S	85/75 N	—	—
13	PM 242	Tonalit	Biotit	200	10-8-6-4-2%		60/65 S	80/71 S	—	—
14	PM 6	Tonalit	Biotit	200	6-4-2%		72/58 S	65/62 S	—	—
15	PM 22	Tonalit	Biotit	200	10-8-6-4-2%		70/60 S	75/60 S	—	Maxima
16	PM 138	Tonalit	Biotit	200	10-8-6-4-2%		80/80 S	74/74 N	—	a.
17	PM 132	Tonalit	Biotit	200	4-2%		—	—	—	b.
18	PM 219	Tonalit	Hornblende	148	6-4-2%		35/45 S	—	18/24 S	{ 101/43 E
19	PM 335	Tonalit	Hornblende	150	8-6-4-2%		—	—	131/9 W	{ 146/51 S
20	PM 361	Tonalit	Hornblende	170	10-8-6-4-2%		95/80 S	85/70 S	106/19 E	114/6 E
21	PM 291	Tonalit	Hornblende	165	8-6-4-2%		80/75 S	85/75 N	177/73 N	68/11 E
22	PM 242	Tonalit	Hornblende	124	12-10-8-6-4-2%		60/65 S	80/71 S	74/3 E	{ 62/47 E
23	PM 6	Tonalit	Hornblende	150	6-4-2%		72/58 S	65/62 S	82/14 E	{ 92/0
24	PM 57	Tonalit	Hornblende	155	6-4-2%		70/50 S	—	155/41 S	43/19 W
25	PM 47	Tonalit	Hornblende	125	12-10-8-6-4-2%		90/55 S	80/48 S	37/34 S	{ 6/48 S
26	PM 22	Tonalit	Hornblende	77	8-6-4-2%		70/60 S	75/60 S	78/28 E	118/26 E
27	PM 138	Tonalit	Hornblende	150	8-6-4-2%		80/80 S	74/74 N	66/14 E	74/0
28	PM 132	Tonalit	Hornblende	150	10-8-6-4-2%		—	—	100/1 W	99/53 E
29	PM 300	Amphibolit	Hornblende	150	18-14-10-6-4-2%		82/72 S	84/58 W	97/34 W	97/34 W
30	PM 122	Amphibolit	Hornblende	150	22-18-14-10-6-2%		—	66/80 S	121/10 W	—

(1) c-Achsen von Hornblende unmittelbar, Flächenepole (001) von Glimmer mittelbar eingeregt. (2) Anzahl gemessener Hornblende-Körner ist die höchstmögliche pro Schliff. (3) Streichen als Azimuth.

Klüfte, Brüche, Scherflächen

Die Brüche im Rahmengestein können nicht planparallelen Kluftsystemen zugeordnet werden. Es handelt sich meist um Entlastungsbrüche mit lokalem Charakter. Auffallend geradlinige, langgezogene und enge Talgräben weisen auf Störungen hin. Ein Beispiel hierfür ist die Valle Piana, ein Nebental, rechts von Val Codera. Die Störung lässt sich bis über den Berggrat des Monte Gruf verfolgen. Leider konnte noch keine räumlich-petrographische Gegenüberstellung der beiden Talfanken durchgeführt werden.

Der Tonalit weist hingegen ein ziemlich weiträumiges, planparalleles Kluftsystem auf (Tafel II und Fig. 8). Das bevorzugte Streichen ist NNW-SSE mit steilem westlichem Fallen ($\sim N 17^{\circ} W$, $73^{\circ} W$). Es handelt sich hier um geschlossene, nicht gefüllte ac-Klüfte, die selbst junge Aplit- und Pegmatitgänge schneiden. Da sie auf den Tonalit beschränkt sind und nicht auf den Rahmen übergreifen, ist anzunehmen, dass sie durch Schrumpfung bei der Abkühlung des Tonalites entstanden sind.

Sowohl im Tonalit wie auch im Granodiorit gibt es Entlastungsbrüche, die teilweise muschelige Form haben. In massigen Gesteinsvarietäten liegen sog. Desquamationen vor. Es handelt sich um schalige Brüche an der Gesteinsoberfläche, die durch Spannungen infolge von Temperaturschwankungen hervorgerufen werden.

Der Vollständigkeit halber soll erwähnt werden, dass der massive Novategranit bei Codera ein ausgeprägtes Kluft- und Scherflächensystem besitzt, das nicht in die Hüllgneise übergeht (Tafel II). Der schlechten Aufschlussverhältnisse wegen war es nicht möglich genügend Messwerte zu erhalten. Soviel lässt sich sagen, dass der Granit leicht nach NW geneigte Scherflächen aufweist, die offenbar durch Verschiebung der höher gelegenen, verfestigten Granitpartien infolge nachdringendem Magma verursacht wurden. Bei den geschlossenen Klüften handelt es sich um Abkühlungsklüfte.

Zusammenfassung

1. Das im Dünnschliff gemessene S stimmt mit der sichtbaren Schieferung überein.
2. Sämtliche Gesteinstypen (ausser Novategranit) besitzen nur ein und dieselbe Schieferung. Diese setzt sich im Tonalit (am Kontakt in kleinem Bereich stoffdiskordant) und im Granodiorit fort.
3. Die auf S sichtbaren Lineationen sind b-Achsen, bilden also b-Tektonite.
4. Die Bildung von Biotit und Hornblende im Tonalit ist postkinematisch und ihre Einregelung beruht hauptsächlich auf Abbildungskristallisation. Schwache lokale Durchbewegungen bei der Tonalitbildung haben die Einregelung beeinflusst.

5. In den Gneisen kann nur eine Durchbewegung nachgewiesen werden.
6. Nach der (postkinematischen) Platznahme des granitoiden Körpers hat es keine gemeinsame Durchbewegung von Massiv und Rahmen gegeben.
7. Das Fehlen von mechanischer Einregelung der Körner deutet auf eine syn- bis postkinematische Kristallisation der Hauptkomponenten hin.

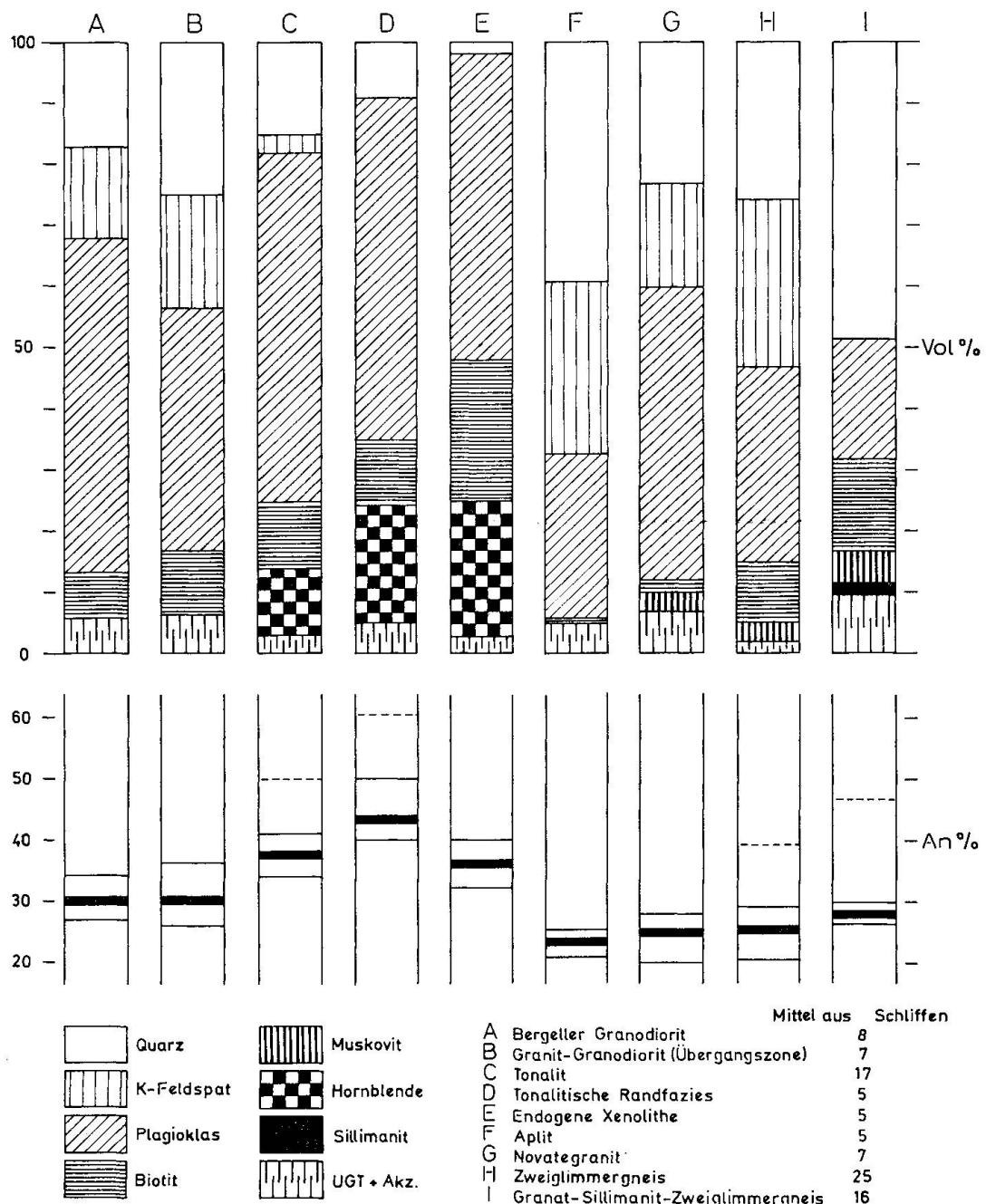


Fig. 9. Modalbestand der wichtigsten Gesteinstypen des westlichen Bergellermassivs und seines Rahmens (Mittelwerte).

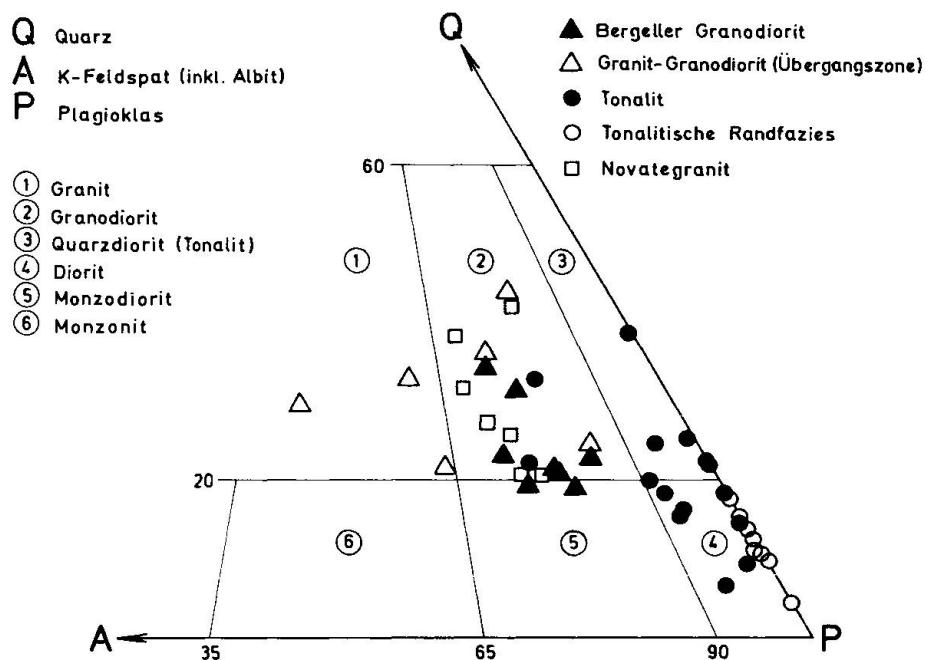


Fig. 10. Teilbereich des Q-A-P-Klassifikationsdiagramms der Tiefengesteine, nach A. Streckeisen. Die hellen Gemengteile der granitoiden Gesteine sind nach Vol.-% eingetragen.

III. PETROGRAPHIE

III. 1. Untersuchungsmethoden

Die mengenmässigen Anteile der Gesteinsphasen wurden unter dem Mikroskop geschätzt und wie folgt aufgegliedert:

Hauptgemengteile, HGT: vorherrschende Minerale, über 10 Vol.-%.

Nebengemengteile, NGT: wichtige Minerale unter 10 Vol.-%.

Übergemengteile, UGT: Minerale die als NGT auftreten können, aber nicht immer vorhanden sind; meist unter 5 Vol.-%.

Akzessorien, Akz: untergeordnete Minerale.

Angaben über An-Gehalt der Plagioklase⁹⁾, Winkel der optischen Achsen (2V) und Auslöschungswinkel wurden auf dem Universaldrehtisch bestimmt. Schlecht erkennbare helle Gemengteile konnten mittels der Methode der selektiven Färbung von Plagioklas und K-Feldspat im Dünnschliff diagnostiziert werden. Schliesslich wurden einzelne Minerale anhand von Röntgenaufnahmen¹⁰⁾ oder auf der Röntgenmikrosonde (R.M.S.) identifiziert¹¹⁾.

⁹⁾ Fedorov-Methode mit Vergleichskurven von BURRI, PARKER und WENK 1967.

¹⁰⁾ Pulveraufnahmen mit den Kameras Guinier-de Wolff und Debye-Scherrer.

¹¹⁾ Alle Untersuchungen mit der R.M.S. sind freundlicherweise von Prof. H. Schwaner durchgeführt worden.

III. 2. Gesteine des Massivs¹²⁾

Im Bergellermassiv kann man a priori zwei mengenmässig überwiegende Gesteinstypen unterscheiden: den Bergeller Granodiorit, der den Kern des Gesteinskomplexes bildet, und den Tonalit, der teils den Granodiorit als „basische Randfazies“ umgibt, und teils in unabhängigen Zügen gegen Westen zieht. Hinzu kommt eine bislang noch nicht erwähnte granit-granodioritische Gesteinsserie, die „Übergangs- oder Mischzone“, eine mehr oder minder mächtige, aber stets vorhandene Kontakterscheinung zwischen Granodiorit und Tonalit.

Neben diesen Haupttypen, die den Grossteil des Gesteinskörpers ausmachen, sind noch diskordante Aplit- und Pegmatitgänge zu erwähnen. Von den genetischen Zusammenhängen wird in einem späteren Absatz die Rede sein.

III. 2. A. Bergeller Granodiorit¹³⁾

Der Granodiorit bildet den Kern und Hauptteil des Massivs. An seiner Süd- und Westgrenze wird er durchgehend von Tonalit (bzw. der Übergangszone) umgeben. Lediglich im Norden und Nordosten scheint er unmittelbar mit den Hüllgesteinen in Kontakt zu treten (STAUB 1918; DRESCHER-KADEN 1940; GYR 1967). Das hier beschriebene Gestein stammt aus dem westlichen Teil des Massivs.

Der Normaltyp des Granodiorits ist ein mesokrates, grobporphyrisches und leicht gneisiges Gestein. Vollständig massige Varietäten sind selten und selbst in ihnen ist die allgegenwärtige Paralleltextur von K-Feldspateinsprenglingen festzustellen.

Makroskopisch treten die grossen, meist mehrere cm langen, prismatischen, weiss bis hellrosa schimmernden K-Feldspateinsprenglinge hervor. Sie sind im Gestein relativ regelmässig verteilt, ein Umstand, der dem Granodiorit über weite Räume hinweg den Anschein von hervorragender Homogenität verleiht; sie können sich aber stellenweise derart anreichern, dass sie fast monominerale Partien bilden, die dann an das Gefüge einer Ziegelmauer erinnern. An frischen Brüchen sind schöne Karlsbaderzwillinge zu beobachten.

¹²⁾ Der Begriff „Massiv“, definiert als ein „starrer, relativ stabiler Gesteinskörper in einem orogenen System, welcher den tektonischen Durchbewegungen widerstanden hat“, wird hier zu Unrecht verwendet, hat sich aber derart eingebürgert, dass er im Sinne eines in sich geschlossenen granitoiden Gesteinskomplexes, weiterverwendet werden muss (ohne genetische Implikationen).

¹³⁾ Coderagranit (THEOBALD); gneis porfiroide (MELZI); Disgraziagranit (CORNELIUS); Bergellergranit (STAUB); Fornogranit (DRESCHER-KADEN); serizzo ghiandone (BALCONI u. a.). Das Gestein wird von WEIBEL (1960) anhand von chemischen Analysen als Granodiorit bezeichnet. Vergleiche des quantitativen Mineralbestandes eigener Proben mit den Klassifikationsdiagrammen von STRECKEISEN (1967), lassen diese Benennung als richtig erscheinen.



Fig. 11. Bergeller Granodiorit. Durch Anreicherung an K-Feldspat-Einsprenglingen (oben und unten im Bild) wird das Gestein granitisch.

In der grobkörnigen Grundmasse sind folgende Minerale erkennbar: Quarz, Plagioklas, Biotit und in einigen Fällen etwas Hornblende und Epidot. Die Biotitblättchen treten in kleinen Putzen auf, die zu unregelmässigen Schmitzen und Schlieren vereint, dem Gestein die gneisige Textur verleihen. Die Schlieren trennen grobe Quarz-Plagioklas-Lagen voneinander und ziehen um die K-Feldspat-Phänokristalle herum. Hornblende ist nicht selten, tritt jedoch in diesem Gesteinstyp nur in kleinen Mengen auf.

Mikroskopische Beschreibung (8 Dünnschliffe)

Gefüge: das Gestein ist holokristallin, die Struktur porphyrisch. Die Grundmasse ist meist granoblastisch, bei xeno- bis hypidiomorphen Phasen.

HGT¹⁴⁾: Plagioklas 55% (40–65%); Quarz 17% (15–20%); K-Feldspat 15% (10–20%).

NGT: Biotit 7% (5–10%).

UGT: Hornblende (1–5%); sporadisch Chlorit; Serizit; Kalzit.

Akz: Apatit, Titanit, Epidot, Orthit, Zirkon, Erz.

¹⁴⁾ Ausser dem Variationsbereich des Vol.-%-Gehaltes, wird auch ein Mittelwert aller in Betracht gezogener Proben gegeben, wobei der höchste und der niedrigste Wert gestrichen wurde.

Plagioklas tritt als xenomorphe Körner auf, deren Grösse zwischen 0,2 und 6 mm schwankt. Eine regelmässige Ausrichtung ist nicht zu erkennen. Der An-Gehalt variiert zwischen 27 und 34 Mol-%; 30% ist ein guter Mittelwert (Oligoklas-Andesin). Eine scheinbar ältere Korngeneration weist eine schwache Normalzonierung auf, die nicht kontinuierlich, sondern schwankend oder zyklisch verläuft, wobei Zonen mit gleichem An-Gehalt regelmässige, polygonale Konturen annehmen. Der Plagioklas ist meist polsynthetisch verzwilligt; häufig treten das Albit- und das Periklingesetz auf. Auskeilende Zwillingslamellen sind zuweilen verbogen. Zonare Partien, besonders der Kern, sind seltener verzwilligt als solche mit konstantem An-Gehalt.

Am unmittelbaren Kontakt mit K-Feldspatkörnern können sich Myrmekit-Symplektite bilden (s. S. 398). Plagioklaseinschlüsse in K-Feldspäten sind häufig und meist hypidiomorph. Sie sind eingeregelt und besitzen einen ähnlichen An-Gehalt wie diejenigen der Grundmasse.

Der Plagioklas ist überwiegend frisch. Eine leichte Umwandlung in Serizit ist in einigen Fällen zu erkennen; dies gibt dem Korn einen „bestaubten“ Aspekt. Biotit und Hornblende treten als Einschlüsse auf. Zuweilen füllt sekundärer Epidot die Risse im Korn.

Quarz kommt meist in vier Ausbildungsarten vor:

- a) als HGT in der Grundmasse;
- b) als Myrmekitquarz;
- c) als rundliche Einschlüsse im K-Feldspat;
- d) als Rissfüllung.

a) Der Quarz der Grundmasse weist eine besonders unterschiedliche Korngrösse auf. In grösseren Quarz-Anhäufungen kann der Korndurchmesser bis 2 mm betragen; in stark ausgezogenen oder „gequetschten“ Quarzbändern sind sie teilweise kleiner als 0,1 mm. Solche Anhäufungen sind über grössere Entfernung durch eben diese Quarzbänder miteinander verbunden. Die einzelnen, stets xenomorphen Körner sind unter sich verzahnt und löschen undulös aus. Eine Kornregelung ist nicht zu erkennen; lediglich in den schmalen Quarzbändern – hauptsächlich zwischen grösseren Plagioklas- und K-Feldspat-individuen – sind die Körner gelängt und grob parallel angeordnet. Die starke mechanische Beanspruchung des Quarzes lässt an der Annahme einer Letztausscheidung Zweifel auftreten. Im Verhältnis zu den restlichen hellen Gemengteilen ist der Quarz wohl spät auskristallisiert, in dieser Phase sind aber beide Feldspäte sicherlich weitergewachsen.

b) In den Myrmekiten – darüber wird später noch zu sprechen sein – tritt Quarz als kleine wurmähnliche Gebilde auf. Das dem K-Feldspat abgewendete Ende kann (muss aber nicht) in die oben erwähnten gequetschten Quarzbänder münden.

c) Die rundlichen (oft kreisrunden) Einschlüsse in den K-Feldspateinsprenglingen löschen stets gleichmässig aus. Es handelt sich vermutlich um Spätausscheidungen, die zudem vom Wirtskorn gegen mechanische Einflüsse geschützt worden sind. Eine genetische Deutung steht noch aus. Da sie sich nur in der Form von Schriftgranitquarz unterscheiden, kann man sie in weiterem Sinne als Reaktionsgefüge betrachten. Es sei auf die Darlegungen von DRESCHER-KADEN 1948: „Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise“ verwiesen.

d) Rissfüllung durch Quarz ist besonders in den grossen K-Feldspateinsprenglingen häufig zu sehen. Die Auslösung ist hier ebenfalls gleichmässig.

Quarz ist in all diesen Fällen einschlussfrei.

Kalifeldspat tritt stets als Phänokristall auf und fehlt der Grundmasse fast vollständig. Die Korngrösse schwankt dennoch beträchtlich und beträgt durchschnittlich $4 \times 1,5$ cm. Der volle Variationsbereich: 3 mm bis 10 cm. So schön idiomorph sie sich auch dem

unbewaffneten Auge zeigen, unter dem Mikroskop lässt nur die Gesamtkontur die Kristallflächen ahnen. Diese sind unregelmässig eingebuchtet oder gelappt, verursacht z. T. durch Myrmekitnester, z. T. durch die Unfähigkeit des K-Feldspats die präexistenten Gemengteile völlig zu resorbieren oder beiseite zu schieben, unter Wahrung der eigenen Kristallfläche.

Es haben sich zwei Gruppen von $2V_x$ -Werten ergeben: A. $2V_x = 67^\circ$ ($64\text{--}70^\circ$); B. $2V_x = 77^\circ$. Nach dem Diagramm der Alkalifeldspäte von TUTTLE 1952, entspricht A dem Orthoklas und B dem Mikroklin. Beide Varianten enthalten demnach rund 35% Ab-Komponente und können im gleichen Schliff auftreten. Nur partienweise lässt sich im Einsprengling das charakteristische Gittermuster des Mikroklin erkennt. Die Auslöschung ist schlierig oder fleckig undulös, aber nicht zonar. Der K-Feldspat ist häufig nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt, wobei die Verwachsungsfläche sehr scharf aber nicht immer völlig eben ist. An einigen Individuen ist eine leichte mikroperthitische Entmischung zu erkennen. Sie sind meist etwas stärker serizitisiert als die Plagioklase im gleichen Schliff. Fast alle Gemengteile können als Einschlüsse aufgenommen werden; besonders häufig sind idiomorphe bis hypidiomorphe Plagioklaskörner, die einwandfrei älter sind als das Wirtskorn.

Biotit bildet 0,1 bis 2 mm lange hypidiomorphe Putzen, die in lose zusammenhängenden Schlieren dem Granodiorit das gneisige Aussehen verleihen. Die Biotitblättchen sind hier relativ schlecht geregelt und können leicht gebogen sein. Charakteristisch ist der starke Pleochroismus: X = hellgelb bis Z = dunkel olivbraun.

Der Biotit ist teilweise chloritisiert, wobei Erz ausgeschieden wird. Chlorit ist parallel zu (001) von Biotit gewachsen. Häufige Einschlüsse sind Apatit, Titanit, Zirkon und Monazit. Die beiden letzteren verursachen pleochroitische Höfe im Biotit. Bei Vorhandensein von Hornblende kommt es zu gegenseitigen Durchwachsungen.

Hornblende erscheint gelegentlich in kleinen Mengen. Die Korngrösse liegt zwischen 0,5 und 2 mm. Von blossem Auge sind Prismen bis 6 mm Kantenlänge beobachtet worden. Die Körner sind xenomorph und weisen – besonders bei grösseren Kristallen – durchbrochene und zerlappte Gestalten auf, was auf partielle Resorption schliessen lässt. Eine Verzwillingung nach (100) ist nicht selten. Der mittelstarke Pleochroismus variiert zwischen X = hellgelb und Z = dunkel braungrün oder dunkelgrün. Z \wedge c beträgt im Mittel 17° . Bei mechanisch beanspruchten Körnern ist eine leicht undulöse Auslöschung zu sehen.

Die Reaktionsverhältnisse zwischen Hornblende und Biotit sind nicht eindeutig. Leichte Verbiegungen der um das wachsende Hornblendekorn liegenden Biotitblättchen sind genau so häufig wie Resorptionserscheinungen der Hornblende durch Biotit (und durch helle Gemengteile). In einigen Fällen liegen Umwandlungen in Chlorit, Epidot und seltener in Pistazit vor. Apatit, Biotit und Zirkon werden gelegentlich von Hornblende eingeschlossen.

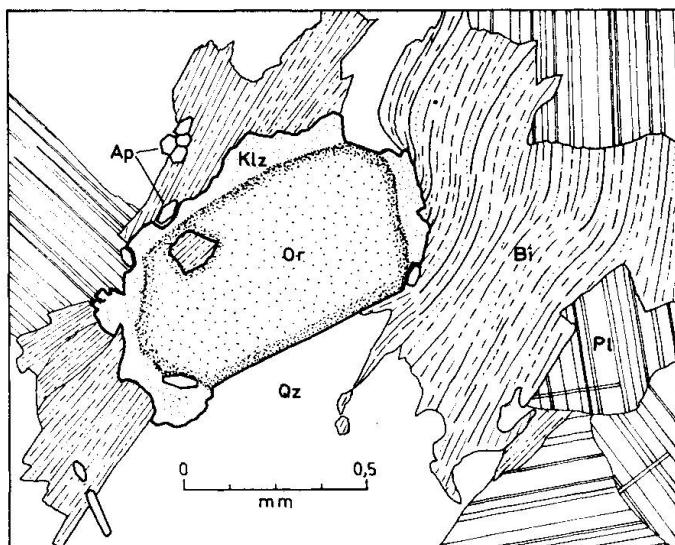
Chlorit tritt stets als sekundäres Umwandlungsprodukt von Biotit und Hornblende auf. Der Grad der Chloritisierung der Biotite ist starken Schwankungen ausgesetzt und reicht bis zu ihrer völligen Umwandlung. Der schwache Pleochroismus von Chlorit variiert zwischen blassgrün und grün.

Epidot ist hier ebenfalls eine sekundäre Bildung, die aber nicht immer an ein besonderes Mineral gebunden ist. Er füllt Risse in Feldspäten, baut die äussere isomorphe Schicht um Orthit auf und erscheint als Umwandlungsprodukt von Hornblende, wobei oft ein Kern aus gelbem Pistazit entsteht. Die xenomorphen Körner gruppieren sich zu formlosen Aggregaten. Grössere Individuen können hypidiomorph sein und weisen dann eine gute Spaltbarkeit nach (001) auf.

Orthit ist verbreitet in kleinen Mengen anzutreffen. Meist findet man nur ein idiomorphes, kurzprismatisches Korn in einem einzelnen Schliff. Hin und wieder treten eigentlich langprismatische Individuen auf, die bis zu 3 mm lang werden können. Der gut sichtbare Pleochroismus geht von X = fast farblos bis Z = rotbraun. Auffallend ist die fleckige Auslöschung, besonders gegen die Kornränder hin. Orthit ist an keine Mineralgruppe des Gesteins gebunden und scheint frühkristallin gebildet worden zu sein; Spuren randlicher Resorption und mechanischer Zersprengung durch wachsende Hornblendekörper weisen darauf hin. Ein Orthitkorn besitzt meist einen sekundären Epidotsaum mit unscharfem Kontakt zum Kern (Fig. 13).

Fig. 13. Orthitkorn mit sekundär angewachsenem Epidotsaum. Dieser ist bei direkt am Orthit angrenzendem Quarz unterbrochen. Mechanische Raumschaffung des wachsenden Klinozoisits. Schliff PM 38.

Ap = Apatit, Bi = Biotit, Klz = Klinozosit, Or = Orthit, Pl = Plagioklas, Qz = Quarz.



Apatit ist vorwiegend mit den dunklen Gemengteilen vergesellschaftet. Die idiomorphen bis hypidiomorphen Körner liegen oft als Einschlüsse in Biotit und Hornblende. Die Idiomorphie nimmt mit wachsender Korngrösse (0,1 bis 0,6 mm) ab.

Titanit begleitet ebenfalls die dunklen Gemengteile. Im Granodiorit des westlichen Bergells ist er selten idiomorph, bildet vielmehr kleine, lockere Kornanhäufungen, die sichtbar Überreste von ehemals grösseren, nun teilweise resorbierten Körnern sind (sie lösen gemeinsam aus). Eng verwachsen tritt er mit Biotit und Hornblende auf; sie durchdringen ihn und scheinen ihn aufzusezzen. In einigen Fällen ist jedoch eine Zwickel- oder Rissfüllung von Titanit in Biotit deutlich zu sehen. Es ist ein Hinweis für eine Neubildung. Dies würde auch mit der von DRESCHER-KADEN (1940, S. 392) vermuteten Spätkristallisation von Titanit übereinstimmen.

Zirkon und *Monazit* treten in winzigen Mengen vorwiegend als Einschlüsse in Biotit und Hornblende auf. Wegen ihrem kleinen Korndurchmesser kann man beide Minerale optisch kaum auseinanderhalten. Nach Untersuchungen auf der R.M.S. kommen sie im Granodiorit in vergleichbaren Mengen vor (H. Schwander, mündl. Mitt.). Zirkon verursacht in Biotit schwächere pleochroitische Höfe als Monazit. Die Korngrösse liegt zwischen 0,1 und 0,2 mm. Seltene, grössere Körner besitzen fast idiomorphe, leicht gerundete Konturen.

Erz liegt hauptsächlich als *Hämatit* (rot durchsimmernde Ränder) und *Magnetit* vor und entsteht z. T. bei der Umwandlung Biotit-Chlorit.

Serizit erscheint als sekundäres Umwandlungsprodukt der Feldspäte in Form von winzigen Partikeln.

Kalzit tritt als sekundäres Füllmaterial von Rissen auf und ist recht selten anzutreffen.

* * *

Die Feststellung des zeitlichen Kristallisationsablaufes der Gesteinsphasen ist nicht leicht, weil die Gefügebeziehungen der Minerale nicht immer deutlich und eindeutig sind. Immerhin darf man sagen, dass die Kristallisationsfolge derjenigen eines aus einer Schmelze entstandenes Gesteines entspricht.

Sicherlich wurden die Akzessorien Apatit, Zirkon, Orthit und evtl. eine erste Generation von Titanit zuerst gebildet. Darauf folgten Hornblende und Biotit bei gegenseitiger Durchwachsung. Etwa gleichzeitig kristallisierte der Plagioklas. Die K-Feldspateinsprenglinge sind offenbar bei einer späteren Kristallisationsphase – entweder durch erneute Stoffzufuhr oder durch Sammelkristallisation – entstanden. Die Myrmekit- und Perthitbildung fällt in ein späteres Wachstumsstadium des Kalifeldspates; das deutet auf veränderte PT-Bedingungen der ausklingenden Kristallisationsperiode hin. Das Wachstum von K-Feldspat und Myrmekit wird von Verdrängungerscheinungen im umliegenden Quarzsäum begleitet („Aktive Raumschaffung“ nach DRESCHER-KADEN, 1940). Dies bedeutet aber Wachstum der Kristalloblasten in relativ festem Grundgewebe. Gleichzeitig ist es ein Hinweis dafür, dass der Quarz der Grundmasse, wenn nicht älter als die K-Feldspatblastene, so doch nicht jünger sein kann.

Chloritisierung von Hornblende und Biotit folgte bei späterer geringer Durchbewegung. Epidot und Kalzit füllen Risse im verfestigten Gestein und sind damit letzte Mineralbildungen.

III. 2. B. Tonalit¹⁵⁾

Die genetisch an das Bergellermassiv gebundene, zusammenhängende und selbständige Tonalitserie, umgibt den granodioritischen Kern lückenlos an dessen Süd- und Westgrenze. Am westlichen Massivrand lösen sich drei verschieden mächtige Tonalitzüge ab und ziehen z. T. weit in die Leponinische Gneisregion hinein (siehe Kap. II). Im Norden und Nordosten ist die tonalitische Ummantelung streckenweise unterbrochen, so dass der Granodiorit in unmittelbaren Kontakt mit den Hüllgneisen gelangt, diese injiziert und sie teilweise einschmilzt¹⁶⁾.

¹⁵⁾ Syenitgneis (THEOBALD); gneis anfibolico (MELZI); diorite del Bassetta (REPOSSI); Tonalit von Val Malenco (CORNELIUS); serizzo (BALCONI u. a. ital. Aut.). Nach STRECKEISEN 1967 wird Tonalit als Hornblende-Biotit-Quarzdiorit definiert. Um hier alle tonalitischen Gesteine unterbringen zu können, sollte die Definition auch auf Hornblende-Biotit-Diorite ausgedehnt werden.

¹⁶⁾ STAUB 1918 (Injektions- und Einschmelzzone).

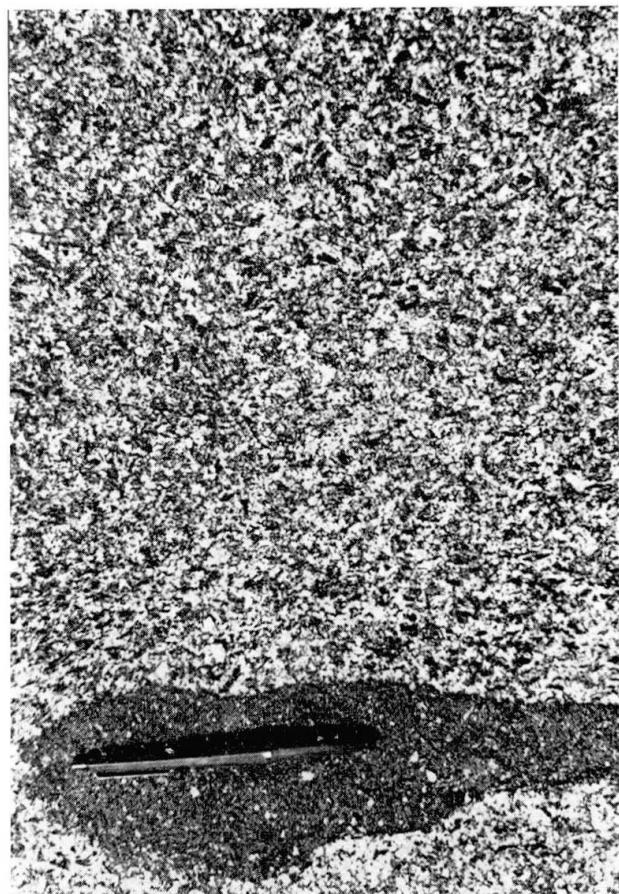


Fig. 12. Nahezu massiger Tonalit mit dunklem, feinkörnigem Einschluss.

Verschiedentlich wurden die tonalitischen Gesteine des Bergells in zwei geologische Gruppen unterteilt, nämlich in den eigentlichen Tonalit, der die mächtige südliche und südöstliche Umhüllung ausmacht und in die „tonalitische Randfazies“ (primäre basische Randfazies von STAUB, 1918), eine schmale, z. T. unterbrochene Kontaktzone am westlichen und nördlichen Massivrand. Da m. E. weder genetische noch gravierende petrographische Unterschiede bestehen, werde ich sie zusammen beschreiben.

Es muss vorausgeschickt werden, dass der Tonalit, trotz seiner augenfälligen Homogenität, einen grossen mineralogisch-quantitativen und texturellen Variationsbereich umfasst, bei einem sich immer wiederholenden Normaltypus. Das durchschnittliche Gestein ist mesokrat, grobkörnig und meist gneisig. Fast massive und relativ feinkörnige Varietäten von gleichem Mineralbestand kommen im Dissertationsgebiet nur in Kontakt Nähe Tonalit/Rahmen im Valle di Spluga vor, eine Erscheinung, die man durch einen lokalen, verhältnismässig hohen Temperaturunterschied zwischen Massiv und Rahmen erklären kann („chilled borders“).

Mit unbewaffnetem Auge sind die dunklen Gemengteile im porphyrtartigen Gestein besonders gut zu erkennen: grosse, idiomorphe Hornblendeprismen mit Kantenlängen bis 11 mm und Biotit in relativ regelmässigen Schlieren.

Beide bestimmen die Schieferung des Gesteins und trennen mittelgroße, helle Lagen – bestehend aus Plagioklas und Quarz – voneinander. Hin und wieder ist etwas Epidot zu sehen. Große K-Feldspateinsprenglinge treten nur in begrenzten, zusammenhängenden Gesteinspartien im südlichen Tonalitbereich auf (siehe Tafel I).

Mikroskopische Beschreibung (22 Dünnschliffe)

Gefüge: das Gestein ist holokristallin und grobkörnig; die Textur gleichkörig, granoblastisch und leicht gneisig. Tendenz zur Bildung von Hornblendeporphyrblasten.

a) Tonalit:

HGT: Plagioklas 57% (45–60%); Quarz 15% (8–20%); Hornblende 11% (15–25%); Biotit 11% (2–15%).

NGT: Epidot 2% (1–6%); Chlorit.

UGT: K-Feldspat 3% (< 1–5%).

b) tonalitische Randfazies:

HGT: Plagioklas 56% (50–60%); Quarz 9% (7–12%); Hornblende 19% (15–25%); Biotit 11% (9–15%).

NGT: Epidot, Chlorit.

UGT: keinen K-Feldspat.

Akz: Orthit, Apatit, Titanit, Zirkon, Monazit, Erz.

Im folgenden sollen nur die von den Mineralen des Granodiorites abweichenden Eigenschaften aufgeführt werden. Für ausführliche Angaben wird auf die entsprechenden Beschreibungen in Abschnitt III. 2. A verwiesen.

Plagioklas bildet normalerweise mehr als die Hälfte des Gesteinvolumens. Die kräftige Zonierung weist auf besonders stark variierenden An-Gehalt hin. Der Kern kann zwischen 50 und 61 Mol-% An enthalten, während die Ränder der Körner des gleichen Schliffes jeweils einen ziemlich konstanten An-Gehalt von 38% (34–42%) im Tonalit, und 43% (40–50%) in der tonalitischen Randfazies, aufweisen.

Quarz (vgl. Seite 379).

Hornblende verliert unter dem Mikroskop die im Handstück sichtbare Idiomorphie. Es sind allenfalls die kleineren Körner, die idiomorph bis hypidiomorph ausgebildet sein können. Die größeren Individuen sind meist lappig, durchbrochen oder ausgefranst. Häufig sind sie verbogen oder gar zerbrochen und zeigen dann undulöse Auslöschung. Die Korngrösse variiert zwischen 0,1 und 5 mm. Phänokristalle erreichen Kantenlängen bis 11 mm. Die Einregelung in S ist relativ gut (siehe Kap. II).

$2V_x$ schwankt zwischen 59° und 70° ; $Z \wedge c$ beträgt dagegen meist recht genau 16° . Die kräftigen pleochroitischen Farben liegen zwischen X = hell gelbgrün und Z = dunkel blaugrün. Man darf somit von einer „gewöhnlichen grünen Hornblende“ sprechen. Sie ist eng mit Biotit vergesellschaftet, der sie häufig durchwächst, von ihr aber auch als echter Einschluss aufgenommen wird, ohne dass ein eindeutiges Reaktionsverhältnis zu

erkennen ist. Resorptionserscheinungen sind deutlich sichtbar, was zuweilen so weit geht, dass von dem Hornblendekorn nur noch amöbenhafte, durchlöcherte und randlich ausgelaugte Reste übrigbleiben, die von hellen Gemengteilen umgeben und ausgefüllt sind. Als Einschlüsse kommen Biotit und Akzessorien vor, die ihr eine poikiloblastische Struktur verleihen. Eine Chloritisierung ist selten und schwach, wogegen die Biotiteinschlüsse oft umgewandelt sind.

Biotit tritt in etwa gleicher Menge auf wie Hornblende. In dem gneisigen Gestein bildet er locker zusammenhängende Schlieren und ist gut in S eingeregelt. Seltener sind garbenförmige Gebilde zu sehen. Die Idiomorphie gegenüber Hornblende und den hellen Gemengteilen tritt hervor. Die Individuen können leicht gebogen sein.

Im Gegensatz zu Hornblende weist Biotit kaum Spuren von Resorption durch helle Gemengteile auf. Die Neubildung von Titanitschnüren am Rand und in Spaltebenen des Biotits weist auf Resorption hin. Eingeschlossen sind Apatit- und Zirkonkörner, nie Hornblende. Augenfällig ist die oft weitgehende Chloritisierung – bei Absonderung von Titanit und Erz –, die bis zur völligen Umwandlung des Biotitbestandes führen kann.

Kalifeldspat ist nur in untergeordneter Menge anzutreffen, kann aber auch fehlen. Erst in Nähe der porphyrtartigen tonalitischen Züge mit den grossen Kalifeldspateinsprenglingen nimmt der Gehalt rapide zu. In normalen Tonaliten tritt er als kleine, xenomorphe Körner auf, die sich oft nur durch ihren Myrmekitkranz bemerkbar machen. Mikroklingitterung ist kaum vorhanden, dagegen aber eine schwache mikroperthitische Entmischung und, in seltenen Fällen, Karlsbader Zwillinge. Im allgemeinen ist die Serizitisierung schächer als beim Plagioklas.

Epidot ist in kleinen, variablen Mengen vorhanden. Mit Sicherheit kann man im Tonalit zwei Ausbildungsformen unterscheiden:

- a) primäre, idiomorphe bis hypidiomorphe Generation;
- b) sekundäre Rissfüllungen durch xenomorphe Körner.

Varietät a) ist hauptsächlich mit dunklen Gemengteilen vergesellschaftet. Die mittlere Korngrösse liegt zwischen 0,3 und 1,5 mm. Auffallend sind die ausgesprochene Idiomorphie gegenüber Biotit und Quarz, die schlechtere gegenüber Hornblende und die intensiven Resorptionserscheinungen am Kontakt mit Plagioklas. Ähnlich wie Hornblende, nimmt Epidot dabei eine sieb- bis myrmekitartige Gestalt an. Diese Tatsachen führen zu dem Schluss, dass die Ausbildung des Epidots vor der des Plagioklasses erfolgt sein muss. Biotit wird weder verdrängt noch resorbiert, beide sind vielmehr (gleichzeitig) miteinander verwachsen. Die Beziehungen zu Hornblende sind weniger klar.

Epidot ist im Dünnschliff farblos oder schmutzig hellbraun, ohne erkennlichen Pleochroismus. Er ist optisch negativ ($2V_x \sim 82^\circ$; $X \wedge c \sim 3^\circ$) und muss nach TRÖGER 1952 zu den eisenarmen Pistaziten gezählt werden. Die meisten Individuen besitzen eine gute Spaltbarkeit nach (100) und eine weniger gute nach (100). Verzwillingungen nach (100) sind ausgesprochen häufig. Orthitkörper sind meist von Epidotsäumen umwachsen, die in den Tonaliten sehr breit werden können. Der Kontaktübergang ist dabei allmählich und diffus.

Die sekundäre Ausbildung b) erscheint nicht nur als sichtbare Rissfüllung, sondern auch dort wo er sich durch Resorption von hellen Gemengteilen Platz geschaffen hat. Die relativ kleinen, stets xenomorphen Körner gruppieren sich zu formlosen Aggregaten. Spaltbarkeiten und Verzwillingungen sind hier nicht vorhanden. In der Nähe von chloritisiertem Biotit bildet sich der gelbe, schwach pleochroitische, eisenreiche Pistazit.

Orthit tritt in geringer Menge als idiomorpher bis allotriomorpher Kern in grösseren Epidotkörnern auf. Verzwillingung nach (100) ist nicht selten. Die Auslöschung ist z. T.

fleckig zonar; z. T. undulös. Der Pleochroismus variiert von X = fast farblos bis Z = braun. Als echter Einschluss kommt gelegentlich Biotit vor, ein Zeichen dafür, dass Orthit nicht immer eine frühkristalline Bildung darstellt. In den seltenen Fällen, bei denen Orthit in Hornblende eingeschlossen ist, erzeugt er einen pleochroitischen Hof.

Chlorit ist in extrem variablen Mengen stets vorhanden und vorwiegend ein Umwandlungsprodukt des Biotites; Hornblende ist vermutlich resistenter gegen Chloritisierung. In stark zerscherten Gesteinen kann diese Umwandlung den Biotit völlig ersetzen. In solchen Fällen kommt es zusätzlich noch zu Rissfüllungen durch Chlorit. Bei diesem Prozess werden Titanitkörper abgesondert.

Titanit ist im Tonalit ein besonders häufiges Akzessorium. Auch hier kann man deutlich zwei Generationen unterscheiden.

a) Eine primäre, frühe Ausbildung von teils schön idiomorphen, teils stark resorbierten Kristallen, die oft als Einschlüsse in Hornblende auftreten, aber nicht immer an dunkle Gemengteile gebunden sind. Die grösseren Individuen können bis 4 mm lang werden, sind aber meist verbogen oder zerbrochen. Eine sich kreuzende Zwillingslamellierung ist gut sichtbar.

b) Die sekundäre, mit der Chloritisierung von Biotit zusammenhängende Absonderung.

Weitere Akzessorien (vgl. Seite 381).

* * *

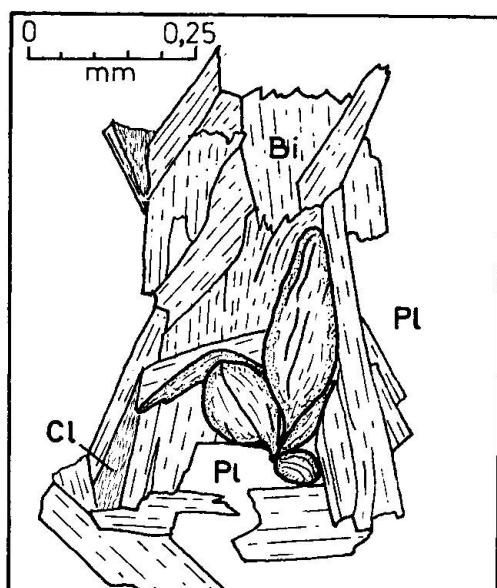


Fig. 14. Dieses eigenartige Reaktionsprodukt des Biotites tritt in allen granitoiden Gesteinen des Massivs auf, konnte aber nicht identifiziert werden. Die sehr kleinen, blättrigen Aggregate sind meist kohlkopfförmig ausgebildet. Das Mineral ist farblos und besitzt ein höheres Relief als Biotit. Es ist zweiachsig positiv mit kleinem 2Vz. Untersuchungen mit der Mikrosonde haben folgendes Verhältnis der Oxyde ergeben:
 $2 \text{CaO} \cdot 0,2 \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3,4 \text{SiO}_2$
Schliff PM 394a.

Bi = Biotit, Cl = Chlorit, Pl = Plag.

Die Kristallisierungsfolge ist auch hier nicht mit Bestimmtheit festzustellen. Nach den Akzessorien Zirkon, Monazit, Apatit, Titanit und Orthit, bildeten sich etwa gleichzeitig Hornblende, Biotit und die erste Generation Epidot. Titanit, Hornblende und Epidot werden von den nun auskristallisierenden Feldspäten stark korrodiert und teilweise resorbiert. Das Wachstum der Hornblende-Phänokristalle überdauert vermutlich dasjenige der anderen dunklen Gemengteile. Quarz und K-Feldspat bilden sich in einem späten Kristallisationsstadium. Die Ausscheidung von Titanit und die

sekundäre Bildung von Epidot gehören in eine Periode postkristalliner Durchbewegung. Diesbezüglich ist augenfällig, dass die Zerscherung im Tonalit wesentlich intensiver war als im Granodiorit.

Die Gesteine der tonalitischen Randfazies scheinen durchwegs basischer zu sein als der normale Tonalit, soweit diese Aussage bei der geringen Anzahl von untersuchten Proben überhaupt möglich ist (siehe Diagramm I).

Züge porphykartiger Monzodiorite im Tonalit

Sowohl an der Nordflanke des Valle di Spluga, wie auch am linken Talhang der Valle dei Ratti beobachtet man im Tonalit partienweise eine Veränderung. Es treten K-Feldspateinsprenglinge auf, die allmählich an Zahl zunehmen und schliesslich ein Gestein ergeben, das vom Bergeller Granodiorit nicht mehr zu unterscheiden ist. Entlang eines Querprofils überschreitet man solche Partien mit Zwischenlagen von normalem Tonalit mehrmals. Längs S sind sie über viele km zu verfolgen (siehe Tafel I). Da diese Gesteine denen der kernfernen Randpartien der Übergangszone gleichen und eine parallel zu S langgestreckte, zentrale Lage im Tonalit einnehmen, entsprechen sie m. E. einer weiteren Übergangszone eines höher gelegenen, nun abgetragenen Granodioritzuges.

Das Gestein ist eindeutig basischer als der normale Granodiorit. Die Menge an Quarz ist geringer, der Plagioklas ist ein mittlerer Andesin und Hornblende ist etwas häufiger. Nach der Klassifikation von STRECKEISEN (1967) kann man sie als Monzodiorite bezeichnen.

III. 2. C. Die Übergangszone

Zwischen dem granodioritischen Kern und dem tonalitischen Saum des Bergeller Massivs ist eine 100 bis 500 m mächtige „Misch- oder Übergangszone“ eingeschaltet, die längs dem Süd- und Westrand lückenlos verfolgt werden kann. Sie unterscheidet sich so deutlich von den normalen, homogenen Granodioriten und Tonaliten, dass die Zone relativ gut abgegrenzt werden konnte.

Das augenfälligste Merkmal der Gesteine der Übergangszone ist ihre Inhomogenität. Es ist nicht möglich sie einem bestimmten Gesteinstypus zuzuordnen, man erkennt vielmehr eine Wechsellagerung von wenig mächtigen, subkonkordanten Lagen von hornblendereichen, porphykartigen Granodioriten, K-feldspatführenden Tonaliten, normalen Tonaliten, normalen Granodioriten und einen für diese Zone doch typischen und besonders häufigen hellen, leichtgneisigen und gleichkörnigen Granit-Granodiorit. Es ist ebenfalls unmöglich eine allgemeingültige Abfolge aufzustellen, weil sich die Gesteine unregelmässig wiederholen und diffus ineinander übergehen. Diese Typenvielfalt von hellen und dunklen, grob- und feinkörnigen Varietäten gilt allerdings nur für die südliche Mischzone zwischen Val Mästino und Val Revelaso. Im westlichen Verlauf wird das Gestein zusehends homogener und kann schliesslich weit-



Fig. 15. Fliessstrukturen im granitischen Gestein der Übergangszone oberhalb Bagni del Mässino.

gehend den letztgenannten hellen Granit-Granodioriten zugeordnet werden. Die später folgende mikroskopische Beschreibung gilt allein diesem Gesteinstyp.

Interessant ist die Tatsache, dass man in den leukokraten, feinkörnigen Graniten der östlichen, kernnahen Übergangszone eindeutige Fliessstrukturen beobachten kann (Fig. 15). Diese im Südwesten sonst recht seltene Erscheinung deutet darauf hin, dass das Gestein aus einer fluiden oder semifluiden Schmelze auskristallisierte. Die Mischzone kann als Kontaktsum zwischen dem Tonalit und der eindringenden granodioritischen Schmelze gedeutet werden, wobei die hellen Granite als saure Differentiate des Granodiorits gelten können.

Mikroskopische Beschreibung (7 Schritte)

Gefüge: das Gestein ist holokristallin, mittel- bis feinkörnig; die Textur ist granoblastisch und leicht gneisig.

HGT: Plagioklas 40% (30–58%); Quarz 25% (20–35%); K-Feldspat 18% (10–35%); Biotit 10% (9–15%).

NGT: Chlorit.

UGT: Hornblende, Epidot, Hellglimmer.

Akz: Apatit, Titanit, Orthit, Zirkon-Monazit, Rutil.

Plagioklas ist der quantitativ häufigste Gemengteil. Die xenomorphen Körner erreichen eine mittlere Größe von 1,5 mm. Der An-Gehalt liegt bei 30 Mol-% (26–36%).

Quarz bildet ein ähnliches netzartiges Gefüge wie im Bergeller Granodiorit. Die Korngröße liegt immer unter derjenigen der Plagioklase.

Kalifeldspat ist in diesem Gestein – im Gegensatz zum Plagioklas – meist sehr frisch. Er ist randlich eng von Myrmekitnestern und feinkörnigem Quarzmörtel umgeben.

Biotit bestreitet den Hauptteil der dunklen Phasen, da Hornblende entweder ganz fehlt oder nur in geringer Menge vorhanden ist. Das Mineral ist nicht besonders gut geregelt und bildet kaum längere Schlieren. Auffallend sind die häufigen Resorptionserscheinungen am Rande und im Inneren der Blättchen, die im Tonalit und Granodiorit meist fehlen. Biotit ist gelegentlich mit primärem Hellglimmer verwachsen.

Hornblende ist nur in den basischeren Gesteinsvarietäten in kleiner Menge vorhanden und mit Biotit vergesellschaftet. Dieser durchwächst sie nicht nur, sondern nimmt sie ausnahmsweise auch als Einschluss auf.

Epidot ist in den hornblendefreien Gesteinstypen auffallend selten, weshalb auch die Orthitkörper einen sehr schmalen oder überhaupt keinen Epidotsaum besitzen. Bei Hornblende-führenden Varietäten tritt xenomorpher Epidot in Scherzonen auf. Die grösseren Orthitindividuen weisen oft Korrosions- und Resorptionsspuren auf.

Apatit ist recht häufig und meist idiomorph. Die mittlere Korngrösse liegt zwischen 0,01 und 0,2 mm.

Titanit nimmt mengenmässig mit steigendem Hornblendegehalt des Gesteines zu, er fehlt daher fast vollständig in hornblendefreien Typen, kann aber sekundär bei der Chloritisierung des Biotits gebildet werden.

Zirkon und *Monazit* sind in sehr geringen Mengen als Einschlüsse im Biotit anzutreffen.

III. 2. D. Dunkle Einschlüsse

Die dunklen Schmitzen gehören zum charakteristischen Bild von Tonalit und Granodiorit. Es handelt sich um dünne, flache, formlose bis rundliche „Fladen“, die je nach Schnitt des Aufschlusses als langgezogene Schollen, Linsen, Schmitzen oder Bänder erscheinen, und streng s-konkordant im Gestein liegen. Im massigen Tonalit oder Granodiorit bilden sie oft die einzigen, jedoch verlässlichen S-Flächen. Sie treten einzeln oder in Schwärmen auf, sind weder miteinander verbunden, noch fehlen sie über grössere Distanzen.

Die Grösse solcher Schmitzen schwankt von einigen cm bis zu wenigen m; die entsprechende Dicke ist meist gering, sie liegt im mm- bis cm-Bereich. Der Kontakt zum Wirtsgestein, in dem keine Auslaugungssäume zu erkennen sind, ist scharf. Die Xenolithe sind durchwegs feinkörniger als das jeweilige Hüllgestein, von dem sie sich sowohl durch ihre Homogenität wie auch durch ihre dunkle Färbung gut abheben (Fig. 16).

Es ist bemerkenswert, dass die makroskopische Erscheinung, der modale Mineralbestand und das Gefüge dieser Einschlüsse im ganzen kartierten Gebiet sehr konstant bleibt.

Von blossem Auge erkennt man neben Biotit und Hornblende noch helle Gemengteile, die man wegen der geringen Korngrösse nicht identifizieren kann. Gelegentlich wird etwas Epidot sichtbar. Bei besonders grossen Schlieren erscheinen sporadisch porphyrtartige Plagioklas-Sprossungen, die bis zu 4 mm gross werden können.



Fig. 16. Dunkler Einschluss im porphyrtigen Granodiorit (Schnitt senkrecht zum allgemeinen S).

Mikroskopische Beschreibung (5 Schritte)

Gefüge: das Gestein ist fein- bis mittelkörnig und meist gleichkörnig. Die Textur weicht nicht von derjenigen des Wirtsgesteins ab, da aber der Gehalt an Biotit höher ist als in diesem, erscheint der Xenolith recht gneisig. Die Grenze zum Wirtsgestein ist gut zu erkennen; ihre Schärfe wird von der Korngrösse der beidseits anliegenden Gemengteile bestimmt.

HGT: Plagioklas 50% (40–60%); Biotit 23% (20–25%); Hornblende 22% (18–25%).

UGT: Quarz \sim 2%; Epidot, Chlorit.

Akz: Apatit, Titanit, Zirkon-Monazit, Erz.
Kalifeldspat fehlt völlig.

Plagioklas macht auch hier noch etwa die Hälfte aller Gemengteile aus. Die durchschnittliche Korngrösse liegt unter einem mm, kann aber bei den Kristalloblasten bis über 4 mm betragen. Die Körner sind xenomorph, mit einer steten Längung nach der c-Achse. Der Grad der Zonierung ist sehr unterschiedlich und reicht von nicht zonaren bis zu stark normal-zonierten Individuen, deren Kern im letzteren Falle meist in Hellglimmer umgewandelt ist. Periodisch oder zyklisch zonare Körner zeigen eine ringförmige

Serizitisierung. Ansonsten ist der Plagioklas relativ frisch. Der An-Gehalt liegt zwischen 32 und 40%, entspricht also demjenigen der Plagioklase des normalen Tonalites.

Biotit ist hypidiomorph bis xenomorph und weist oft zerfranste und zerfetzte Resorptionsformen auf. Die Korngrösse liegt meist unter 1 mm. Die Putzen sind sehr gut ausgerichtet und liegen parallel zum allgemeinen S. Der starke Pleochroismus reicht von X = hell braungelb bis Z = dunkel olivbraun. Die Umwandlung in normalen grünen Chlorit ist selten. Als echte Einschlüsse nimmt er oft Scharen kleiner Apatitprismen auf; seltener sind Zirkonkörner, die von sehr schwachen pleochroitischen Höfen umgeben sind.

Hornblende ist ebenfalls xenomorph und weist eine durchbrochene oder zerlappte Gestalt auf. Die Korngrösse liegt unter 1 mm. Einzelne Individuen erreichen jedoch Prismenlängen bis 2 mm. Die pleochroitischen Farben variieren zwischen X = hell gelbgrün und Z = dunkel bläulichgrün. Zwillingsbildung nach (100) ist sehr häufig, wobei auch Lamellen auftreten können. Leistenförmiger Biotit tritt häufig als Einschluss auf. Die Leisten löschen im Wirtskorn einheitlich aus.

Quarz erscheint recht selten und in kleinen Mengen. Eine Ausbildungsart sind kleine, gleichmässig auslöschende Tropfen in Hornblende.

Epidot ist in einigen Schliffen ausgesprochen häufig, wobei sowohl idiomorphe Ausbildung (vorwiegend zwischen dunklen Gemengteilen, denen gegenüber er seine Kristallflächen behauptet), wie auch formlose Korngruppen und -Schnüre vorhanden sind. Die letztere Bildung kann entweder als Umwandlungsprodukt von Hornblende mit dieser vergesellschaftet, oder als Produkt der Saussuritisation von Plagioklas, mit diesem verwachsen, auftreten. Am Kontakt mit Biotit tritt zuweilen gelber Pistazit auf. Orthit ist recht selten. Auch in den Xenolithen liegen altersverschiedene Epidote vor.

Titanit ist ein stets vorhandenes Akzessorium, das ebenfalls in zwei Ausbildungsarten auftritt:

- primär, als stark resorbierte Individuen, die meist noch den rhombenförmigen Querschnitt aufweisen;
- sekundär, als kleine xenomorphe Schnüre, die bei der Chloritisierung des Biotits gebildet werden.

Apatit tritt hier in erheblicher Menge auf. Teils durchsetzen sie als kleine Prismen Biotit und Hornblende, teils erscheinen sie als grosse (bis 1,5 mm) Prismen im ganzen Gestein verteilt.

Zirkon ist relativ selten und die Intensität der pleochroitischen Höfe in Biotit und Hornblende ist ziemlich schwach.

Bei den *Erzen* handelt es sich um kleinere Mengen von Hämatit, Pyrit und Magnetit. Pyritkörner sind häufig von Hämatitsäumen umgeben.

* * *

Die Unterschiede zwischen einem normalen Tonalit und den dunklen Einschlüssen – die man als tonalitische Diorite bezeichnen kann – sind also nicht so wesentlich wie es der erste Anschein hat. Der An-Gehalt ist etwa derselbe und es kommen keine neuen Minerale hinzu. Lediglich die dunklen Gemengteile sind stark angereichert. Die Kristallisierungsfolge unterscheidet sich nicht von derjenigen der Tonalite.

Das Problem der genetischen Deutung der dunklen Einschlüsse ist eng mit demjenigen der Entstehung von Tonalit und Granodiorit verknüpft und kann erst dann zufriedenstellend geklärt werden, wenn das letztere feststeht. In einem späteren Kapitel wird eine Erklärung der Entstehung des Massivs versucht.

Bei der Deutung der dunklen Schmitzen müssen folgende Tatsachen berücksichtigt werden:

- a) ihre gleichmässige Verteilung über den ganzen Massivkörper;
- b) ihre einheitliche Zusammensetzung in allen granitoiden Gesteinen;
- c) ihre Form und Kontaktschärfe;
- d) die gleichmässige geringe Korngrösse.

DRESCHER-KADEN (1940) deutet die dunklen Einschlüsse als vom Nebengestein losgelöste und umgewandelte Gneisschollen. WEBER (1957) geht von einer rein magmatischen Genese der Tonalite aus und betrachtet die basischen Schlieren als „magmatische Differentiate, das heisst, als Erstarrungsprodukte emporgerissener Fetzen basischer Teilmagmen, welche an früh ausgeschiedenen und abgesagerten Komponenten angereichert waren“. GANSSEK und GYR (1964) nehmen für die „endogenen Xenolithe“¹⁷⁾ eine vortonalitische Frühauusscheidung an, die von jüngeren granitischen Massen nach oben transportiert und im Granit als Schwarm fixiert wurden.

In einer allgemeinen Betrachtung über dunkle, endogene Einschlüsse von DIDIER und ROQUES (1959–1963) werden folgende Bildungsmöglichkeiten angegeben:

- a) Als Überreste von verdauten, assimilierten und remobilisierten Gesteinsmassen aus dem tieferen Teil eines Plutons, die bei dessen Platznahme emporgebracht worden sind („enclaves microgrenues“).
- b) Als „Restite“ von assimiliertem Nebengestein, das aber durch selektive Anatexis der hellen Gemengteile an mafischen Komponenten angereichert worden ist („enclaves surmicacées“).

Die gleichmässige Verteilung der endogenen Xenolithe im kartierten Gebiet weist darauf hin, dass sie keinesfalls aus extrem umgewandelten Nebengesteinschollen entstanden sein können, obwohl in den nördlichen und östlichen Kontaktzonen des granitoiden Körpers alle Übergangsformen zwischen beiden Einschlusstypen beobachtet worden sind.

Es ist ebenfalls unwahrscheinlich, dass basische Differentiate, Produkte

¹⁷⁾ Im Gegensatz zu „exogenen Xenolithe“, die eindeutig als vom Nebengestein losgelöste und im Magma aufgenommene Gesteinsschollen zu betrachten sind und die im kontaktnahen Plutonteil gehäuft vorkommen. GANSSEK und GYR haben sich eingehend mit beiden Einschlussvarianten aus dem nordöstlichen Massivteil befasst. Hier sollen nur die im Kartierungsgebiet auftretenden endogenen Xenolithe beschrieben werden.

einer Frühausscheidung oder Absaigerung, durch plastische Gesteinsmassen aus dem tieferen Teil des Plutons emporgebracht, ihre Kontaktsschärfe und Homogenität beibehalten konnten. Zudem ist keine Anreicherung an Akzessorien festzustellen.

Die oben aufgeführten Eigenschaften der Schmitzen lassen vielmehr vermuten, dass es sich hier um Bildungen *in situ* oder quasi *in situ* handeln muss. Ohne einer Betrachtung der Genese vorgreifen zu wollen, kann man sich in den ortsfesten, von Magmen oder magmatischen Lösungen durchtränkten Gneis-(Migmatit)massen, stoffliche Inhomogenitäten basischer Natur vorstellen, die infolge früher selektiver Anatexis an hellen, sauren Gemengteilen verarmten, und dank ihrer basischen Zusammensetzung ein frühes Kristallisationsstadium wiedergeben (daher die geringe Korngrösse).

III. 2. E. Junge Aplit- und Pegmatitgänge

Im Granodiorit, wie auch im Tonalit, treten späte leukokratische Gänge und Adern auf, die alle tektonischen Einheiten des Massivs diskordant durchschlagen, teilweise auch die Hüllgneise. Sie sind nicht im ganzen Gebiet gleichmäßig verteilt. Es kommt zonenweise zu dichter Durchaderung der Gesteine (Fig. 17), während es auch gangärmere Partien gibt.

Aplit- und Pegmatitgänge sind genetisch miteinander verknüpft. Sie können wohl unabhängig voneinander auftreten oder sich gar gegenseitig durchschlagen. Häufig aber bilden sie gemeinsame Gänge, indem der meist schmalere Pegmatit den Aplit entweder einseitig oder beidseitig, aber immer konkordant begleitet (Fig. 18). Selbst im Kern einer Aplitganges sind parallele Pegmatitadern keine Seltenheit.



Fig. 17. Von Aplitgängen durchaderte Tonalitwand (oberhalb Bresciadega, Val Codera).

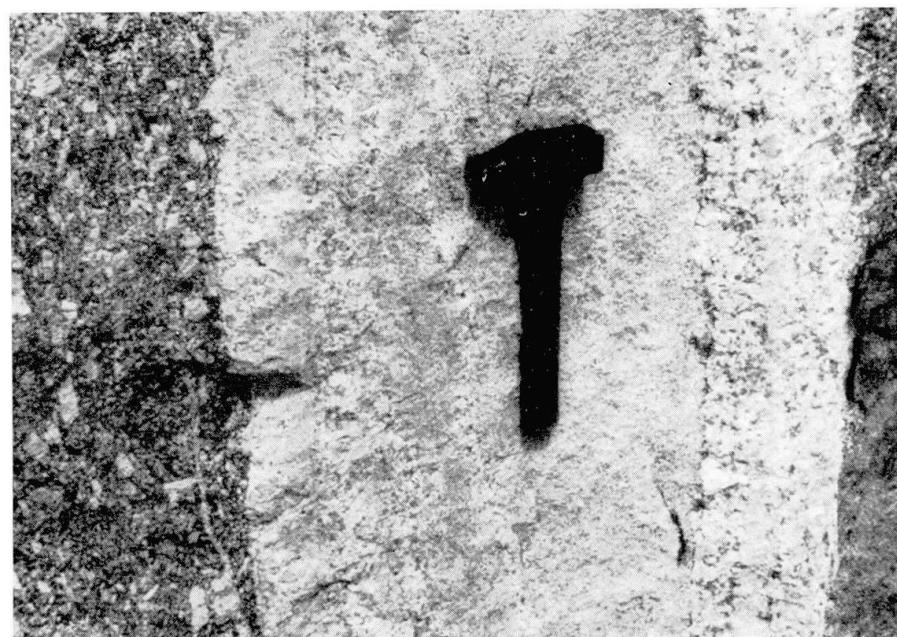


Fig. 18. Aplitgang, einseitig von Pegmatitgang begleitet (oberes Val Mässino).



Fig. 19. Grenze Aplit/Tonalit. Die kontaktnahe Aplitzone ist fast frei von dunklen Gemengteilen. Diese sammeln sich in einem schmalen, dunklen Saum einige cm weg von der Kontaktfläche. Der Tonalit weist keine Auslaugungsspuren auf.
(Valle dei Ratti.)

Die Mächtigkeit solcher Gänge ist extremen Schwankungen unterworfen und kann wenige mm bis einige m betragen. Ein besonders breiter Aplitgang im Granodiorit westlich der Bäder von Val Mässino erreicht eine Breite von

15 m und konnte über $1\frac{1}{2}$ km verfolgt werden. Auch hier sind gangkonkordante Pegmatite vorhanden, die hauptsächlich am Aplitrand liegen.

Die Gänge keilen i. a. sehr rasch aus. Sie verlaufen selten parallel zueinander, eine Tatsache, die sie von den Dykes des Novategranites unterscheidet. Mächtige Gänge behalten ihre Breite und Richtung über grössere Entfernungen bei, im Gegensatz zu den schmaleren Adern. Der Kontakt zum Wirtgestein ist sehr scharf; in diesem sind keine kontaktlichen Veränderungen beobachtet worden. Hingegen ist im Grenzbereich der Aplite des öfteren eine Trennung dunkler und heller Gemengteile zu erkennen. Es bildet sich eine Zone biotitfreien Aplits unmittelbar am Kontakt, dem ein an Biotit angereicherter Saum folgt, der dann in den normalen Aplit übergeht (Fig. 19). In einigen Fällen sind Abtrennung, Drehung und kurzer Transport von kleinen Wirtgesteinsschollen deutlich zu sehen.

Aplite

Aplite machen den volumenmässig grösseren Teil der leukokraten Gänge aus. Sie sind i. a. ziemlich feinkörnig, können aber im Norden und Nordwesten des Gebietes in gröbere Varianten, sog. Aplit-Granite übergehen. In diesem Falle sind sie von blossem Auge nicht mehr vom Novategranit zu unterscheiden, es sei denn, es treten gangkonkordante Pegmatite hinzu, die im letzteren nicht vorkommen.

Aplite sind weder im Handstück noch unter sich ausgesprochen homogen. Häufig trifft man unregelmässig schlierige Anreicherungen von Biotit, die einseitig von einer gleich breiten, biotitfreien Zone umsäumt werden.

Folgende Minerale können makroskopisch festgestellt werden: Quarz, Feldspat, Biotit, z. T. Hellglimmer und Granat, gelegentlich Epidot.

Mikroskopische Beschreibung

Gefüge: holokristallin, relativ feinkörnig. Durch Zurücktreten von Glimmer erscheint das Gestein massig.

Die Mineralzusammensetzung ist verhältnismässig einfach, dagegen ist der prozentuale Anteil starken Schwankungen unterlegen. Das Gestein bleibt jedoch immer granitisch.

HGT: Quarz 39% (30–50%); K-Feldspat 28% (15–35%); Plagioklas 27% (15–35%).

NGT: Biotit 1%; Muskowit.

UGT: Granat, Chlorit, Epidot.

Akz: Apatit, Erz, Orthit.

Quarz ist im Aplit relativ homogen verteilt, obwohl es auch hier feinkörnige Adern gibt, in denen Quarz dominiert. Eine in diesen Gesteinen sehr seltene Ausbildung des Quarzes liegt im Schriftgranit vor.

Kalifeldspat tritt z. T. als Mikroklin auf. Eine leicht perthitische Entmischung ist durchwegs vorhanden. $2V_x$ liegt für den Mikroklin zwischen 81° und 83° , für den Orthoklas zwischen 60° und 68° . Das entspricht einem Gehalt an Albitkomponente von 30 bis 40%.

Plagioklas ist meist zonar ausgebildet. Während der Kornrand einen An-Gehalt von durchschnittlich 23% (21–25%) aufweist, liegt dieser im Kern bei 27%. Das Korn ist dann auch meist von innen her zerstört. In seltenen Fällen bilden sich Antiperthite.

Biotit tritt hier in sehr kleiner Menge auf und befindet sich meist in einem Stadium fortgeschrittenster Chloritisierung. Die Individuen sind nur schwach oder gar nicht ausgerichtet.

Hellglimmer ist nicht immer vorhanden. $2V_x$ variiert zwischen 35° und 42° . Hellglimmer kann auch sekundär aus Plagioklas gebildet werden.

Granat ist nicht immer vorhanden. Die Körner weisen rundliche Formen auf und können zerbrochen oder teilweise resorbiert sein. Die Farbe ist meist ein gleichmässiges hellrosa. Ganz selten tritt der zonare, intensiv orangegelbe, spessartinreiche Granat auf.

Als Akzessorien erscheinen *Apatit* und *Erz*, gelegentlich *Orthit* und selten *Rutil* oder *Titanit* (in Chlorit).

Pegmatite

Im Gegensatz zu den begleitenden Apliten, sind Pegmatite grobkörnig und stets massig. Es sind hololeukokratische Gesteine, bei denen die dunklen Gemengteile eine geringe Rolle spielen. Die Variabilität von quantitativen Mineralgehalt und Textur ist ausgeprägt. Sie enthalten kaum seltene Minerale.

Von blossem Auge sind zu erkennen: Feldspäte, Quarz, Biotit, Hellglimmer, Granat und als Seltenheit Beryll.

Das Gefüge ist recht unterschiedlich; einige Pegmatite sind homogen und gleichkörnig, andere wiederum weisen K-Feldspatporphyroblasten auf. Schliesslich treten auch solche auf, die von Adern aus feinkörnigem Material durchzogen sind. Diese sind noch spätgenetisch geflossen, haben Glimmer zerfetzt und mitgeschleift und K-Feldspateinsprenglinge umflossen und randlich resorbiert.

Die mengenmässigen Mineralanteile der Pegmatite sind wegen deren starken Schwankungen nicht ermittelt worden.

HGT: Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas.

NGT: Hellglimmer, Biotit, Chlorit, Granat.

Akz: Apatit, Erz, Rutil, Beryll.

Quarz ist ein wesentlicher Bestandteil der Pegmatite und tritt in mehreren Ausbildungsformen auf:

- in der Grundmasse als xenomorphe Körner, verzahnt, leicht undulös auslöschend, mittel- bis grobkörnig. Feinkörnig nur in den mobil gewordenen Adern;
- als Myrmekitquarz;
- als Schriftpegmatitquarz ist er gesetzmässig mit K-Feldspat verwachsen und löst einheitlich aus. Es sei diesbezüglich auf die ausführlichen Darlegungen von DRESCHER-KADEN (1948): „Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise“ verwiesen.



Fig. 20. Diskordant zum Tonalit-S verlaufender Pegmatitgang oberhalb Brugo.

Kalifeldspat ist ebenfalls reichlich vorhanden. Die Individuen zeigen eine Tendenz zur Bildung von Porphyroblasten. Die perthitische Entmischung ist teilweise sehr ausgeprägt. Relativ selten sind Myrmekitnester. $2V_x$ liegt zwischen 57° und 59° für Orthoklas, bzw. 72° bis 80° für Mikroklin.

Plagioklas tritt mengenmäßig in vielen Fällen zurück. Er ist mittel- bis grobkörnig, teilweise zersetzt, wobei sich meist Hellglimmer bildet. Der An-Gehalt ist recht einheitlich und liegt zwischen 20% und 24%. An den Kornrändern sind oft intensive Resorptionserscheinungen zu erkennen.

Hellglimmer kommt nur in unbedeutenden Mengen vor, teils primär ausgeschieden, teils sekundär aus Plagioklas entstanden. Die Glimmer sind in den Pegmatiten ungeregelt. $2V_x$ schwankt beträchtlich (37° bis 49°).

Biotit tritt in noch kleineren Mengen auf, zumal er zum grossen Teil chloritisiert ist.

Granat begleitet alle Pegmatite in geringer Menge. Er tritt in vereinzelten, rundlichen Körnern und in Korngruppen auf. Die letzteren gehören meist zu einem ehemals vorhandenen Grosskorn, das stark resorbiert wurde. Einige sind gleichmäßig hellrosa gefärbt, andere (selten) sind orangefarben und fleckig zonar. Der dunklere spessartinreiche Kern ist meist resorbiert und teilweise durch Quarz ersetzt worden.

Apatit ist Durchläufer, der nur vereinzelt als kleine, stark resorbierende Körner auftritt.

Beryll ist in den Pegmatiten des westlichen Bergeller Massivs ausgesprochen selten. Im untersuchten Gebiet ist nur ein grösserer Kristall gefunden worden.

Erz und *Rutil* sind weitere Akzessorien. Der letztere tritt nur in Chlorit auf.

* * *

Aplite und Pegmatite sind verschiedentlich als Produkte dreier möglicher Prozesse interpretiert worden (nach TURNER und VERHOOGEN, 1960):

- a) als spätmagmatische Injektion;
- b) als Absonderung des Wirtgesteins bei partieller Aufschmelzung;
- c) als Konzentration von Kieselsäure, Tonerde und Alkalien, durch Ionen-diffusion.

In unserem Falle sind diese Gesteine mit einiger Sicherheit auf spätmassive Injektionen saurer Restschmelzen oder -Lösungen zurückzuführen, da erstens keine Auslaugung des kontaktnahen Wirtgesteines zu erkennen ist, und zweitens fluidale Strukturen vorhanden sind. Das schon verfestigte Muttergestein muss noch genügend heiß gewesen sein, um Herde saurer Restschmelzen halten zu können. Die Frage nach dem Ursprung dieser Herde (wo und wie tief) konnte nicht abgeklärt werden.

Ein ganz anderes Problem ist das verbreitete Auftreten von parallelen Aplit- und Pegmatitbändern in demselben Gang. Die Konkordanz der Bänder schliesst die Möglichkeit von zeitlich versetzten Schüben von Schmelze aus. Es muss also ein Trennvorgang in einer gemeinsamen Schmelze angenommen werden, wobei zumindest der qualitative Mineralbestand der gleiche bleibt. Eine diesbezüglich interessante Möglichkeit wurde von SAN MIGUEL 1969 angedeutet, wonach zuerst ein bestimmter Teil der injizierten Schmelzlösung als feinkörniger Aplit auskristallisiert und hernach, bei Nachlassen des allgemeinen Druckes, sich die an leichtflüchtigen Bestandteilen stark angereicherte Lösung als Pegmatit verfestigt.

Myrmekite¹⁸⁾

Es sind symplektitische Verwachsungen von wurmförmigen Quarzschläuchen mit Plagioklas, die nur am unmittelbaren Kontakt mit K-Feldspat auftreten. Sie sind sowohl in den Granodioriten wie auch in den Tonaliten und Rahmengneisen sehr verbreitet.

Die Deutung dieses Reaktionsgefüges ist auch heute noch nicht vollständig abgeklärt. Eine diesbezüglich grundlegende Arbeit stammt von BECKE (1908). Er nimmt an, dass die Myrmekitbildung bei der eutektischen Entmischung des K-Feldspats unter Zufuhr von Na und Ca zustandekommt. Dabei entsteht Plagioklas und das überschüssige SiO₂ sondert sich in Form von Quarzschläuchen ab. Demnach wäre der Zentralplagioklas jünger als der K-Feldspat.

Eine sehr umfassende Untersuchung der Myrmekite wurde von DRESCHER-KADEN (1948) u. a. auch am Bergeller Granodiorit durchgeführt. Nach dem Autor ist der Zentralplagioklas auf jeden Fall älter als der anliegende Kalifeldspat und die Quarzstengel, und wird vom ersten korrodiert und verdrängt. Die Korrosionsschläuche im Plagioklas werden durch „infiltrativ-metasomatische Zufuhr von Quarz“ gefüllt.

¹⁸⁾ Von SEDERHOLM (1899) so benannt.

Eine interessante Bildungsmöglichkeit beschreibt SHELLEY (1964). Er geht davon aus, dass Myrmekite an den kataklastischen Saum (Mörtel-Struktur), der das K-Feldspatkorn umgibt, gebunden sind. Albit wird aus dem K-Feldspat entmischt, wächst an einen Plagioklas-Keim im kataklastischen Saum an, der folglich an Volumen zunimmt. Das Volumen des im Saum befindlichen Quarzes bleibt hingegen konstant. Der wachsende Albit übt deshalb auf jedes Quarzkorn das er umschließt einen gewissen Druck aus (confining pressure) und veranlasst es seine Form durch Rekrystallisation der neuen Drucklage entsprechend zu verändern. Das Wachstum setzt sich in Richtung der Albitquelle fort, bis es zur bekannten pfropfenförmigen Verwachsung kommt. In derselben Richtung entwickelt sich der eingezwängte Quarz in Form von Stengel.

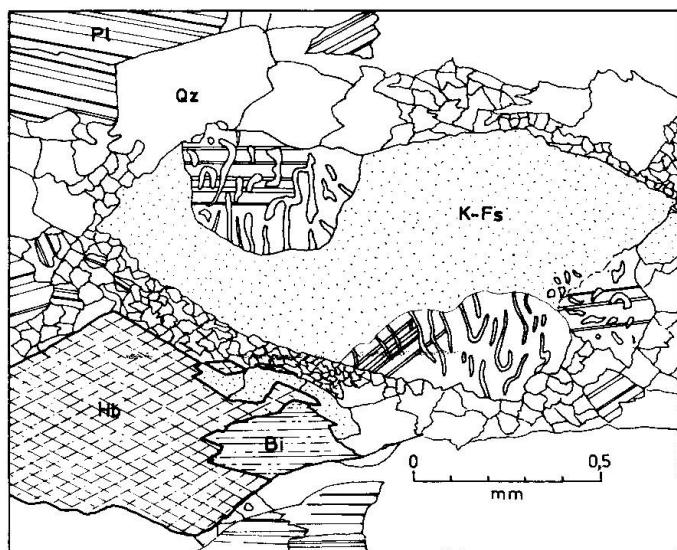


Fig. 21. Kalifeldspat mit Myrmekitnestern und Qz-Pl-Mörtelsaum, in Tonalit. Schliff PM 47.

Bi = Biotit, Hb = Hornblende,
K-Fs = Kalifeldspat, Qz = Quarz,
Pl = Plagioklas.

Diese Auffassungen wurden mit einleuchtenden Argumenten belegt, eine lückenlose Beweisführung steht aber noch aus. An dieser Stelle sollen noch einige beschreibende Einzelheiten über Myrmekite von Gesteinen des Gebietes aufgeführt werden. Sie überschneiden sich mit den Beobachtungen von GYR 1967:

- Myrmekite sind genetisch immer an die Grenzzone K-Feldspat/Plagioklas gebunden.
- Sie bilden gegen den K-Feldspat konvexe, hirn- oder blumenkohlartige Formen.
- Sie entstehen vorwiegend an den Korngrenzen des K-Feldspats, es kommen jedoch vereinzelt Myrmekitnester an idiomorphen, echten Plagioklaseinschlüssen im Kalifeldspat vor.
- Es bestehen keine Beziehungen zwischen Zwillingslamellen des Zentralplagioklases und der Ausrichtung der Quarzstengel.

- e) Die Quarzsäume stehen letztlich senkrecht zur Grenzfläche Plagioklas/K-Feldspat.
- f) Es besteht ein mittlerer Einfluss- oder Einzugsbereich der einzelnen Säume, der in direktem Verhältnis zur Schlauchdicke steht.
- g) Zwei angrenzende Plagioklaskörper können von demselben Schlauchsystem durchzogen werden. Die Säume werden oft in die Korngrenzfläche abgelenkt.
- h) Der Durchmesser der kontaktfernen Stengel nimmt in den meisten Fällen zu.
- i) Die kristallographische Orientierung des Myrmekitquarzes ist über einen gewissen Bereich einheitlich, z. T. über mehrere Plagioklaskörper. Die Auseinandersetzung in Teilbereichen ist nicht undulös.
- j) Neben intensiver Myrmekitbildung gibt es völlig ungestörte Plagioklastkörper in engem Kontakt mit Kalifeldspat.
- k) In vielen Fällen kann man mehrere Wachstumsgenerationen unterscheiden. Die zum Kalifeldspatkontakt konvexe und parallele Wachstumsgrenze ist scharf. Die Teilbereiche unterscheiden sich durch die verschiedene Dicke der Quarzstengel. Sie liegen beidseits der Grenzfläche versetzt und senkrecht darauf.

Es ist nicht meine Absicht, anhand von diesen wenigen Beobachtungen massgebende Schlüsse zu ziehen. Die Genese der Myrmekite ist weit davon entfernt, vollständig abgeklärt zu sein. Es soll deshalb auf die bereits genannte Literatur verwiesen werden.

III. 3. Granit vom Typus Novate-S. Fedelino

Die tektonische Lage des Novategranites ist andernorts (S. 369) beschrieben worden. Der leukokratische, fein- bis mittelkörnige Granit fällt durch seine besondere Homogenität auf (Fig. 22). Handstücke aus dem Kernstock bei Codera, aus den mächtigen Bänken um Novate oder aus den schmäleren Gängen welche die westlichen Ausläufer des Massivs durchschwärmen, sind nicht voneinander zu unterscheiden. Das Gestein ist nur in der Umgebung von Codera einigermassen massig, in den Gängen und Adern weist es dagegen eine gleichmässige, leicht gneisige Textur auf, die durch die parallele Ausrichtung der homogen verteilten Glimmerblättchen hervorgerufen wird¹⁹⁾. Besonders an schmalen Granitadern ist die gangparallele Orientierung des Biotits gut zu sehen. Der Kontakt zum Wirtsgestein ist meist scharf, wobei keine nennenswerten Veränderungen im kontaktnahen Bereich zu erkennen sind.

¹⁹⁾ Der Granit wird an zahlreichen Stellen der Intrusion abgebaut. Dabei ist wichtig, dass das Gestein eine Schieferung (Spaltbarkeit) aufweist. Massige Varietäten sind nicht begehrt, weil sie unregelmässig bis muschelig spalten. Neben Baumaterial für die lokalen Bauten, werden hauptsächlich Bordsteine für Bürgersteige gehauen.

Makroskopisch können folgende Minerale erkannt werden: Quarz, Feldspat, Biotit und Hellglimmer. In einigen Fällen sind kleine Granatkristalle sichtbar.

Mikroskopische Beschreibung (7 Schlitte)

Gefüge: das Gestein ist normalerweise mittel- bis feinkörnig, selten grobkörnig (besonders wenn massig). Die Minerale sind gleichkörnig und xenomorph; sporadisch tritt bei den Plagioklasen eine Neigung zur Porphyroblastese auf. Eine allgemeine, leichte Kataklase ist festzustellen.

HGT: Plagioklas 48% (35–60%); Quarz 23% (20–40%); Kalifeldspat 17% (10–20%).

NGT: Hellglimmer 3% (1–5%); Biotit 2% (1–6%).

UGT: Chlorit, Granat.

Akz: Apatit, Zirkon, Erz.

Der Variationsbereich der HGT ist auffallend gross. Berücksichtigt man die Mittelwerte, ist das Gestein zu den Granodioriten zu zählen (nach Klassifikation von STRECKEISEN, 1967).

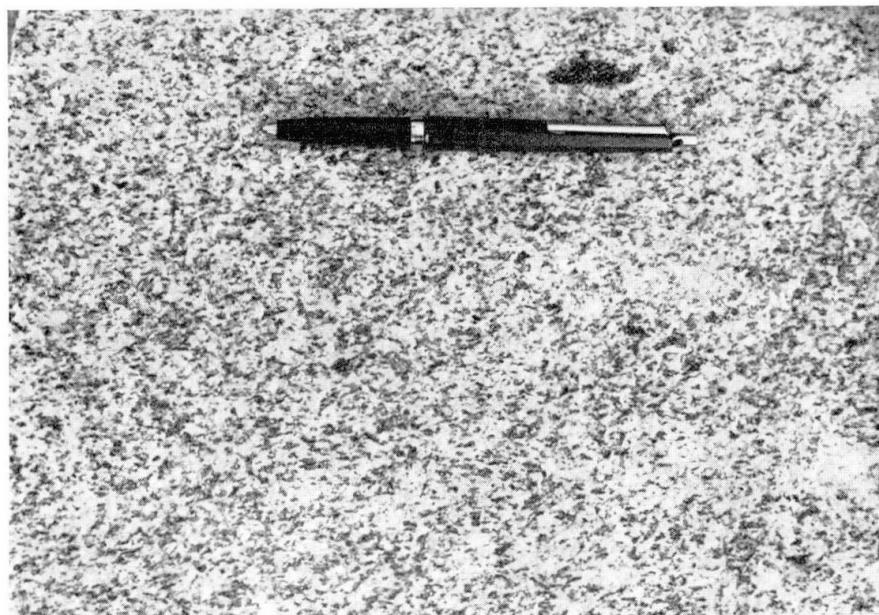


Fig. 22. Leicht gneisiger, homogener Novategranit mit kleiner Biotitputze. Cava di Mezzolpiano.

Plagioklas macht etwa die Hälfte aller Gemengteile aus. Die mittlere Korngrösse liegt bei 1 mm; Sprossungen erreichen Größen bis 4 mm. Die Ausbildung ist xenomorph mit einer Tendenz zur Längung nach der c-Achse. Polysynthetische Verzwilligung ist selten und fehlt oft völlig. Die Körner weisen eine schwache Normalzonierung auf, wobei der abrupte Übergang von einem basischen Kern zum saureren Rand auf zwei Wachstumsphasen hinweist. Der Kern ist oft serizisiert und enthält nicht selten grössere Hellglimmerblättchen, die in Spaltbarkeiten des Wirkornes gewachsen sind.

Quarz tritt wiederum in drei Ausbildungsformen auf:

- a) als Hauptgemengteil;
- b) als Myrmekitquarz;
- c) als rundliche Einschlüsse im Plagioklas und Kalifeldspat.

Kalifeldspat erscheint hier durchwegs als kleine, xenomorphe Körner, deren Durchschnittsgrösse bei 0,6 mm liegt. Die Individuen sind mechanisch stark beansprucht; sie löschen undulös aus und liegen häufig zerbrochen vor. Eine diffuse Zonierung ist ebenfalls zu erkennen. Karlsbader Zwillinge sind relativ häufig und ihre Zwillingsebenen oft durch Brüche versetzt. 2V-Messungen haben ergeben, dass sowohl Orthoklas ($2V_x = 60^\circ - 65^\circ$), wie auch Mikroklin ($2V_x = 74^\circ - 78^\circ$) vorliegen. Beide Varianten weisen demnach einen Gehalt von ca. $\frac{1}{4}$ bis $\frac{1}{3}$ ($Ab_{93}An_{07}$) auf. Die Myrmekitbildung ist in Anbetracht der vorhandenen Menge an K-Feldspat relativ gering. Zur Idiomorphie tendierende Plagioklasindividuen sind die einzigen echten Einschlüsse.

Hellglimmer überwiegen i. a. über Biotit; sie treten in zwei Ausbildungsarten auf:
 a) Primär, teils in längeren Schlieren angeordnet, die sich an grösseren Feldspäten entlang winden und meist leicht gebogen sind, teils als unregelmässig und vereinzelt im Gestein verstreute hypidiomorphe Schuppen, deren mittlere Grösse etwa 0,4 mm beträgt.
 b) Als hypidiomorphe bis idiomorphe Umwandlungsprodukte von Plagioklas, in dessen Spaltissen sie völlig ungestört gewachsen sind.

Der Winkel $2V_x$ liegt in beiden Fällen bei 38° ($37-39^\circ$). Bei der erstgenannten Ausbildungsform ist Hellglimmer meist mit Biotit verwachsen. Dies erweckt den Eindruck einer syngenetischen Bildung beider Glimmer.

Biotit liegt hauptsächlich in Form von zerfetzten Blättchen vor, die im Gestein regelmässig verteilt, aber nur mittelmässig eingeregelt sind. Die Blättchen sind teilweise verbogen.

Chlorit tritt nur als Umwandlungsprodukt des Biotits auf. Es ist ein z. T. fast isotroper, z. T. leicht doppelbrechender Pennin ($2V_x$ bis 9°). Eine meist vorhandene Füllung besteht aus Erzkörnern und Rutilnadeln. Titanit tritt hier nicht auf.

Granat ist sporadisch und in sehr kleinen Mengen anzutreffen, wobei aber einzelne Körner bis 4 mm gross werden können. Anhand von Brechungsindex ($n = 1,797$) und Gitterkonstante ($a_0 = 11,51 \text{ \AA}$) konnte die Zusammensetzung des Granats bestimmt werden: $Alm_{73}Pyr_{27}$.

Auffallend ist die geringe Menge an vorhandenen, primären Akzessorien. Formlose bis idiomorphe Apatitkörnchen begleiten Biotit. Zirkon bildet winzige rundliche Einschlüsse in Biotit, in dem sie kräftige pleochroitische Höfe verursachen.

* * *

Die Abfolge der Mineralbildung entspricht der normalen Kristallissequenz einer granitischen Schmelze. Nach den Akzessorien werden etwa gleichzeitig Plagioklas und Biotit gebildet. Danach folgen K-Feldspat und Quarz. Die Entstehung von Hellglimmer aus Plagioklas erfolgte vermutlich an einem späten Zeitpunkt der Hauptkristallisation. Chlorit ist erst anlässlich einer postkristallinen Kataklase aus Biotit entstanden.

Über den intrusiven Charakter des Novategranites hat es in der einschlägi-

gen Literatur – im Gegensatz zum Bergeller Granodiorit und Tonalit – keine Meinungsverschiedenheiten gegeben. Ganz anders steht es mit der Herkunft und dem Zeitpunkt der Intrusion.

THEOBALD (1866) hält den Granit für eine magmatische Ausscheidung des Bergeller Granodiorits. Auch CORNELIUS (1915) nimmt an, dass zumindest kein Altersunterschied zwischen beiden Intrusionen bestehe. Fast alle späteren Autoren glauben an ein postmassivisches Alter. STAUB (1934) bezeichnet den Granit von Novate als saure Fazies des Bergeller Massivs. BALCONI (1941) interpretiert den Novategranit als ein aplitisches Differenziat des „serizzo ghiandone“.

In einem rezenteren Aufsatz postuliert E. WENK (1956):

„... der deutlich intrusive und stark leukokratische Novate-Granit und die mit ihm durch allmähliche Übergänge verbundenen Aplite und Pegmatite (sind) aus Schmelzlösungen hervorgegangen, die aus der Tiefe emporgedrungen sind.“

Er führt weiter aus:

„... dass Granitintrusion, Migmatitbildung und Metamorphose miteinander verkettete Ereignisse der gleichen Orogenese waren.“

Folgende Beobachtungen haben sich bei der Untersuchung des Granits herausgeschält:

a) Die in einem Umkreis von rund 2,5 km vom zentralen Granitstock die Gneise, Tonalite und Granodiorite durchschlagenden Gänge und Adern, weisen einen scharfen Kontakt auf; verschwommene Übergänge sind nirgends sichtbar.

Der Kern der Intrusion liegt tektonisch tiefer als die westlichen Ausläufer des Bergeller Massivs und ist von diesem völlig unabhängig. Die stoffliche Herkunft des Granites darf demzufolge keineswegs im Bergellermassiv gesucht werden.

b) Das Neosom der anatektisch stark differenzierten Migmatite am Osthang des Monte Berlinghera geht allmählich in Aplit- und Aplitgranitadern über, die unverkennbar zum Typus Novate-S. Fedelino gehören.

Den obigen Ausführungen von WENK²⁰⁾ bleibt nur noch wenig hinzuzufügen. Der zentrale Granitstock bei Codera kann als magmatische „Sammelkammer“ aufgefasst werden, die von anatektischen Schmelzlösungen sowohl aus der Tiefe wie auch aus dem umgebenden Niveau gespeist wurde und deren Inhalt bei gelegentlicher Überfüllung oder direkt durch tektonische Einflüsse in mehreren Schüben „ausgepresst“ wurde. Nur diese letzte Phase muss zeitlich nach der vollendeten Platznahme des Massivs gestellt werden.

²⁰⁾ Siehe auch S. 369.

III. 4. Gesteine des Rahmens

Die Hüllgesteine des westlichen Bergeller Massivs müssen tektonisch zur Lepontinischen Gneisregion gezählt werden. Obwohl sich die Gneise sowohl texturell wie auch im quantitativen Mineralbestand sehr uneinheitlich zeigen, können sie nicht in entsprechende Zonen aufgegliedert werden, da keine tektonischen Grenzen vorhanden sind. Die Gesteine gehen in der Schieferungsrichtung und senkrecht dazu allmählich ineinander über.

Es handelt sich einerseits um hochmetamorphe, meist mesokratische, fein bis grob gebänderte oder -flasrige, seltener augige bis stengelige Zweiglimmergneise und andererseits um Migmatite, vorwiegend Adergneise, Stromatite und Schollenmigmatite. Zu den ersten gehörten auch die (Cordierit)-Granat-Sillimanit-Zweiglimmergneise, die wegen ihrem stark abweichenden qualitativen und quantitativen Mineralbestand gesondert betrachtet werden müssen. Dasselbe gilt für die Sapphiringesteine im oberen Val Codera. Eine Sonderstellung nehmen auch Amphibolite, Ultrabasite, Marmore und Kalksilikatfelsen ein.

III. 4. A. Glimmergneise und Migmatite

Der Hauptteil der Rahmengesteine wird von den gebänderten und flasrigen Glimmergneisen eingenommen. Die Dicke der einzelnen hellen und dunklen Lagen liegt im mm-Bereich. Die feingebänderten Gesteine mit scharfen Lagen-grenzen wirken ausgesprochen plattig. Grobgebänderte Varianten sind meist flasrig ausgebildet und weisen diffuse Lagengrenzen auf. Sehr verbreitet, aber in geringer Menge sind Augengneise anzutreffen. Die Augen sind bei diesem Gestein selten monomineralisch, vielmehr grobkörnige Vergesellschaftungen von Quarz und Feldspat. Das Gefüge kann sowohl fein- wie auch grobgebändert sein. Stengelige Augengneise sind auf die Steilzone des Valle di Spluga begrenzt. Sie weisen auf Scherkräfte hin, die im ursprünglichen S oder in einem spitzen Winkel dazu gewirkt haben. Die Augen sind lediglich unregelmäßige Verbreiterungen der hellen Stengel, deren Durchmesser im mm-Bereich variieren.

Es ist recht schwierig Gesteine mit rein metamorph differenzierten Mineral-lagen von solchen zu trennen, die einer Sonderung durch Anatexis unterworfen waren. Schon bevor es zu Fliessbewegungen im Neosom kommt, sind die unregelmäßigen Ansammlungen von leukokraten Mineralen im Falle der grob-flasrigen Gesteine sicherlich im ultrametamorphen Bereich entstanden. Im übrigen sind im Kartierungsgebiet fast alle Migmatittypen vertreten: Stromatite im unteren Valle dei Ratti (Fig. 26), Schollengneise (Agmatite, Merismite) um den Granitstock von Novate, Phlebitate im Fenster von Bagni Mässino, usf. Sie bilden gewissermassen verschieden grosse Migmatitzonen in homogenen Gneisen und Schiefern, zu denen es alle Übergänge gibt. Die Migmatitbildung



Fig. 23. Grenzzone Tonalit/Gneis. Ausschnitt aus einer „Verfingierung“ beider Gesteine. Man beachte den nahezu übergangslosen Kontakt und die vollständige Assimilation des Gneises (rechts im Bild). Nördlich P. Ligonio.



Fig. 24. Gefältelter, feingeänderter Gneis im oberen Valle dei Ratti.

ist nicht an die Platznahme des Bergellermassivs gebunden, sondern eine Wirkung der Regionalmetamorphose.

Von blossem Auge sind in den Gneisen folgende Minerale zu erkennen: Quarz, Feldspat, Biotit und Hellglimmer, gelegentlich auch Granat. Hornblende tritt im Kontaktbereich des Tonalites hinzu und ist in den Gneisen des Valle di Spluga relativ weit verbreitet.

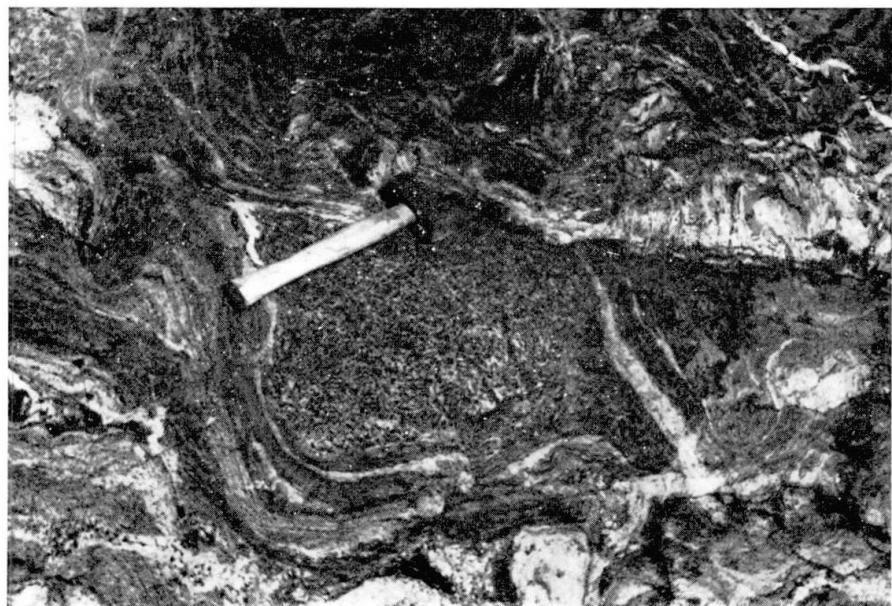


Fig. 25. Granitoid Scholle in mobil gewordenen Migmatiten, im geologischen Fenster von Val Masino.

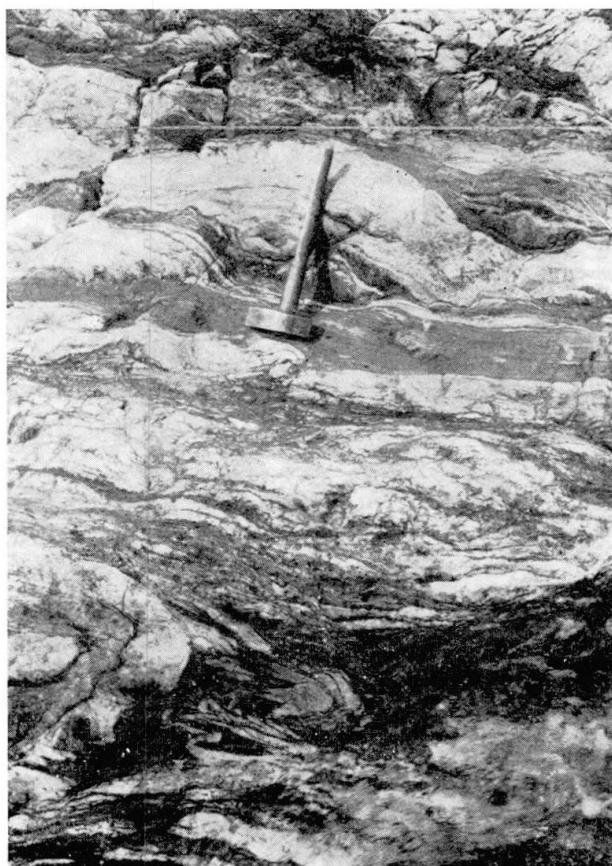


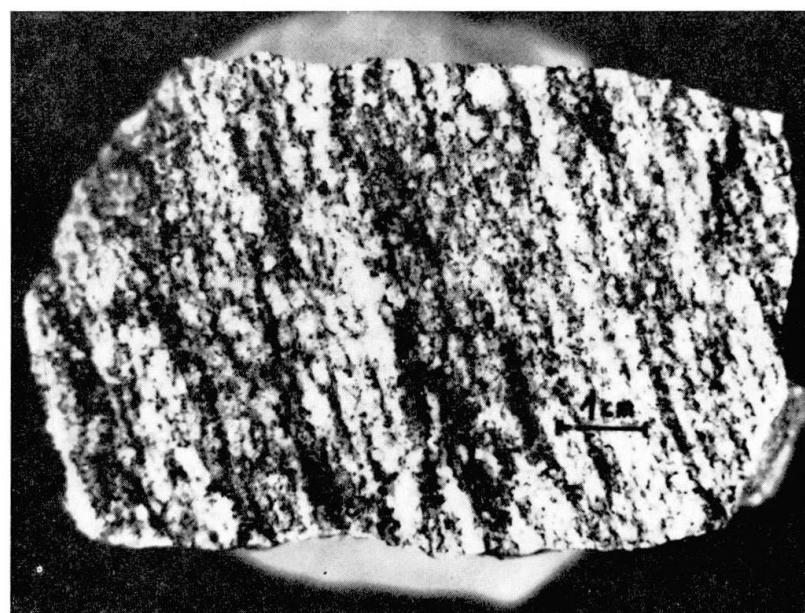
Fig. 26. Bändergneis im unteren Valledei Ratti mit amphibolitischem Melanosom.

Mikroskopische Beschreibung (25 Schiffe)

Gefüge: das Gestein ist holokristallin und mittel- bis grobkörnig. Das Leukosom der Migmatite ist deutlich grobkörniger als das Melanosom und hat eine granoblastische Textur. Diejenige der normalen Gneise ist vorwiegend lepidoblastisch.

HGT: Plagioklas 32% (12–60%); K-Feldspat 27% (10–60%); Quarz 26% (15–50%); Biotit 10% (4–15%).

NGT: Hellglimmer 3,6% (< 1–8%).



a)



b)

Fig. 27. a) Normaler, leicht inhomogener Zweiglimmergneis (PM 149). b) Beginnende Bänderung (Differentiation) durch Fältelung.

UGT: Granat, Chlorit, Epidot (Hornblende).

Akz: Apatit, Rutil, Orthit, Erz, Monazit, Zirkon, (Titanit).

Plagioklas, wie alle Hauptgemengteile, variiert quantitativ in weiten Grenzen. Die Körner sind stets xenomorph ausgebildet und oft untereinander oder mit Quarz verzahnt. Die Korngrösse schwankt zwischen 0,1 und 1 mm; in seltenen Fällen erreichen Prismen eine Länge von 3 mm.

Der durchschnittliche An-Gehalt liegt bei 26% (21–29%); $2V_x$ liegt zwischen 84° und 86° . In einigen Fällen sind zwei Generationen von Plagioklas deutlich zu unterscheiden: eine ältere Ausbildung von meist grösseren Kristallen, stark normalzonar mit Andesinkern (34–39% An) und zentraler oder kranzförmiger Saussuritzone; und eine jüngere Generation von kleineren, nicht zonaren und nicht zersetzen Individuen. Verzwilligung nach Albit-, Periklin- und Karlsbadgesetz. Die Zwillingslamellen sind oft leicht gebogen oder geknickt. Recht verbreitet ist das myrmekitische Implikationsgefüge bei Kontakt mit Kalifeldspat, obwohl ebensohäufig myrmekitfreie Kontakte auftreten. Echte Einschlüsse sind selten, dagegen kann man häufig rundliche „Quarztropfen“ beobachten, die nicht undulös auslöschen. In einigen Fällen kommt es zur Bildung von Antiperthiten.

Kalifeldspat macht durchschnittlich ein Viertel des Gesteinvolumens aus, variiert aber ebenfalls in weiten Grenzen. Die Korngrösse liegt zwischen 0,1 und 1 mm. Zahlreiche Messungen von $2V_x$ haben ergeben, dass im gleichen Schliff sowohl Orthoklas mit $2V_x = 62^\circ$ (56 – 68°), wie auch Mikroklin mit $2V_x = 78^\circ$ (74 – 80°) vorhanden sind. Diese Werte zeigen, dass beide Modifikationen etwa den gleichen Anteil an $\text{Ab}_{93}\text{An}_7$ -Komponente aufweisen, nämlich rund 31 Mol-% (Diagr. nach TUTTLE 1952). Karlsbader Zwillinge sind recht selten. Die Auslöschung ist fleckenhaft und meist etwas undulös.

Besonders häufig treten perthitische Verwachsungen auf. Hypidiomorpher Plagioklas erscheint als einziger Einschluss. Verbreitet sind wiederum kleine, rundliche Quarztropfen. Eine hier seltene Ausbildung des Kalifeldspates liegt im Antiperthit vor. Die regelmässigen Kalifeldspateinschlüsse werden durch Fläche (010) des Wirkornes begrenzt und sind ihrerseits im letzteren eingeregelt. Auffallend ist, dass die K-Feldspatdomänen einen relativ grossen Teil des Plagioklases einnehmen. Dies lässt die Vermutung zu, dass es sich hier nicht um eine eutektische Absonderung handelt, da Plagioklas selbst bei hoher Temperatur nicht soviel Kalifeldspatmolekül enthalten kann. Nach MEHNERT (1958) sind sie als „antiperthite of replacement“ zu verstehen. Diese werden bei relativ niedrigen Temperaturen gebildet.

Quarz tritt in drei Ausbildungsformen auf:

- a) als Gemengteil der Grundmasse;
- b) als Myrmekitquarz;
- c) als rundliche Quarztropfen in den Feldspäten.

Quarz kommt vorwiegend im Verband mit Feldspäten in den hellen Lagen oder Adern vor. Er ist immer xenomorph ausgebildet und zeigt oft eine zusammenhängende, verzahnte Zeilenstruktur, die zuweilen ausgewalzt zu sein scheint. Die Korngrösse variiert zwischen 0,1 und 2 mm.

Biotit ist der einzige melanokratische Gemengteil im Gestein, wenn man von geringen Mengen Epidot und sporadisch auftretender Hornblende absieht. Die Biotitputzen im Verband bilden schmale, dunkle Lagen und Schlieren, welche dem Gneis die gute schieffrige Spaltbarkeit verleihen. Die mittlere Grösse liegt bei 0,5 mm (0,1–1,5 mm). Die Farbe unter dem Mikroskop ist nicht einheitlich. Während X meist hell gelblich ist, kann Z

dunkel rotbraun, dunkel braun oder dunkel grünbraun sein. Dies weist auf einen variablen Gehalt an TiO_2 und FeO hin. In einigen Fällen ist eine beginnende oder fortgeschrittene Chloritisierung zu sehen, wobei Erz und zuweilen auch Titanit in kleiner Menge ausgeschieden werden. Als echte Einschlüsse treten Apatit und Monazit auf.

Hellglimmer ist stets, wenn auch nur in geringen Mengen, vorhanden. Er ist ebenfalls hypidiomorph und nimmt gelegentlich eine amöbenhafte Gestalt an. Die Grösse der Blättchen schwankt zwischen 0,1 und 2 mm. $2V_x$ liegt bei 35° (30° bis 39°). Nach TRÖGER (1951) sollte es sich um einen phengitreichen Mukowit handeln.

Hellglimmer ist meist mit Biotit verwachsen, teils parallel, teils als Querglimmer. In beiden Fällen sind im Inneren und am Rande der Blättchen Erzschnüre zu sehen. Vieles deutet darauf hin, dass Muskowit zumindest teilweise als spätkristallines Umwandlungsprodukt des Biotites zu deuten ist. Eine weitere Ausbildung des ersteren liegt entlang der Scherflächen vor. Hierbei scheint Biotit nicht beteiligt zu sein. In ganz seltenen Fällen treten stark korrodierte Individuen auf, die amöbenhafte Gestalten annehmen.

Chlorit erscheint ausschliesslich als Umwandlungsprodukt von Biotit und seltener von Granat. Er ist meist mit Erz und gelegentlich mit Titanit gefüllt und weist anomal violette Interferenzfarben auf.

Epidot tritt in den Gneisen recht selten auf. Die xeno- bis hypidiomorphen Körner sind entweder mit Biotit vergesellschaftet oder als Produkt der Saussurisation mit Plagioklas verwachsen. Selten bildet er Säume um Orthitindividuen. Der Epidot ist optisch negativ und besitzt zwei gute Spaltbarkeiten. Bei Kontakt mit Chlorit erscheint er in gelber Farbe, ein eisenreicher Pistazit also.

Grössere Mengen von Epidot sind in den Gneisen des Valle di Spluga vorhanden, im Mittel etwa 4% (1–10%). Sie sind häufig idiomorph und besitzen in vielen Fällen einen Orthitkern. Vermutlich handelt es sich hier nicht ausschliesslich um sekundäre Bildungen, da Resorptionserscheinungen auftreten.

Granat ist in diesen Gneisen besonders selten. Er weist formlose bis rundliche Konturen auf und ist an keine Mineralgruppe gebunden. Einige Körner zeigen eine beginnende Chloritisierung.

Apatit erscheint als Durchläufer in allen Schliffen und erreicht Konzentrationen bis 2%. Die Körner sind hypidiomorph bis xenomorph und kurzprismatisch. Er ist meist mit Biotit vergesellschaftet.

Monazit (evtl. Zirkon) bilden echte Einschlüsse in Biotit. Die Körner sind sehr klein und rundlich bis kurzprismatisch. In den seltenen Fällen, in denen ein Konoskopbild gemacht werden konnte, war $2V_z$ sehr klein. Die entsprechenden Körner wiesen meist einen starken pleochroitischen Hof auf. Andere dagegen besitzen überhaupt keinen oder nur einen sehr schwachen Hof. Vermutlich handelt es sich im ersten Fall um Monazit und im zweiten um Zirkon.

Rutil tritt in ganz seltenen Fällen als nadelförmige Einschlüsse im Biotit auf, wobei die Sagenitstruktur gut zu sehen ist.

Hornblende wurde nur in den Gneisen des unteren Valle di Spluga und Val Mässino angetroffen. Die vorhandene Menge liegt zwischen <1% und 12%. Sie nimmt mit der Entfernung vom Tonalit ab. $Z \wedge c$ beträgt etwa 17° . Die pleochroitischen Farben variieren zwischen hell grünbraun und blaugrün. Die Individuen sind häufig verzwilligt. Besonders die grossen Kristalle sind poikiloblastisch, wobei die Einschlüsse vorwiegend helle Gemengteile sind.

Titanit tritt hauptsächlich in den Gneisen des Valle di Spluga auf. Bei der Chloritisierung von Biotit wird Titanit in geringer Menge gebildet.

III. 4. B. (Cordierit)-Sillimanit-Granat-Zweiglimmerngneise

Mengenmässig nehmen diese Gneise unter den Hüllgesteinen einen bescheidenen Platz ein. Sie erscheinen in Lagen und Linsen ohne scharfe Grenzen und gehen allmählich in die normalen Gneise über. Aus diesem Grund ist es kaum möglich ihre tatsächliche Ausdehnung festzustellen. In der geologischen Karte sind die Zonen umrissen, in denen sie vermehrt auftreten: am rechten Talhang des Valle dei Ratti, unterhalb San Giorgio, an der Landstrasse zwischen Campo di Mezzola und Brugo und sporadisch im ganzen Val Codera, hauptsächlich in den nördlichen Seitentälern.

Makroskopisch kann man sie als besonders glimmerreiche, feinlagige Schiefergneise bezeichnen. Sie verwittern sehr leicht und nehmen dabei eine braune Farbe mit violettem Schimmer an. Neben Biotit und Muskovit sind Quarz und Feldspat zu erkennen. Granate bilden runde Protuberanzen auf der sonst ebenen Schieferungsfläche. Bei gutem Licht ist Sillimanit als helles, faseriges und seidig glänzendes Aggregat zwischen den Glimmern auszumachen. In seltenen Fällen sind Cordieritkörner an ihrer glasigen, violettblauen Farbe zu erkennen.

Mikroskopische Beschreibung (16 Schlitte)

Gefüge: das Gestein ist holokristallin und mittelkörnig, die Textur meist lepidoblastisch (nematoblastisch bei grossem Sillimanit-Gehalt).

HGT: Quarz 48% (20–70%); Plagioklas 20% (5–35%); Biotit 15% (12–25%); Hellglimmer 5,5% (< 1–10%).

NGT: Sillimanit 2,1% (1–5%); Granat.

UGT: Kalifeldspat, Chlorit, Cordierit.

Akz: Apatit, Erz, Zirkon, Rutil, Spinell.

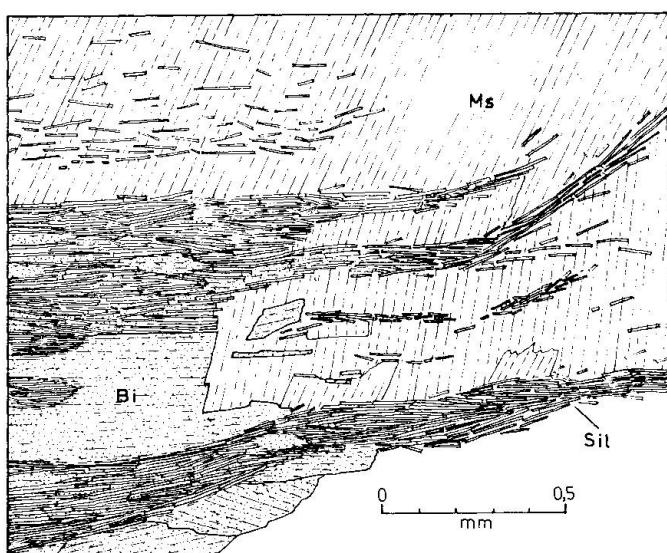


Fig. 28. Sillimanit entsteht sichtlich aus Biotit und wird teilweise vom jüngeren Hellglimmer eingeschlossen. Granat-Sillimanit-Zweiglimmerngneis (PM 524).

Bi = Biotit, Ms = Muskovit, Sil = Sillimanit.

Im Gegensatz zu den „normalen Gneisen“ weisen diese tonerdereichen Gesteine wenig oder keinen K-Feldspat auf, haben erheblich weniger Plagioklas und wesentlich mehr Quarz und Glimmer. Hinzu treten Sillimanit und sporadisch Cordierit.

Quarz macht durchschnittlich die Hälfte des Gesteinsvolumens aus. Er tritt vorwiegend in hellen Lagen und Knauern zusammen mit Plagioklas auf. Die Korngrösse variiert in weiten Grenzen (<0,1 bis 4 mm). Als einzige Einschlüsse treten Sillimanitnadeln auf.

Plagioklas erscheint meist neben Quarz in den hellen Lagen. Der mittlere An-Gehalt liegt bei 28% (27–30%). Zonare Plagioklase sind selten; ihr basischer Kern enthält bis zu 47% An. Die Myrmekitbildung ist recht häufig, wobei allerdings kein K-Feldspat zu sehen ist.

Kalifeldspat konnte trotz Anwendung von Färbmethoden in keinem Schliff nachgewiesen werden.

Biotit tritt in reichlichen Mengen auf. Die Putzen sind in dunklen Lagen und Schlieren angeordnet und meist sehr gut ausgerichtet. Die Blättchen sind hypidiomorph und des öfteren gebogen. Die pleochroitischen Farben reichen von X = hell gelblich bis Z = rotbraun. Hellglimmer und Sillimanit sind mit Biotit verwachsen. Kleine Monaziteinschlüsse besitzen starke pleochroitische Höfe. Biotit ist selten chloritisiert.

Hellglimmer ist neben Biotit und Sillimanit in glimmerreichen Lagen zu finden, kann aber auch selbständige Schlieren bilden. In vielen Fällen treten sie als grossflächige, teilweise siebartig durchlöcherte Blätter auf. $2V_x$ beträgt durchschnittlich 41° mit einem Variationsbereich von 38° bis 44° . Dies entspricht nach VOLK (1939) einem Al-reichen Muskowit.

Vermutlich ist ein grosser Teil des Hellglitters ein spätes Umsetzungsprodukt des Biotits. Beide Glimmer sind oft miteinander verwachsen und zeigen eine felderweise Umwandlung. Zudem treten Erzabsonderungen um die Korngrenzen und entlang Spaltflächen (001) von Muskovit. Querglimmer sind eine besonders häufige Erscheinung.

Sillimanit erscheint in vielen Ausbildungsformen: filzig, feinfaserig und büschelig in Biotit und Muskowit; nadelig und stengelig in Quarz und Cordierit. Basale Schnitte sind fast rechteckig (Prismenflächen {110}) und haben eine gute Spaltbarkeit nach (010). Das im Dünnschliff gut sichtbare Reaktionsgefüge mit beiden Glimmern zeigt, dass Sillimanit sowohl aus Muskowit wie aus Biotit, z. T. sogar aus beiden gleichzeitig hervorgegangen ist. In vielen Fällen ist erst eine beginnende Umsetzung festzustellen.

Granat ist in variablen Mengen vorhanden, fehlt aber selten völlig. Die Korngrösse liegt zwischen 0,2 und 7 mm. Die Gestalt ist xenomorph und meist rundlich. Der Brechungsindex $n = 1,802$ und die Gitterkonstante $a_0 = 11,50 \text{ \AA}$ ergeben eine Zusammensetzung von angenähert $\text{Alm}_{74}\text{Pyr}_{26}$. Grössere Individuen enthalten Biotiteinschlüsse. In einigen Fällen ist eine beginnende Chloritisierung unter Ausscheidung von Erz zu beobachten.

Cordierit ist hier ein recht seltenes Mineral. Es konnte nur in drei Schliffen festgestellt werden; die Verteilung im Gestein ist sehr ungleichmässig. Es bildet kleine Knollen oder Linsen und ist mit Sillimanit, Glimmer, Erz und Spinell vergesellschaftet. Die Körner sind xenomorph, doch bilden sie in einigen Knollen ein Mosaikgefüge. $2V_x$ beträgt durchschnittlich 77° (75° – 79°). Dies entspricht einem Gehalt an Eisencordieritmolekül von etwa 17%. Charakteristisch sind die tiefgelben pleochroitischen Höfe um Monazit- oder Zirkoneinschlüsse und die teils randliche, teils totale Pinitisierung. Interessanterweise sind die pleochroitischen Höfe im Pinit erhalten geblieben.

Die grossen Sillimanitgarben, die sich oft über das ganze Cordieritmosaik erstrecken, sind offenbar aus Cordierit entstanden. Dafür sprechen auch die Absonderungen eines tief grünen, eisenreichen Spinells (Herzynit).

Apatit ist auch hier Durchläufer; *Erz* ist vorwiegend als Absonderung an die Glimmer gebunden; *Spinell* tritt nur in Gesellschaft von Cordierit auf; *Rutilnadeln* bilden das Sagenitgitter in Chlorit, seltener in Biotit.

Die Metamorphose der Rahmengesteine

Die Metamorphose der Glimmergneise soll anhand der pelitischen Gesteine besprochen werden, weil diese im Kartierungsgebiet weit verbreitet sind und einen hohen Metamorphosegrad erreicht haben, ohne anatektisch mobil geworden zu sein. Die ausgeprägte Schieferung dieser Gesteine ist kennzeichnend für eine regionale Thermo-Dynamometamorphose.

Die Paragenese Hornblende-Andesin der im ganzen Gebiet auftretenden Amphibolite bestimmt nach ESKOLA (1939) den faziellen Rahmen der Metamorphose: die Amphibolitfazies. Das Auftreten von Sillimanit und Muskowit, und das Fehlen von K-Feldspat definieren den Grad der Metamorphose noch weiter und stellen die Gesteine in die Sillimanit-Muskowitzzone (entsprechend der Sillimanitzone der lepontinischen Alpen, nach NIGGLI 1960).

Die Druck-Temperatur-Bedingungen der Metamorphose lassen sich an folgendem Tatbestand abschätzen:

a) Die obere PT-Grenze wird durch das Auftreten von Muskowit und das Fehlen von Kalifeldspat bestimmt, denn das Gleichgewicht



das bei $630^\circ \pm 10^\circ$ und 2 kb oder bei $690^\circ \pm 10^\circ\text{C}$ und 4 kb eintritt, wurde nicht erreicht.

b) Weitere Grenzen werden durch das Auftreten von Sillimanit und das Fehlen von Andalusit und Disthen gesetzt. Der Tripelpunkt Andalusit/Disthen/Sillimanit liegt bei 500°C und 4 kb (TURNER nach NEWTON, 1967).

c) Die die „Paragneise“ umgebenden Gesteine sind teilweise anatektisch mobil geworden. Dies setzt folgende minimale PT-Bedingungen voraus: 675°C bei 2 kb oder 660°C bei 4 kb (WINKLER 1967). Die pelitischen Gesteine müssen diese Grenze nicht überschritten haben, liegen aber sicherlich in der Nähe.

Zusammenfassend kann man folgenden angenäherten PT-Bereich für die Metamorphose angeben: Temperaturen zwischen 630° und 680°C bei Drucken von 2 bis 4 kb (siehe auch S. 428).

III. 4. C. Das Sapphiringestein von Val Codera

Das einmalige Vorkommen von Sapphirin im Val Codera wurde schon 1916 von CORNELIUS untersucht. 1929 publizierten CORNELIUS und DITTLER eine Monographie mit mikroskopischen und chemischen Analysen des Gesteins. In jüngerer Zeit wurde die Fundstelle wiederholt besucht, unter anderen von WEIBEL und BARKER (1964).

Etwa 1 km von Alpe Bresciadega talaufwärts und 650 m südwestlich der Clubhütte Capana Luigi Brasca, in der Nähe des Baches Spazzà liegt die Schutthalde, in der sporadisch kleinere Blöcke des Sapphiringesteines zu finden sind. Das vermehrte Auftreten des seltenen Gesteines in der Halde lässt die Vermutung zu, dass sich der Aufschluss ganz in der Nähe, sicherlich in der sich südlich anschliessenden Steilwand befindet. Leider konnte die genaue Stelle nicht ausgemacht werden. Das Vorkommen beschränkt sich offenbar nicht auf diesen einen Ort. E. WENK hat wiederholt sapphirinführende Gesteine im Bachschutt des Codera oberhalb der Capana Brasca gefunden. Von einem Fund *in situ* ist bislang noch nichts bekannt.

Die Blöcke fallen durch ihre dunkle Farbe und die grossen, hell weinroten Granatporphyroblasten auf. Mit unbewaffnetem Auge sind weiter zu erkennen: grosse, schwarzblaue Sapphirinleisten und -Täfelchen; dunkelbraune, xenomorphe Bronzite; schwarze Biotite; glasige, hell violett bis weisse, körnige Cordierite und die hellen, milchig-glasigen xenomorphen Orthoklase. Das Gestein ist sehr grobkörnig und weist eine schwache Paralleltextur auf.

Mikroskopische Untersuchung

Im Dünnschliff sind nicht weniger als 14 Minerale nachgewiesen worden.

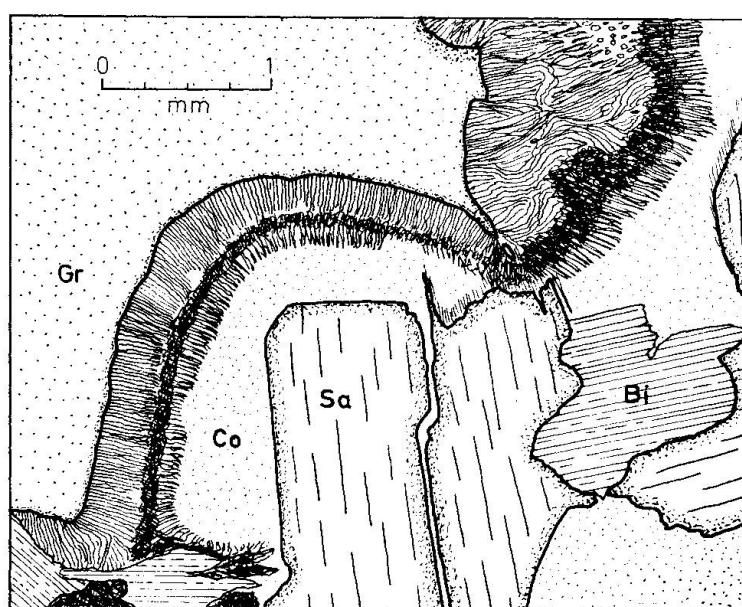


Fig. 29. Wachstum von Sapphirinkristallen in einer durch Kelyphitsaum begrenzten Einbuchtung im Granatporphyroblasten (PM 471 b).

Bi = Biotit, Co = Cordierit,
Gr = Granat, Sa = Sapphirin.

Sapphirin entwickelt meist einen tafeligen Habitus nach (010) und erreicht Kantenlängen bis 7 mm; seltener bildet er Aggregate von kleinen, xenomorphen Körnern. Die Konturen der Täfelchen sind unregelmässig gewellt, gerundet, gestuft oder gelappt. Die häufig gut ausgebildete Fläche ist (010). Gelegentlich ist die Spaltbarkeit (010) zu erkennen. Die Körner sind von regelmässigen Rissen durchzogen, die sich auch in den anliegenden Mineralen fortsetzen. Die Farbe ist hell türkisblau mit ausgeprägtem Pleochroismus: X = hell rosagrau, Y = graublau, Z = dunkel himmelblau. Der Kornrand ist jeweils dunkler als der Kern, d. h. die Kristalle sind leicht zonar. Die Doppelbrechung ist schwach, die Interferenzfarben dunkelgrau bis anomal dunkelblau ($\Delta < 0,01$). $2V_x$ beträgt 61° , bei Na-Licht 52° . Zwillinge sind nicht selten; die Verwachsungsfläche ist scharf aber gewellt und liegt parallel zu (010). In wenigen Fällen kommt es durch wiederholte Verzwillingung zu einer Lamellierung.

Sapphirin ist recht häufig mit Bronzit verwachsen, ohne dass eine Gesetzmässigkeit zu erkennen ist. Die Grenzfläche ist dabei etwas verwaschen. Meist umgibt Cordierit die Körner. *Sapphirin* tritt nie in unmittelbarem Kontakt mit Orthoklas, sondern wird regelmässig durch einen Cordieritsaum von ihm getrennt.

Bronzit lässt keine Kristallflächen erkennen und ist unregelmässig zerbröckelt. In basalen Schnitten tritt die gute Spaltbarkeit nach (110) hervor. Der starke Pleochroismus variiert von X = hellrosa über Y = hell gelbgrau bis Z = graugrün. $2V_x$ beträgt 78° bis 80° (leicht zonar). CORNELIUS (1916) spricht von einem Bronzit, doch wurde das Mineral in späteren Publikationen von ihm und von BARKER als Hypersthen bezeichnet. Nach dem Achsenwinkeldiagramm von H. HESS (1952) sollte man an dem Namen Bronzit festhalten.

Die Individuen sind stark poikilitisch ausgebildet. Besonders häufige Einschlüsse sind Biotit und Cordierit, aber auch Sillimanit, der allerdings immer von einem Cordieritsaum umgeben ist.

Cordierit scheint die „Grundmasse“ des Gesteines zu bilden. Er tritt in Form von verzweigten aber zusammenhängenden Feldern auf, in denen die anderen Phasen eingebettet sind und füllt alle Zwickel. Die Felder bilden optisch Einkristalle. Die Übergänge zu den umgebenden (Cordierit)-Zonen werden von diffusen Verwachsungen und/oder Verzwillingungen eingenommen, die diesem Bereich ein unregelmässig fleckiges Aussehen verleihen. Zwillingssbildungen (mit oder ohne polysynthetischem Charakter) sind typisch und begünstigen weiter die Verwechslung mit Plagioklas. Cordierit ist farblos, bildet jedoch intensiv gelbe pleochroitische Höfe um Monazit. Eine homogene Durchsetzung von feinsten (Pinit?)-Partikeln gibt ihm das „bestäubte“ Aussehen. $2V_x$ liegt bei 78° und entspricht einem relativ eisenarmen Cordierit. Sehr interessant ist das myrmekitartige Reaktionsgefüge von Bronzit und Cordierit um Granat, worüber noch zu sprechen sein wird.

Granat ist wohl der augenfälligste Gemengteil des Gesteines. Die rundlichen Individuen erreichen Durchmesser bis zu 20 mm. Die Konturen sind durch Diablastese und Resorption geprägt. Biotit, Cordierit, Plagioklas und Quarz bilden die häufigsten Einschlüsse. Mit Cordierit, Bronzit und Sapphirin ist Granat vergesellschaftet. Die weitläufigen myrmekitähnlichen Reaktionssäume um Granat, sogenannte Kelyphite, können bis zu 1 mm breit werden. Die wurmartigen Gebilde wurden auf der R.M.S. als Bronzit bestimmt. Sie liegen in einer Grundmasse von Cordierit und stehen senkrecht zum Granatrond. Das Reaktionsgefüge bildet grosse, einspringende Buchten im Granatkorn, worin durchwegs Bronzit- und/oder Sapphirinkristalle liegen, durch einen Cordieritsaum vom Kelyphit getrennt (Fig. 29).

Biotit ist allgegenwärtig und meist schlecht ausgerichtet, daher auch die granoblastische Textur des Gesteins. Die Blättchen sind hypidiomorph und werden bis 2 mm gross. Die Farbe ist dunkelbraun mit starkem Pleochroismus. Biotit ist mit nahezu allen Mineralphasen vergesellschaftet und macht einen frischen Eindruck.

Sillimanit ist in variablen Mengen vorhanden. Die Ausbildung ist verschiedenartig: faserig, nadelig, stengelig und leistenförmig. Basale Schnitte sind fast quadratisch und zeigen die gute Spaltbarkeit nach (010). $2V_z$ beträgt 28° . Sillimanit liegt immer in Cordierit eingebettet. Selbst als Einschluss in Granat und Bronzit umgibt ihn ein Cordieritsaum. In unmittelbarem Kontakt steht er nur mit Sapphirin.

Plagioklas tritt in kleinen Mengen als xenomorphe, frische und nicht zonare Kristalle auf, die bis 2 mm gross werden können. Die Zwillingslamellen laufen nadelförmig aus, sind aber länger und schärfer begrenzt als diejenigen des Cordierits. Der An-Gehalt beträgt je nach Schliff 35 bis 40%. Plagioklas ist vorwiegend mit Quarz, Biotit und Bronzit vergesellschaftet, kommt aber auch als Einschluss in Granat vor.

Kalifeldspat erscheint sporadisch in reichlicher Menge, kann aber auch völlig fehlen. Ähnlich wie Cordierit, bildet er grössere zusammenhängende Felder (optisch Einkristalle). Charakteristisch sind die regelmässige und feingliedrige perthitische Entmischung und die hier recht seltenen Myrmekite. $2V_x = 53^\circ$ entspricht einem Orthoklas mit 23% Albitkomponente. K-Feldspat und Sapphirin treten nie in Kontakt. Mit Bronzit bildet der erstere jedoch einen Reaktionssaum, der demjenigen des Granates recht ähnlich ist.

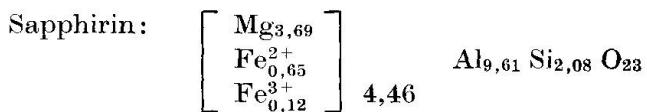
Quarz tritt als Nebengemengteil auf und entwickelt Kristalle mit Korngrössen bis 1,5 mm. Die selten gleichmässige Auslöschung weist auf geringe mechanische Beanspruchung hin. Quarz ist mit Cordierit, Plagioklas, Biotit und Bronzit vergesellschaftet.

Monazit ist ein allgegenwärtiges Akzessorium, das als kleine, rundliche Körner in Cordierit und in Biotit auftritt, wo sie von pleochroitischen Höfen umgeben sind. Ein grösseres Korn (1 mm) erwies sich als optisch einachsig, wurde aber auf der R.M.S. dennoch als Monazit identifiziert (PM 471).

Apatit ist selten und tritt als gerundete Körner auf, deren mittlerer Durchmesser 0,5 mm beträgt.

Spinell konnte nur in einem Schliff (1 Korn) nachgewiesen werden. Er ist mit Monazit, Apatit und Bronzit vergesellschaftet. Sie liegen allesamt in Cordierit eingebettet. Die Farbe ist tief flaschengrün und entspricht einem Herzynit. Das Korn ist von einem Saum eines anisotropen, dunkelblauen Minerale umgeben, das auf der R.M.S. als *Korund* identifiziert wurde. Erz tritt in sehr kleinen Mengen auf. Es handelt sich vorwiegend um *Magnetit* und bildet Einschlüsse in Granat.

Das Sapphiringestein, sowie der Sapphirin und der Granat wurden von DITTLER (1929) chemisch analysiert. BARKER (1964) wiederholte die Gesteinsanalyse und untersuchte überdies noch Biotit, Cordierit, Bronzit, Granat und Sapphirin. Er berechnete die chemischen Formeln der 5 genannten Minerale:



Hypersthen:	$\left[\begin{array}{l} \text{Mg}_{5,40} \\ \text{Fe}_{1,29}^{2+} \\ \text{Al}_{0,81} \\ \text{Fe}_{0,26}^{3+} \\ \text{Ca}_{0,04} \\ \text{Mn}_{0,02} \\ \text{Ti}_{0,02} \end{array} \right]$	$[\text{Al}_{0,77} \text{Si}_{7,23}]_8 \text{O}_{24}$	7,84
Cordierit:	$\left[\begin{array}{l} \text{Mg}_{1,74} \\ \text{Fe}_{0,21}^{2+} \\ \text{Fe}_{0,07}^{3+} \\ \text{Ca}_{0,02} \\ \text{Mn}_{0,01} \end{array} \right]$	$\text{Al}_{3,97} \text{Si}_{4,98} \text{O}_{18} \cdot 0,18 \text{H}_2\text{O}$	2,05
Granat:	$\left[\begin{array}{l} \text{Mg}_{2,95} \\ \text{Fe}_{2,56}^{2+} \\ \text{Fe}_{0,15}^{3+} \\ \text{Mn}_{0,06} \\ \text{Ca}_{0,02} \\ \text{Ti}_{0,01} \end{array} \right]$	$\text{Al}_{3,87} \text{Si}_{6,17} \text{O}_{24}$	5,76
Biotit:	$\left[\begin{array}{l} \text{K}_{1,64} \\ \text{Na}_{0,12} \\ \text{Ca}_{0,05} \end{array} \right]$	$\left[\begin{array}{l} \text{Mg}_{3,81} \\ \text{Fe}_{0,81}^{2+} \\ \text{Al}_{0,93} \\ \text{Ti}_{0,27} \end{array} \right]$	$\left[\begin{array}{l} \text{Si}_{5,68} \\ \text{Al}_{2,04} \\ \text{Fe}_{0,28}^{3+} \end{array} \right]_8 \left[\begin{array}{l} \text{O}_{20,65} \\ (\text{OH})_{3,00} \\ \text{F}_{0,35} \end{array} \right]$ 24

Genetisches

Das Hauptgestein der sapphirinführenden Blockhalde ist ein heller, oft migmatischer Biotitgneis, der zonenweise in Granat-Sillimanit-Zweiglimmergneise übergeht. CORNELIUS brachte den Sapphirin mit einem „Pegmatit aus dem Gefolge der Granitinvasion“ in Verbindung und nimmt der Einfachheit halber Biotit als Ausgangsmaterial an. Durch Zufuhr von SiO_2 und Abtransport von KOH entstand Cordierit und Hypersthen; Biotit plus MgO ergab Granat. Schliesslich entstanden Sapphirin + Cordierit + Hypersthen + Quarz direkt aus Granat.

Obwohl die Gesteine der Fundstelle von jungen Pegmatiten durchadert sind, können diese wohl kaum als Agens zur Bildung des Sapphiringesteines angesehen werden. Sie sind mit Sicherheit jünger als die Periode der höchsten Metamorphose, ganz abgesehen davon, dass die obengenannte Funktion der sauren Pegmatite geochemisch unwahrscheinlich sein dürfte. Viel realer ist es, nach einem wirklich vorhandenen tonerdereichen Ausgangsgestein zu suchen und die Reaktionsgefüge im Sapphiringestein zu beachten. Der erwähnte pelitische Gneis würde der ersten Forderung entsprechen. Folgende Umwandlungsprozesse können im Dünnschliff nachgewiesen werden:

- Kelyphitsaum um Granat (Bildung von Cordierit, Bronzit und Sapphirin aus Granat).

- b) In Cordierit gebettete Sillimanitgarben gehen in Schnüre von Sapphirinkörnern über.
- c) Reaktionssaum zwischen K-Feldspat und Bronzit.
- d) Umwandlung des Orthopyroxens in Orthoamphibol (Schliff Cod 12).

Im Schliff wurden folgende Mineralassoziationen beobachtet:

1. Granat-Biotit-Cordierit-(Spinell).
2. Sapphirin-Bronzit-Cordierit-Biotit.
3. Sapphirin-Sillimanit-Cordierit-Biotit.
4. Orthoklas-Biotit-(Bronzit).
5. Plagioklas-Quarz-Biotit.

Diese Assoziationen treten räumlich getrennt in demselben Schliff auf. Die übergrosse Zahl von Phasen und die verschiedenen Reaktionsgefüge kennzeichnen typische Ungleichgewichtszustände.

Mit Sicherheit haben bedeutende metasomatische Umsetzungen in beiden Richtungen und in verschiedenen Etappen stattgefunden. In einer ersten Phase etwa, kann Granat (-Porphyroblasten) teils durch Sammelkristallisation, teils aus Biotit bei Zufuhr von MgO entstanden sein. Die Bildung von Sapphirin setzt SiO₂-arme Gesteine voraus. SiO₂ muss also wegdiffundiert sein. Dasselbe geschah vorerst mit H₂O und K₂O (des Biotites). Ein nächster Schritt wäre die Bildung von Cordierit, Bronzit und Sapphirin aus Granat (Reaktionsgefüge a). Eine weitere Bildungsmöglichkeit von Sapphirin ist die Reaktion Sillimanit + Cordierit (Reaktionsgefüge b). Hierbei werden zudem Quarz und Korund frei. Zu den letzten Ereignissen gehören die Rückbildung von Biotit, die auch von Cornelius gefordert wurde, und die Umwandlung von Orthopyroxen in Orthoamphibol. Beide Prozesse haben bei nun erhöhtem P_{H₂O} stattgefunden. Natürlich sind all diese Reaktionen rein hypothetisch, solange das wirkliche Ausgangsgestein unbekannt ist.

Die Paragenese Orthopyroxen-Sillimanit-Cordierit-(Perthit-Quarz) ist charakteristisch für die höchstmetamorphe Hornfels- und Granulitfazies in pelitischen Gesteinen. Da aber die Rahmengesteine keine Kontaktmetamorphose erkennen lassen, ist die Hornfelsfazies indiskutabel. Folgende Mineraleigenschaften sind typisch für die Granulitfazies:

- a) Der Orthopyroxen ist stark pleochroitisch und weist einen hohen Al₂O₃-Gehalt auf.
- b) Der Granat besitzt einen hohen Anteil an Pyropkomponente.
- c) Herzynit tritt selbst in Gegenwart von Quarz auf.

WINKLER (1967) klammert Biotit aus der Granulitfazies aus. Da das Mineral dennoch auftritt, muss auf die Möglichkeit einer Rückbildung hingewiesen werden. Derselbe Autor gibt folgende PT-Bedingungen für die Granulitbildung an: 650°C bzw. 750°C bei P_{H₂O} = 1 kb bzw. 2 kb. Es muss weiter gelten dass

$P_{H_2O} \ll Ps$. Für den lithostatischen Druck nennt er etwa 7 bis 10 kb. Dieser Druck ist nach oben begrenzt, einerseits durch das Auftreten von Sillimanit statt Disthen und andererseits wird die Paragenese Orthopyroxen-Plagioklas bei etwa 9 kb und 750°C instabil und es bilden sich Klinopyroxen und grossularreicher Granat (GREEN et al. 1966). Neueste Untersuchungen am Sapphirin des Val Codera (ACKERMANN und SEIFERT 1969) haben ergeben, dass die Paragenese Orthopyroxen-Sillimanit-Sapphirin bei Drucken von $Ps = 12$ kb und Temperaturen um 900°C entstanden ist. Sie postulieren ein präintrusives „granulitisches“ Stadium der Metamorphose. Die überdurchschnittliche Frische des Gesteines spricht allerdings dagegen.

III. 4. D. Kalksilikatfelse und Marmore

Mit wenigen Ausnahmen²¹⁾ sind die im Gebiet weit verbreiteten Vorkommen von Karbonatgesteinen an die Grenzzone Tonalit/Rahmen gebunden. Perl schnurartig reihen sich Linsen verschiedener Grössenordnung meist unmittelbar in der Kontaktfläche aneinander. Weit weniger häufig liegen sie einige Meter vom Kontakt entfernt im Gneis oder im Tonalit eingebettet. Im letzteren gruppieren sie sich gelegentlich zu kleinen Parallelscharen oder wiederholen sich vereinzelt. In der Grenzzone liegen die Linsen in Abständen von wenigen m bis zu einigen km. Die in die geologische Karte eingetragenen Vorkommen entsprechen nur einem kleinen Teil der wirklich vorhandenen, weil der Kontakt – besonders in topographisch tiefer gelegenen Gebieten – nur lokal aufgeschlossen ist.

Diese Gesteine sind in vielen Fällen mit Amphiboliten und Ultrabasiten assoziiert. Während die ersten unmittelbar mit den Kalksilikatfelsen vergesellschaftet sind und senkrecht zu S ineinander übergehen, scheinen die letzteren nur „zufällig“ im gleichen Horizont aufzutreten und weisen offenbar keinerlei Beziehungen zu den beiden anderen Gesteinstypen auf.

In charakteristischen Querprofilen erscheint im Zweiglimmergneis zuerst der feinkörnige, feingebänderte Andesin- oder Labrador-Amphibolit in cm- bis m-mächtigen Lagen. Unmittelbar darauf folgen Kalksilikatfelse, die ihrerseits meist in direktem Kontakt mit dem sich anschliessenden Tonalit stehen. Es kann sich aber auch nochmals eine – allerdings sehr schmale – Amphibolitlage dazwischenschalten. Es sei noch erwähnt, dass es Kalksilikatfelse gibt, die nicht mit Amphiboliten assoziiert sind.

²¹⁾ Zufälligerweise liegen die meisten schon sehr früh bekannt gewordenen Karbonatgesteinslinsen ziemlich weit vom Tonalitkontakt entfernt. So liegt etwa das Vorkommen von San Giorgio – das schon 1916 von REPOSSI erwähnt wird – rund 300 m, das von STAUB 1921 beschriebene „Triasvorkommnis“ im oberen Val Mässino, etwa 400 m, und schliesslich der von Cornelius entdeckte Marmor oberhalb Covo, 1500 m von der Grenzzone Tonalit/Rahmen entfernt.

Eine repräsentative Beschreibung solcher Linsen ist ein schwieriges Unterfangen, weil deren Mächtigkeit, mineralogischer Aufbau und Gefüge zu vielfältig sind. Allein ihre Mächtigkeit reicht von wenigen dm bis zu annähernd 100 m, bei Längen bis 200 m. Das Gestein ist meist auffallend gebändert (im mm- bis cm-Bereich), wobei die einzelnen Lagen, die bestimmten Mineralvergesellschaftungen entsprechen, von anderen abgelöst werden und – teilweise rhythmisch – wiederkehren können. Die grösseren Linsen weisen noch häufig einen massigen, grobkörnigen und fast reinen Kalzit-Dolomit-Marmorkern auf. Das Vorhandensein solcher Kerne ist offenbar von der Mächtigkeit der Linse abhängig, da kleinere Vorkommen sie nicht (mehr) besitzen.

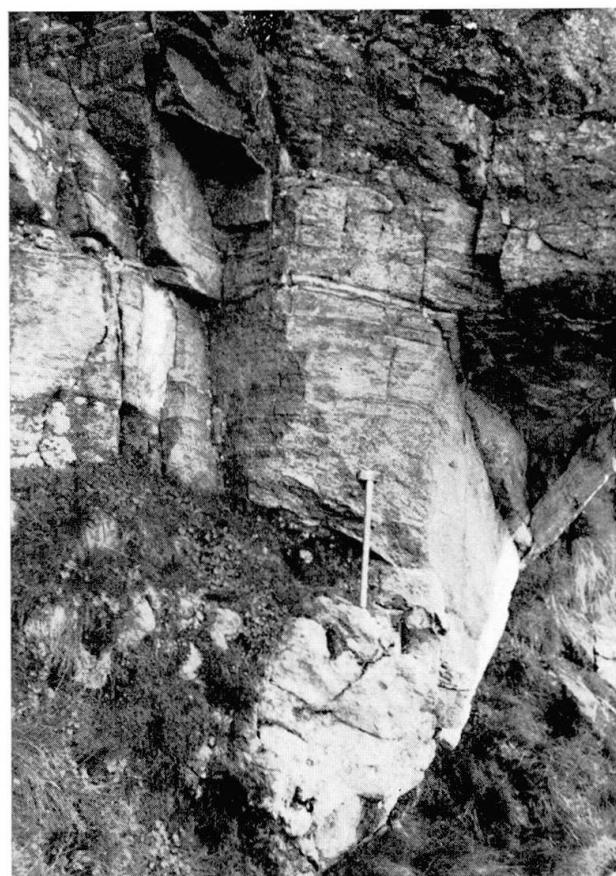


Fig. 30. Dolomitmarmor (unten im Bild), gebänderter Kalksilikatfels und Tonalit, unterhalb Paso dell'Oro.

Mikroskopische Beschreibung

Gefüge: Eine allgemeine Tendenz zur Bildung von Mosaikgefüge und – weniger ausgeprägt – zur Idiomorphie ist festzustellen. Die stengeligen Mineralkörper können, besonders in den gebänderten Gesteinen, parallel zur Bänderung ausgerichtet sein.

Im Falle der Kalksilikatfelse ist es nicht sinnvoll die mengenmässigen Anteile der Gesteinsphasen aufzuführen, weil der Variationsbereich zu gross ist. Folgende Minerale konnten festgestellt werden: Dolomit, Kalzit, Diopsid,

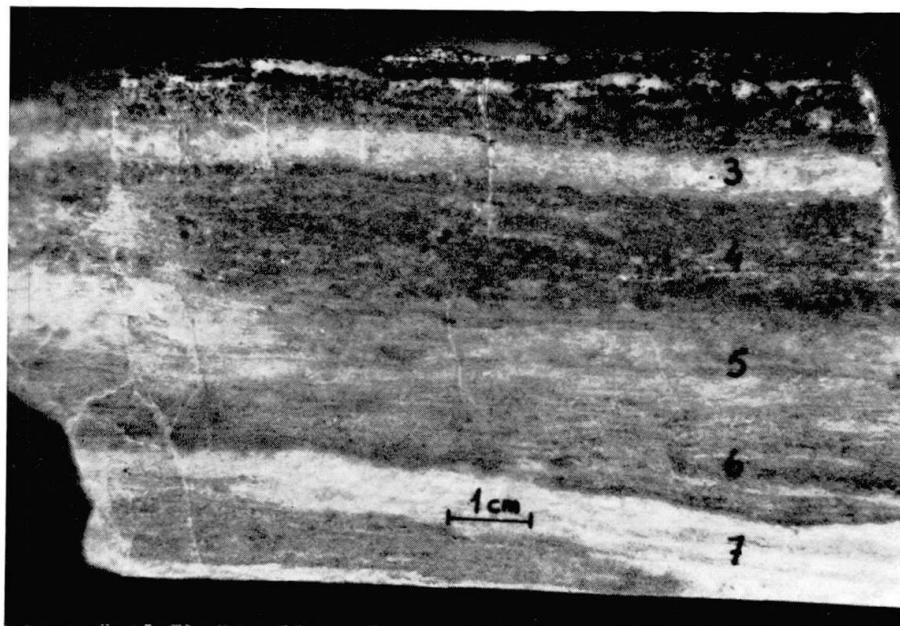


Fig. 31. Gebänderter Kalksilikatfels. Lagen: 1. Tonalitisches Gestein. 2. Di-Cc-Klz-Qz-Pl. 3. Wo-Ce-Qz-Di-Gr. 4. Di-Gr-Klz-Ti-Qz-Ce. 5. Pl-Gr-Wo-Qz-Ce-Ap. 6. Di-Pl-Gr-Qz-Ce. 7. Wo-Qz-Gr-Di-Ti. Handst. PM 362 c₁₊₂.

Aktinolith, Plagioklas, Quarz, Epidot, Granat, Wollastonit, Humitminerale, Skapolith, Olivin, Serpentin, Klinochlor, Phlogopit, Brucit, Hydrotalkit/Manasseit, Muskowit, Margarit, Titanit, Apatit, Spinell, Korund, Vesuvian, Kalifeldspat, Erze.

Dolomit ist der Hauptgemengteil der Dolomitmarmore und tritt häufig in Kalksilikatfelsen auf. Die ersteren können fast monomineralisch sein. Hier erreichen Dolomitkörner Größen bis 10 mm. Sie sind meist xenomorph ausgebildet und weisen rundliche oder gezahnte Ränder auf. Karbonate besitzen gegenüber den meisten Kalksilikaten eine geringere Kristallisationskraft, weshalb die letzteren im Karbonat ihre idiomorphen Kristallflächen ausbilden können. Mit Ausnahme von Plagioklas und Skapolith kann Dolomit mit allen Kalksilikaten und Karbonaten vergesellschaftet sein. Mit Quarz tritt er nie zusammen auf.

Kalzit tritt mengenmäßig gegenüber Dolomit zurück und bildet selten reine Kalzitmarmore. In ihrer Ausbildung sind beide Karbonate recht ähnlich und können leicht verwechselt werden. Neben dem primären Vorkommen, kann Kalzit auch sekundär in Rissen und Zwickeln auftreten.

Diopsid ist der meistverbreitete aller HGT der Kalksilikatfelse. Er fehlt selten und kann fast monomineralische Gesteine aufbauen. Die einzelnen Individuen sind kurzprismatisch bis rundlich und zeigen eine gewisse Tendenz zur Idiomorphie. In vorwiegend monomineralischen Bereichen bilden sie ein Mosaikgefüge. Die Korngröße schwankt zwischen 0,1 und 4 mm. Die grösseren Individuen können poikiloblastisch gewachsen sein. Im Dünnschliff ist Diopsid farblos bis hell grünlich-grau. 2Vz schwankt zwischen 56° und 60°; Z ∩ c liegt bei 40°. Recht typisch ist die einfache und die polysynthetische Verzwillingung. Das Mineral erscheint meist frisch, doch ist in einigen Fällen eine Umsetzung in Aktinolith und seltener in Phlogopit festzustellen. Diopsid kann mit den

folgenden Mineralen assoziiert sein: Dolomit, Forsterit, Aktinolith, Granat, Wollastonit, Phlogopit, Skapolith, Plagioklas und Quarz.

Granat tritt sehr häufig und in grossen Mengen auf. Die Form der Individuen ist rundlich bis polygonal (idiomorph), was ebenfalls zur Bildung des Mosaikgefüges beiträgt. Vielerorts sind die Körner poikilitisch und können z. T. resorbiert worden sein. Sie sind zart rosa gefärbt oder farblos. Das Mineral besitzt ein Brechungsindex $n = 1,783$ und eine Gitterkonstante $a_0 = 11,83 \text{ \AA}$ (PM 179b – Mte. Spluga). Wenn man annimmt, dass es keine Spessartinkomponente enthält, so entspricht die Zusammensetzung etwa $\text{Gro}_{59} \text{Alm}_{25} \text{Andr}_{16}$ (Bestimmungsdiagramm nach H. WINCHELL, 1958). Als häufigstes Umwandlungsprodukt bildet sich Klinozoisit. Granat kann mit allen Kalksilikaten und mit Quarz vergesellschaftet sein (Ausnahme: Olivin und Humitmin.).

Plagioklas ist nicht in allen Kalksilikatfelsen vorhanden, aber doch ziemlich weit verbreitet. Die Korngrösse variiert zwischen 0,1 und 3 mm. Die grösseren Individuen sind meist etwas zersetzt oder resorbiert. In seltenen Fällen ist eine Umsetzung in Skapolith zu erkennen. Der An-Gehalt schwankt beträchtlich und kann zwischen 42% und >90% liegen. Allerdings haben nur drei Messungen Werte deutlich über 90% An ergeben. Der mittlere An-Gehalt beträgt ungefähr 71%. Die Zonierung ist meist schwach und fehlt häufig.

Quarz tritt in relativ kleiner Menge auf oder fehlt völlig. Quarz erscheint in Lagen mit Kalksilikaten vergesellschaftet, in monomineralischen Knoten oder füllt Risse und Zwickel. Mit Diopsid, Plagioklas, Kalzit, Aktinolith, Granat, Skapolith und Wollastonit kann er assoziiert sein.

Epidot scheint in vielen Fällen ein spätgenetisches Umwandlungsprodukt aus Granat, Plagioklas und Aktinolith zu sein. Seltener tritt er – offenbar primär – zusammen mit anderen Kalksilikaten auf. Recht häufig dagegen ist die Riss- und Zwickelfüllung durch Epidot. Die Ausbildungsformen sind vielfältig: kleine xenomorphe Körner in Rissen, polygonale Individuen im Mosaikgefüge und idiomorphe Einkristalle, die andere Mineralkörner umwachsen, recht grosse Dimensionen annehmen können. $2V_x$ variiert zwischen 78° und 82° . Der optische Charakter ist bei den schwach doppelbrechenden Individuen positiv. Dieser Klinozoisit ist mit Granat assoziiert. Die stärker doppelbrechenden Körner sind dagegen negativ und können vorwiegend mit Plagioklas, Aktinolith und Diopsid vergesellschaftet sein. Es handelt sich hier um einen Fe-armen Pistazit (TRÖGER 1952). Die erste Varietät weist oft eine gebänderte Zonierung auf, die zweite eine fleckige.

Aktinolithminerale sind in den Kalksilikatfelsen ziemlich verbreitet und treten in vielen Ausbildungsarten auf. Die einzelnen Individuen können faserig, nadelig, stengelig, kurzprismatisch und körnig sein. Aggregate erscheinen filzig büschelig, strahlig, garbenförmig und teilweise sogar mosaikartig. Die Korngrösse reicht von 0,2 bis etwa 3 mm. Bei einem beträchtlichen Teil handelt es sich um den völlig farblosen Grammatit (Tremolit). Der Pleochroismus des Aktinolites s.s. liegen zwischen X = hell gelblich-grün und Z = hell blaugrün. Sie erscheinen in Kalksilikatfelsen meist als primärer Gemengteil, können aber häufig als sekundäres Umwandlungsprodukt von Diopsid interpretiert werden. Die Umsetzung geschieht nicht am Kornrand des Diopsides, sondern fleckenweise im Kern desselben (Fig. 36). Dabei entsteht meist ein grünlicher Aktinolith.

Skapolith ist verhältnismässig weit verbreitet und tritt in reichlichen Mengen auf. Die Körner sind xenomorph und nehmen in der Mosaikstruktur polygonale Konturen an. Skapolith ist mit Diopsid, Kalzit und Quarz vergesellschaftet und mit Granat und Plagioklas regelrecht verwachsen. Mit Sicherheit ist das Mineral zumindest teilweise auf

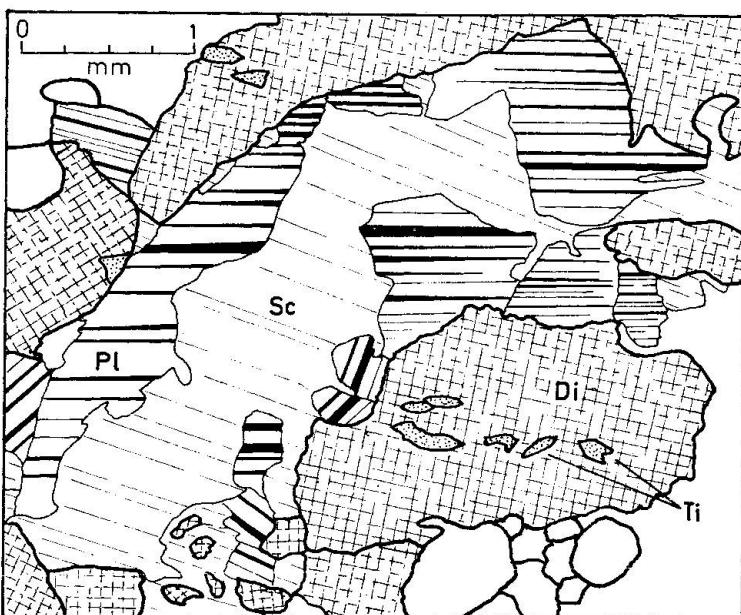


Fig. 32. Skapolith bildet sich auf Kosten von Plagioklas.
Schliff PM 122c.

Di = Diopsid, Pl = Plagioklas,
Sc = Skapolith, Ti = Titanit.

Kosten von Plagioklas entstanden (Fig. 32). Bei Granat ist die Umwandlung nicht so eindeutig sichtbar. Immerhin kann man von einer vorwiegend späten Genese sprechen.

Wollastonit erscheint seltener und in kleineren Mengen als die bisher erwähnten Gemengteile. Die prismatischen Individuen erreichen eine Länge bis 2 mm und sind häufig verzwillingt. $2V_x$ liegt zwischen 30° und 37° . Er ist häufig mit Quarz oder Kalzit vergesellschaftet, doch ist die Paragenese Wollastonit-Quarz-Kalzit nicht selten. Meist treten Diopsid und Granat hinzu.

Humitminerale sind ausschliesslich in Marmoren, vorwiegend in Dolomitmarmoren anzutreffen und sind vergleichsweise selten. Ihr mengenmässiger Anteil dagegen ist grösser als man auf den ersten Blick annehmen möchte, weil farbloser Humit nur schwer von Forsterit zu unterscheiden ist, zumal beide noch verwachsen sein können. Die runden Körner mit einem mittleren Durchmesser von 0,4 mm, liegen entweder vereinzelt oder in Lagen im Dolomitmarmor und können verschieden stark serpentinisiert sein. Der Pleochroismus der farbigen Humitminerale reicht von Z = blassgelb bis X = goldgelb. Viele Individuen sind unregelmässig zonar. Eine einfache oder lamellare Zwillingsbildung ist recht häufig. Bei den eingemessenen Beispielen handelt es sich dabei um Verwachungsebenen (100). Der mittlere Winkel $2V_z$ beträgt etwa 76° und $X \wedge c = 24,5^\circ$. Diese Daten entsprechen einem Chondrodit. Klinohumit ist von REPOSSI 1916 bei Brugo gefunden worden.

Olivin erscheint seltener als Humitminerale, weist aber dieselben Ausbildungsformen, Paragenesen und Umwandlungserscheinungen auf. $2V_z$ beträgt 85° – 86° , entspricht also einem reinen Forsterit. Zum Unterschied zu den Humitmineralen ist er immer farblos, hat ein grösseres $2V_z$ und weist keine Zwillinge auf.

Phlogopit ist nicht sehr häufig und tritt in geringen Mengen auf. Glimmerputzen sind meist plattig oder fächerförmig ausgebildet und erreichen Grössen bis 1,5 mm. Phlogopit kann farblos sein, erscheint aber meist farbig: X = farblos bis Z = hellbraun. Er ist hauptsächlich mit Karbonaten, besonders mit Dolomiten vergesellschaftet, gelegentlich aber auch mit Aktinolith und Diopsid.

Klinochlor kann leicht mit Phlogopit verwechselt werden. Sie treten in denselben Vergesellschaftungen auf und sind z. T. parallel miteinander verwachsen. Klinochlor ist aber optisch positiv, hat einen sehr kleinen Achsenwinkel und eine geringere Doppelbrechung als Phlogopit. Dazu ist er in diesen Paragenesen völlig farblos. Klinochlor ist hier eine späte Bildung und entsteht sichtlich aus Spinell und Diopsid.

Serpentin tritt ausschliesslich als spätgenetische Pseudomorphosen nach Olivin oder den Humitmineralen in den Marmoren auf. Er bildet rundliche, scharf begrenzte Nester, in denen noch häufig das Ausgangsmineral als Relikt zu sehen ist.

Brucit ist ein besonders seltes Mineral, das hier nur in Marmoren vorkommt. Die quadratischen Umrisse der Brucit-Pseudomorphosen lassen die Vermutung zu, dass Periklas das Ausgangsmineral bildete (Fig. 33). Relikte sind nicht mehr vorhanden. Der feinfaserige Brucit ist in konzentrischen Bändern angeordnet, die die stufenweise Umsetzung des Periklas darstellen. Die Bänder sind in sich gekinkt, was auf Stauchung bei der Volumenzunahme der Umwandlung (13,4 cc./Mol.) zurückzuführen ist.

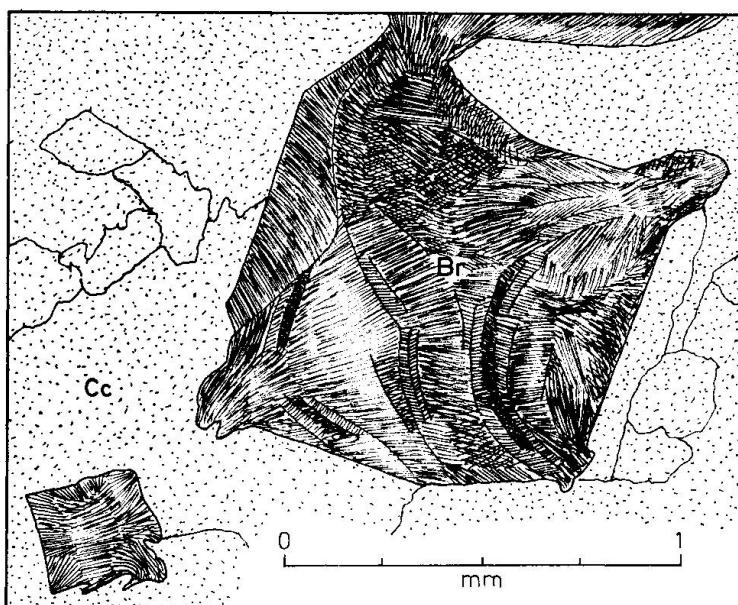


Fig. 33. Brucit-Pseudomorphosen nach Periklas in Kalzit-Dolomit-Marmor. Die Umwandlung geschieht unter Volumenzunahme, wobei die Brucitbänder gekinkt und das Mineral besonders an den Kanten der Pseudomorphe ausgepresst wird. Schliff PM 357 b.

Hydrotalkit/Manasseit ist wohl das seltenste Umsetzungsprodukt das in den Marmoren auftritt. Es umgibt Spinellkörper als feiner, farbloser Saum mit einem negativen Relief. Die Untersuchungen mit der R.M.S. (TROMMSDORFF und SCHWANDER 1969) an Vorkommen von Val Sissone haben ergeben, dass der Mg- und Al-Gehalt mit den von FRONDEL 1941 für das Mineral gefundenen Werten übereinstimmt. Weiterhin zeigen die Ergebnisse von FRONDEL, dass die untersuchten Proben von Hydrotalkit nicht homogen waren, sondern eine Beimengung von Manasseit enthielten.

Apatit ist auch in den Kalksilikatfelsen ein Durchläufer, der in sehr geringen Mengen immer vorhanden ist. Die kleinen rundlichen Körper sind nicht speziell an irgend ein Mineral gebunden, scheinen aber in den reinen Marmoren völlig zu fehlen.

Titanit, in den Kalksilikatfelsen ein verbreitetes Akzessorium, ist in den Marmoren seltener zu finden. Er erscheint in variablen Mengen, teils als kleine Kornanhäufungen,

teils vereinzelt mit idiomorphen Grundrissen. Titanit, als Frühbildung, kann mit allen Kalksilikaten und Karbonaten vergesellschaftet sein, tritt aber vermehrt mit Diopsid, Grammatit und Skapolith auf.

Spinell ist recht selten und vorwiegend in Marmoren anzutreffen. Die kleinen, runden Körner sind entweder farblos oder hellgelb bis goldgelb. In den meisten Fällen werden sie von Reaktionssäumen aus Phlogopit und Chlorit, sehr selten aus Hydrotalkit, umgeben. Grüne Spinelle (Herzynit) bilden den Kern von Korundkörnern in Schliff PM 296a.

Kalifeldspat konnte nur in den Kalzitmarmoren oberhalb Cevo festgestellt werden. Die kleinen, xenomorphen Körner sind häufig mit Erz gefüllt und weisen eine gute Spaltbarkeit nach (001) auf. $2V_x$ beträgt 54° bis 55° , demnach handelt es sich um einen Orthoklas²²⁾.

Korund konnte in einem Schliff nachgewiesen werden (PM 296a). Die xenomorphen, zerbrochenen und teilweise resorbierten Körner liegen als Relikte in zwei konzentrisch angeordneten Lagen von Hellglimmer: eine innere Lage bestehend aus einem faserig-blättrigen, farblosen Mineral, das sich unter der R.M.S. als *Margarit* erwies; eine äußere Lage aus feinblättrigem *Muskowit* (Fig. 34). Das ganze Reaktionsgefüge wird von Phlogopit umgeben. Der Ca-Al-Glimmer Margarit entsteht sichtbar aus Korund, wobei Ca und H₂O zugeführt werden muss. Muskowit, der die äußere Lage aufbaut, kann ebenfalls als Umsetzungsprodukt des Korunds interpretiert werden. Hierbei muss anstelle von Kal-

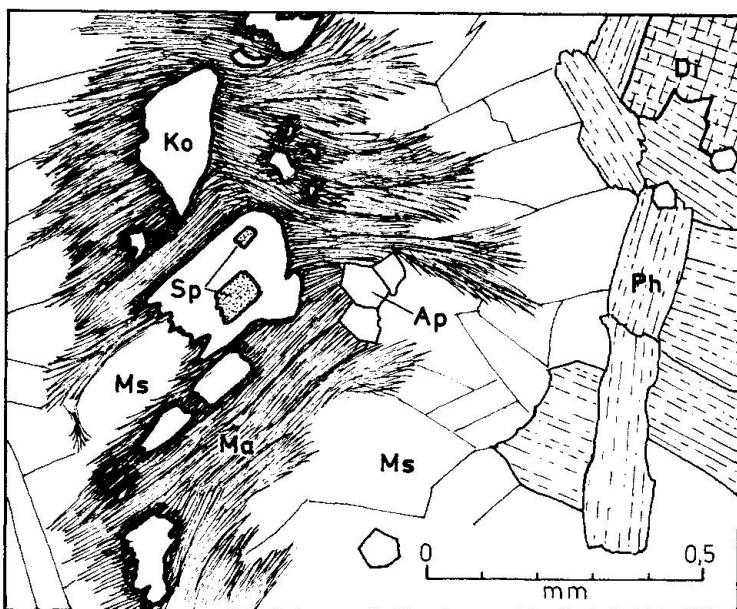


Fig. 34. Seltenes Reaktionsgefüge in Kalksilikatfels: Umwandlung von Korund in Margarit und Muskovit (PM 296a). Ap = Apatit, Di = Diopsid, Ko = Korund, Ma = Margarit, Ms = Muskowit, Ph = Phlogopit, Sp = Spinell.

²²⁾ E. WENK, H. R. WENK und H. SCHWANDER (1966) führten eingehende optische, röntgenographische und geochemische Untersuchungen an diesen K-Feldspäten durch. Die Resultate wurden in der Arbeit: „Monokliner Kalifeldspat aus Silikatmarmor von Cevo (Val Måsino) und anderen Fundpunkten der südlichen Zentralalpen“ publiziert (SMPM 46, 413–419).

zium Kalium zugeführt worden sein (aus umliegendem Phlogopit?). Einige Korundkörper besitzen einen idiomorphen Spinell in ihrem Kern.

Vesuvian tritt mit Granat verwachsen in den Marmoren oberhalb Cevo auf. In anderen Karbonatgesteinslinsen des Gebiets ist er nicht gefunden worden.

An Erzen sind hauptsächlich *Pyrit* und *Magnesit* anzutreffen.

Kontakterscheinungen

Der Kontakt zwischen Kalksilikatfels und Tonalit vollzieht sich im Dünn-schliff meist innerhalb von wenigen mm. In einem entsprechenden Querprofil verschwindet Diopsid gegen den Kontakt hin ziemlich rasch; ebenso schnell erscheint im Tonalit der normale Biotit. Der farblose Aktinolith geht dagegen ganz allmählich in die hellgrüne Varietät, und schliesslich in die gemeine grüne Hornblende über. Über das Gefüge im Kontaktbereich lässt sich kaum etwas Allgemeingültiges aussagen. In diesem Bereich ist die gebänderte, lagige Struktur der Kalksilikatfelse recht ausgeprägt. Langprismatische Minerale sind parallel zum Kontakt eingeregelt.

Im Aufschlussbereich ist oft eine Verfingerung tonalitischer Gesteinszüge im Kalksilikatfels zu beobachten.

Zur Metamorphose der karbonatischen Gesteine

Die Isograde Dolomit-Kalzit-Tremolit liegt innerhalb der Amphibolit-fazies. Diopsid wird in unserem Gebiet bei einem noch höheren Grad der Metamorphose gebildet. Vermutlich führen die beiden folgenden Reaktionen zur Umsetzung von Aktinolith und zur weiteren Eliminierung von CO_2 :

- Aktinolith + 3 Kalzit + 2 Quarz = 5 Diopsid + 3 CO_2 + H_2O .
- Aktinolith + 3 Kalzit = Dolomit + 4 Diopsid + CO_2 + H_2O .

Fig. 35a und 35b veranschaulichen die Paragenesen der Kalksilikate des Gebietes nach der Diopsidbildung:

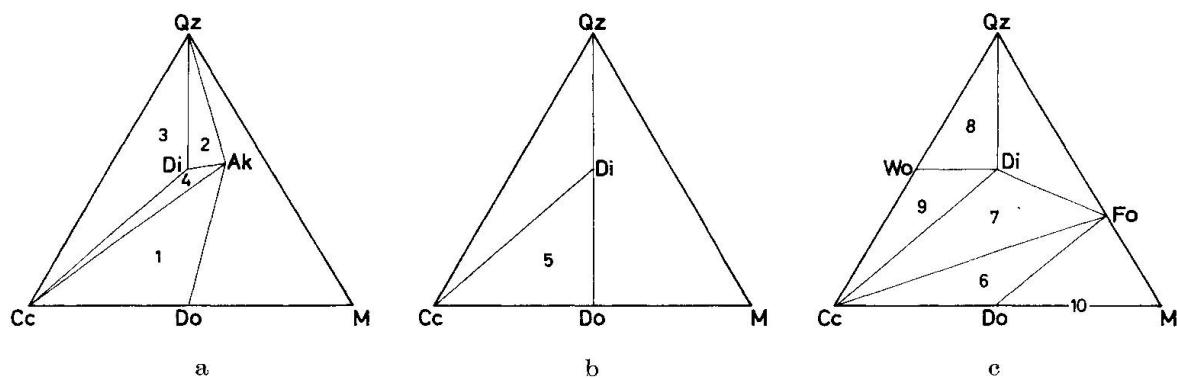


Fig. 35. Sukzessiv stabile Paragenesen in Marmoren und Kalksilikatfelsen (siehe Text).

1. Dolomit-Kalzit-Aktinolith
2. Diopsid-Aktinolith-Quarz
3. Diopsid-Kalzit-Quarz
4. Diopsid-Aktinolith-Kalzit
5. Diopsid-Kalzit-Dolomit

Paragenese 5 wird gebildet sobald die Paragenese Aktinolith-Kalzit vollkommen eliminiert worden ist.

Bei noch höheren Stufen der Metamorphose ist die Bildung von Forsterit, Wollastonit und Periklas erreicht worden:

- c) 3 Aktinolith + 5 Kalzit = 11 Diopsid + 2 Forsterit + 5 CO₂ + 3 H₂O.
- d) Diopsid + 3 Dolomit = 2 Forsterit + 4 Kalzit + 2 CO₂.
- e) Kalzit + Quarz = Wollastonit + CO₂.
- f) Dolomit = Periklas + Kalzit + CO₂.

Fig. 35c gibt die Paragenesen wieder, die bei der höchsten Metamorphosestufe des Gebietes gebildet wurden:

6. Forsterit-Kalzit-Dolomit
7. Diopsid-Forsterit-Kalzit
8. Diopsid-Wollastonit-Quarz
9. Diopsid-Wollastonit-Kalzit
10. Periklas-Kalzit-Dolomit

Recht häufig tritt die Paragenese Wollastonit + Quarz + Kalzit auf. Wäre die Reaktion CaCO₃ + SiO₂ = CaSiO₃ + CO₂ vollständig abgelaufen, sollten entweder nur Wollastonit + Quarz oder nur Wollastonit + Kalzit zusammen auftreten. Diese Paragenesen sind nach TROMMSDORFF 1968 so zu erklären, dass die Fugazität des CO₂ durch die reagierenden Minerale derart gepuffert wird, dass univariantes Gleichgewicht erreicht und erhalten wird, bis entweder Quarz oder Kalzit aufgebraucht ist. Bedingt durch die relativ hohen Drucke die in den westlichen Bergeller Alpen geherrscht haben, wurde die Bildungstemperatur von Wollastonit wesentlich nach oben verschoben, mit der Folge, dass die Reaktion nur in einer wasserreichen Gasphase, d. h. bei kleinem X_{CO₂} ablaufen konnte. Am östlichen Massivrand sind keine Beispiele für die Koexistenz von Wollastonit-Kalzit-Quarz beobachtet worden. Dies erklärt sich dadurch, dass hier die Drucke geringer und die metamorphen Zonen schmäler waren als im Westen, das heisst, dass die Zone, in der sich Wollastonit bei nur geringem X_{CO₂} bilden konnte, sehr schmal war. Die Wahrscheinlichkeit, dass die Reaktion nicht vollständig ablaufen würde, ist deshalb gering.

Periklas ist in diesen Gesteinen nie gefunden worden. Seine Existenz ist dennoch durch das Auftreten von Brucitpseudomorphosen mit quadratischem Querschnitt (nach Periklas), gesichert.

Tabelle 2. Mineralparagenesen der Karbonatgesteine

Bez.	Koordinaten	System MgO-CaO-SiO ₂ -H ₂ O-CO ₂	+ Al ₂ O ₃	+ K ₂ O-Na ₂ O	+ Cl-F
PM 122c	765.6/124.8	Di-Wo-Qz-Ce	Klz/Gr	Pl/Ph	Sk
124	765.6/124.8	Di-Ak-Qz	Klz	Pl	
153b	757.0/120.6	Di-Ak-Ce/Di-Ak-Qz		Pl	
155d	757.5/120.7	Ce-Do-Ak/Ce-Ant	Klc-Sp	Ph	Hu
179b	763.3/121.6	Di-Ce-Qz	Klz/Gr		Sk
182a	763.2/120.9	Di	Klz	Pl	Sk
182b	763.0/120.9	Do-Ce-Di-Ak		Ph	
207	761.5/120.7	Di-Ak-Qz		Pl	
296a	757.2/117.4	Di-Wo	Ko-Ma-Sp	Ms-Ph	
296b	757.2/117.4	Do-Ce-Ant/Do-Ce-Ak/Ak-Di	Klc	Ph	
300a	758.3/117.8	Di-Wo-Qz-Ce	Klz/Gr	Pl	Sk
309	760.4/120.4	Di-Ak-Qz		Pl/Ph	
357c	756.4/116.9	Di-Ak-Qz		Pl	
357b	756.4/116.9	Do-Ce-Br/Do-Ce-Ant/Do-Ce-Fo	Sp/Hy		
357e	756.4/116.9	Di-Ak-Qz		Pl	
362b ₁	754.6/116.4	Do-Ce-Ak/Do-Ant	Gr/Klc	Ph	Hu
362b ₂	754.6/116.4	Do-Fo-Ant	Klc	Ph	
362c ₁₊₂	754.6/116.4	Di-Wo-Qz/Di-Wo-Ce	Gr/Klz	Pl	
364a	754.9/116.4	Di-Ak-Qz	Klz	Pl	Sk
364b	754.9/116.4	Di-Wo-Qz	Gr-Klz	Pl	Sk
364c	754.9/116.4	Di-Qz	Gr-Klz	Pl	
396a+b	768.0/117.3	Di-Wo-Ce/Di-Qz-Ce	Gr-Ve/Klz	Kfs	
397	768.0/117.3	Di-Ce-Qz	Gr-Klz		
404a	756.9/120.5	Ce-Ant	Klc	Ph	
404b	756.9/120.5	Do-Ce-Ant	Klc		
404c	756.9/120.5	Do-Ce-Di/Di-Ce-Qz	Gr-Klz	Pl	
404d	756.9/120.5	Do-Ce-Ak/Do-Ant		Ph	
445a	763.6/126.4	Di-Qz-Ce	Gr-Klz		
465	760.3/120.4	Di-Wo-Qz	Gr	Pl	Sk
Cod 1d	761.5/120.4	Di-Qz	Klz	Pl	
1e	761.5/120.4	Di-Wo-Qz-Ce	Gr-Klz		Sk
1f _a	761.5/120.4	Di-Wo	Gr		Sk
1f _b	761.5/120.4	Di-Wo-Qz-Ce	Gr		Sk
3	761.5/120.4	Do-Ce-Ak/Do-Ce-Fo/Do-Ce-Ant	Gr		Hu
Dub 2	755.4/116.2	Di-Wo-Qz-Ce	Gr		Sk
Mera 24a	755.4/116.2	Do-Ce-Fo/Do-Ce-Ant	Klc	Ph	Hu
25b	756.9/120.5	Do-Ce-Fo/Do-Ce-Ant/Fo-Ce-Ak	Klc	Ph	
Bl 3000+1	762.7/121.3	Do-Ce-Fo/Do-Ce-Ant	Klc/Sp		

* Trennstrich (/) bedeutet räumlich getrennte Paragenesen im gleichen Schliff.

Ak = Aktinolith	Hu = Humitminerale	Ph = Phlogopit
Ant = Antigorit	Kfs = K-Feldspat	Pl = Plagioklas
Br = Brueit	Klc = Klinochlor	Qz = Quarz
Ce = Kalzit	Klz = Klinozoisit	Sk = Skapolith
Di = Diopsid	Ko = Korund	Sp = Spinell
Do = Dolomit	Hy = Hydrotalkit/Manasseit	Ve = Vesuvian
Fo = Forsterit	Ma = Margarit	
Gr = Granat	Ms = Muskovit	

Kollektor: Dr. E. Wenk
P. Blattner
P. Moticska

Schliffe: Cod, Mera, Dubino
Bl
PM

In der Tabelle 2 sind alle Mineralparagenesen der untersuchten Schliffe aufgeführt und nach den folgenden Systemen aufgegliedert:

- a) System $\text{MgO}\text{-}\text{CaO}\text{-}\text{SiO}_2\text{-}\text{CO}_2\text{-}\text{H}_2\text{O}$.
- b) System zusätzlich Al_2O_3 .
- c) System zusätzlich $\text{Na}_2\text{O}\text{-}\text{K}_2\text{O}$.
- d) Besondere Paragenesen mit F- und Cl-haltigen Mineralen.

Physikalische Bedingungen der Metamorphose

Aus der regionalen Tektonik und den im Gebiet auftretenden Mineralparagenesen lassen sich die erreichten Drucke der Metamorphose abschätzen (~ 3 kb). Vergleicht man die vorhandenen Paragenesen in Marmoren und Kalksilikatfelsen mit den entsprechenden isobaren Gleichgewichtskurven von WINKLER (1967), TROMMSDORFF (1968) und TURNER (1968), kommt man zu folgendem Schluss:

Bei 1 kb ist die Paragenese Fo-Do-Ce um etwa 550°C stabil. Nimmt man eine Temperaturerhöhung von ca. 40° pro zusätzliches kb an, kommt man auf Temperaturen um 630°C . Ähnliches gilt für die Paragenese Ak-Di-Ce. Periklas wurde bei wesentlich höheren Temperaturen oder sehr geringem Partialdruck von CO_2 gebildet. Nimmt man das letztere an, ist die Bildungstemperatur bei 1 kb etwa 650° . Berücksichtigt man einen Temperaturanstieg von 40° pro kb, kommt man auf 730°C .

Dies sind Minimaltemperaturen, denn bei ansteigenden X_{CO_2} liegen sie noch wesentlich höher. Sicherlich war der Partialdruck von CO_2 an verschiedenen Orten und zu verschiedenen Zeitpunkten der Metamorphose unterschiedlich. Er ist von der Diffusionsgeschwindigkeit der Gase und der Art der Reaktionen – bei denen ja immer CO_2 und anfänglich auch H_2O frei werden – abhängig. WINKLER nimmt an, dass X_{CO_2} bei der Bildung von Wollastonit relativ gross gewesen sein müsse²³⁾, weil dieser nicht in geringen Tiefen und bei Temperaturen um 400° bis 550° entstehen kann. Experimente haben ergeben, dass eine Bildungstemperatur von 680° bei 2 kb und 720° bei 3 kb für $X_{\text{CO}_2} \sim 0,5$ notwendig ist um Wollastonit zu bilden (WINKLER 1968 nach GREENWOOD 1962 und HARKER und TUTTLE 1956). Für $X_{\text{CO}} \sim 0,75$ steigt die Temperatur auf 765° .

Retrograde Metamorphose

Es häufen sich die Zeugnisse einer allgemeinen rückläufigen Metamorphose bei erhöhtem Partialdruck von Wasser. In den Marmoren und Kalksilikatfelsen sind es folgende Umsetzungen, die darauf hinweisen, dass die langsame Abkühlung der Gesteine von einem allgemeinen Eindringen von Wasser (in Zusammenhang mit leichten tektonischen Durchbewegungen) begleitet wurde:

²³⁾ GREENWOOD (1967) ist der Auffassung, dass sich Wollastonit – bei einer reinen Kontaktmetamorphose – schon bei geringen Temperaturen und kleinem X_{CO_2} bilden konnte, etwa bei 550° und $0,1 X_{\text{CO}_2}$.

- a) Forsterit → Antigorit
- b) Humitminerale → Antigorit
- c) Spinell → Klinochlor
- d) Spinell → Hydrotalkit/Manasseit
- e) Diopsid → Aktinolith
- f) Forsterit → Aktinolith
- g) Periklas → Brucit
- h) Korund → Margarit

Zusammenfassung

Geht man bei den karbonatischen Metamorphiten von ursprünglich kieseligen Dolomit-Kalzit-Gesteinen aus, so war für die Bildung der Kalksilikate eine erhebliche Zufuhr von Wasser, Tonerde, Alkalien und evtl. auch Kieselsäure nötig. Diese Metasomatose, wie überhaupt die ganze Metamorphose, ist vermutlich nur in geringem Umfang den Kontaktwirkungen des Bergellermassivs zuzuschreiben, denn kontaktferne Kalkgesteine weisen keinen abweichenden Chemismus oder Mineralparagenesen auf. TROMMSDORFF (1968) ist der Auffassung, dass die Zonen der Metamorphose westlich des Massivs viel breiter waren als diejenigen östlich davon. Dies bedeutet, dass die Kontaktmetamorphose der östlichen Bergeller Alpen gegen Westen zu in eine Regionalmetamorphose übergeht.

Bei den Umsetzungen zur Anpassung an die Bedingungen des steigenden Metamorphosegrades wurden grosse Mengen CO_2 und zunächst auch H_2O frei. Der Partialdruck von CO_2 war von Ort zu Ort erheblichen Schwankungen ausgesetzt und mag bei den maximal erreichten Temperaturen von 630° bis 730° zwischen 0,5 und 0,9 variiert haben. Der lithostatische Druck hat Werte um 3 kb erreicht.

Schliesslich hat der Temperaturabfall bei erhöhtem $X_{\text{H}_2\text{O}}$ zu einer rückläufigen metamorphen Entwicklung geführt.

III. 4. E. Amphibolite

Ähnlich wie Kalksilikatfelse, bilden Amphibolite Gesteinskörper in Form von Linsen und Lagen von beschränkter Ausdehnung, die s-konkordant, sowohl in den Gesteinen des Massivs wie auch des Rahmens liegen können. Ihre häufige Assoziation mit Karbonatgesteinen und Ultrabasiten am Kontakt Tonalit-Rahmen ist recht auffallend. In den Gneisen treten Amphibolite entweder als individuelle, scharf umgrenzte Linsen auf, oder als Lagen und Bänder des Melanosoms von Bändergneisen (unteres Val dei Ratti). Schliesslich kommen noch vereinzelte Amphibolite in Tonaliten und Granodioriten vor, deren Mächtigkeit wenige Meter bis Zehner von Metern betragen kann.

Der weitaus grössere Teil dieser Gesteine ist vom dunklen, sehr homogenen, feinkörnigen und feinlagrigen Typ. Von diesem „Normaltypus“ abweichende Varietäten sind durchwegs grobkörnig und massig, mit einem uneinheitlichen Hornblende-Gehalt, der bis zu 98 % des Gesteins ansteigen kann.

Von blossem Auge sind lediglich Hornblende und Plagioklas, gelegentlich auch Biotit und Quarz zu erkennen. Die leukokraten Gemengteile häufen sich in den nicht besonders scharf begrenzten, helleren Lagen.

Mikroskopische Beschreibung

Gefüge: Der Normaltypus ist fein- und gleichkörnig mit häufig auftretendem Mosaikgefüge. Die Schieferung wird durch die gute Regelung der Hornblende-individuen und durch die leichte Sonderung von hellen und dunklen Gemengteilen erreicht.

Der mineralogische Aufbau des Gesteins ist relativ einfach:

HGT: Hornblende 60 % (45–75 %); Plagioklas 31 % (10–50 %).

UGT: Quarz < 1–10 %; Biotit (0–8 %); Chlorit; Diopsid; Epidot.

Akz: Titanit; Apatit; Erz; Zirkon.

Hornblende nimmt durchschnittlich $\frac{2}{3}$ des Gesteinsvolumens ein. Die prismatischen Körner tendieren zur Idiomorphie und sind recht gut ausgerichtet. Die mittlere Korngrösse liegt zwischen 0,3 und 0,5 mm. In knollenartigen Anhäufungen von Hornblende können Korngrössen bis 2,5 mm, in den grobkörnigen Amphibolitvarietäten solche bis 20 mm erreicht werden.

Bei normalerweise sehr ausgeprägtem Pleochroismus variieren die Farben zwischen X = hellgelb-grüngelb und Z = grün-dunkel blaugrün. $2V_x$ liegt zwischen 75° und 84° , $Z \wedge c$ zwischen 19° und 21° . Demnach handelt es sich um die gemeine grüne Hornblende. In vielen Fällen ist ein Reaktionsgefüge zwischen Diopsid und Hornblende zu beobachten (Uralitisierung, Fig. 36). Gelegentlich werden Übergänge zu faserigen, hellgrünen (aktinolithischen) Amphibolen sichtbar.

Plagioklas bestreitet etwa $\frac{1}{3}$ des Gesteinsvolumens, kann aber in seltenen Fällen völlig verschwinden. Die Körner nehmen ebenfalls am Mosaikgefüge teil und sind durchwegs xenomorph. Der Anorthitgehalt schwankt beträchtlich, sowohl im einzelnen Schliff, wie auch zwischen den verschiedenen Gesteinsproben. Der mittlere Wert liegt bei 56 % (37–75 %). In mehreren Fällen ergaben Messungen über 90 % An. Zudem können extrem verschiedene Plagioklase im gleichen Schliff auftreten, so z. B. Andesin neben Bytownit. Hier handelt es sich offenbar um zeitlich verschiedene Bildungen.

Quarz kann diesen Gesteinen fehlen, meist jedoch tritt er in sehr geringen Mengen auf und ist oft in vereinzelten, hellen Knoten konzentriert.

Biotit ist noch seltener als Quarz und meist eng mit Hornblende verwachsen. Wie dieser ist er auch sehr gut geregelt.

Diopsid tritt nur in wenigen Fällen hinzu und kann durchwegs als Relikt der unvollständigen Uralitisierung angesehen werden.

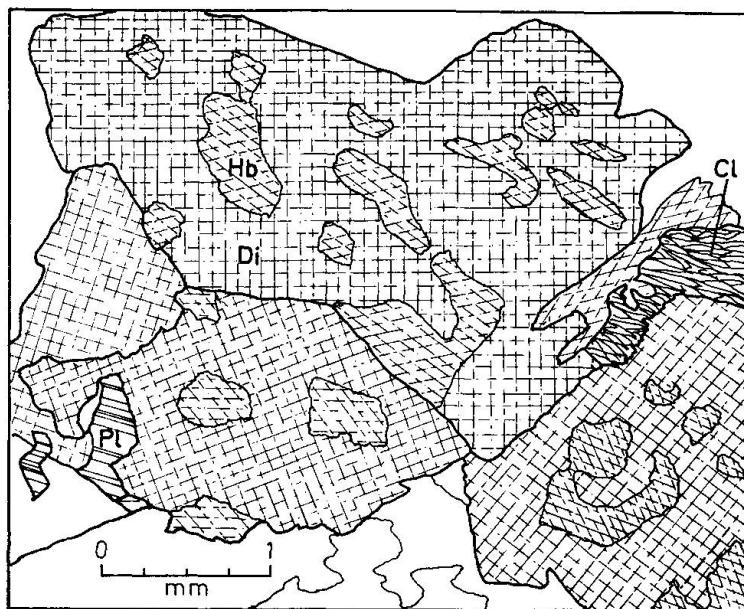


Fig. 36. Beginnende Umwandlung des Diopsids in aktinolithische Hornblende. Diese wächst orientiert im Wirtskorn. Schliff PM 153a.

Chlorit und *Epidot* sind sekundäre Bildungen und treten selten auf. Unter den Akzessoren ist *Titanit* der meistverbreitete. Er kann bis 3% des Gesteinsvolumens ausmachen. *Apatit* ist ebenfalls Durchläufer. Neben den Erzen kommt in seltenen Fällen *Zirkon* hinzu.

* * *

Auf Grund der Analyse der regionalen Verteilung von Anorthitgehalten (E. WENK und F. KELLER, 1969) sind unsere Amphibolite in die hochmetamorphe Zone des alpidischen Kristallisationshofes einzugliedern. Die extreme Variationsbreite des Anorthitgehaltes ist von mehreren Faktoren abhängig, wie etwa die ursprüngliche chemische Zusammensetzung des Gesteins, die Paragenese und – nicht zuletzt – die Trägheit der Reaktionen der Metamorphose, die die vollständige Anpassung an die gegebenen physikalischen Bedingungen verhindert.

Die Tatsache, dass die Hornblende in mehreren Fällen sichtlich aus Diopsid entstanden ist und dass ein grosser Teil der Amphibolite unmittelbar mit Kalksilikatfelsen assoziiert ist, lässt vermuten, dass zumindest ein Teil der Amphibolite metasomatischen Ursprungs sein muss.

III. 4. F. Ultrabasite

Olivinsteine sind im untersuchten Gebiet recht verbreitet, treten aber nur in Rahmengesteinen auf²⁴⁾. Es sind meist relativ kleine Vorkommen von

²⁴⁾ Zwei grössere Vorkommen sind bislang bekannt und beschrieben worden: a) Der ausgedehnte Ultramafitkomplex im Fenster von Mässino wurde 1965 von CRESPI untersucht. Er liegt in Migmatitgneisen und ist mit grösseren Amphibolitlinsen vergesellschafftet. b) Das kleinere Vorkommen südlich von Riva di Novate liegt als Scholle im Novategranit und wurde 1961 von PICCOLI beschrieben.

einigen cm bis zu wenigen m Ausdehnung, die Formen von Sphäroiden, Linsen oder Schollen besitzen und gegen das Nebengestein scharf begrenzt sind. Man erhält immer den Eindruck, es handle sich um Fremdkörper, die vereinzelt und rein „zufällig“ auftreten. Sie sind nicht ausschliesslich an eine Gesteinsart gebunden, obwohl sie vermehrt in Gesellschaft der Kalksilikatfelse zu finden sind. Aber auch hier konnten keinerlei Übergänge zu den assoziierten Gesteinen beobachtet werden.



Fig. 37. Aggregat von ultramafischen Sphäroiden im Grenzgebiet Tonalit/Rahmen im oberen Val Codera.



Fig. 38. Ultramafische Schollen in verschiedenen Stadien der metasomatischen Umwandlung, in Zweiglimmergneis.

Eine auffallende Erscheinung der meisten ultrabasischen Linsen ist deren konzentrisch schalenförmiger Aufbau. Es handelt sich dabei um Reaktionskrusten, die bei der Anpassung des ursprünglichen Gesteins an neue physikalische Bedingungen und beim Stoffaustausch mit dem Nebengestein entstanden sind. Der in vielen Fällen noch vorhandene Kern dürfte stofflich dem Ausgangsgestein entsprechen. Es ist ein Olivinfels oder ein Olivin-Orthopyroxenfels, mehr oder weniger vertalkt und meist von Serpentinschlüuchen durchzogen. Der ursprünglich feinlagige Aufbau des Kerns ist oft noch erhalten und stimmt nicht mit dem allgemeinen S überein. Bei fortgeschrittener Vertalkung (Fenster von Mässino) bilden sich helle, parallel zum Lagenbau angeordnete Talkschlieren. Die äusseren, meist ziemlich scharf begrenzten Schalen liegen also diskordant zu dieser alten Paralleltextur. Lediglich Erzschnüre, die parallel zur Schieferung des Kernes verlaufen und sämtliche

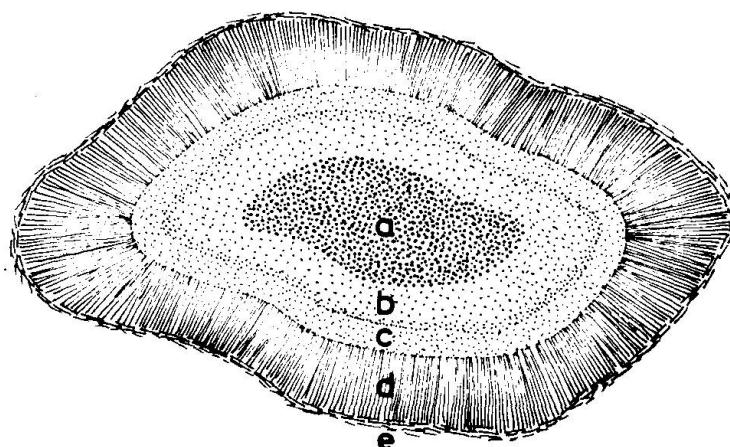


Fig. 39. Konzentrisch schalenförmiger Aufbau in ultrabasischen Linsen.

- a Olivinkern.
- b Talkzone.
- c Talk-Chloritzone.
- d Amphibolzone.
- e Biotitzone.

Schalen durchziehen, weisen auf deren Ursprung hin. Der mineralogische Aufbau und die Mächtigkeit der einzelnen Rinden ist sehr verschieden. Man kann jedoch gewisse Zonen unterscheiden, in denen ein bestimmtes Mineral oder Mineralparagenese vorherrscht (Fig. 39):

- a) Die Talkzone entspricht der innersten Schale und fehlt selten. Es können kleine Mengen von Aktinolith und Chlorit hinzutreten.
- b) Die Talk-Chloritzone ist nicht so gut ausgeprägt und meist auch schmäler als die Talkzone. Neben Aktinolith kann noch Pennin vorhanden sein.
- c) Die Amphibolzone variiert an Breite und Zusammensetzung je nach dem Grad der Umwandlung. Bei beginnender Metasomatose erscheint der faserige bis nadelige und farblose Grammatit. Die einzelnen Individuen stehen senkrecht auf der Schalengrenzfläche. Gelegentlich tritt ein extrem feinfaseriger, schmutzig bräunlicher, gerade auslöschernder Amphibol an Stelle von Aktinolith. Bei zunehmendem Fe-Gehalt erscheint ein hellgrüner Aktinolith und schliesslich die grüne Hornblende.

d) Die Biotitzone bildet die äusserste, sehr dünne Kruste. Die Biotitblättchen sind subparallel zur Zonengrenze ausgerichtet. Diese Schale fehlt in einigen Fällen.

Bei fortgeschrittenem Grad der Umwandlung wächst die Amphibolzone derart, dass sie – vorwiegend bei kleineren Sphäroiden – deren ganzes Volumen ausmachen kann. Dies scheint die letzte und – unter den herrschenden Bedingungen – die stabilste Phase der Umwandlung zu sein. So trifft man häufig einige cm grosse, flaschengrüne Amphibollinsen mit dunkelgrünem Rand, die grössere Sphäroide (mit Olivinkern) begleiten. Aus diesen Beobachtungen ergibt sich allgemein eine hydrothermal-metasomatische Umwandlungsfolge:

Olivin → Serpentin → Talk → Aktinolith → Hornblende → Biotit²⁵⁾.

Mikroskopische Beschreibung

Gefüge: In den Olivinkernen herrscht die Tendenz zur Mosaikstruktur vor (granoblastische Textur). Durch die sukzessiven Umsetzungen kommen nematoblastische und lepidoblastische Texturen hinzu. Die Korngrösse ist generell recht gering.

Olivin bildet den ursprünglichen Kern der Schollen und Sphäroide. Die einzelnen Individuen erreichen sehr verschiedene Korngrössen (0,1 bis 1,5 mm). Es treten auch maximal 6 mm lange, gestreckte Körner auf. $2V_x$ schwankt zwischen 83° und 88° und entspricht einem eisenarmen Forsterit. Die Spaltbarkeit nach (010) ist oft anormal gut ausgebildet.

Olivin wandelt sich bei hydrothermaler Metamorphose in Antigorit und/oder Talk um. Bei zusätzlicher Zufuhr von Al entsteht Klinochlor, seltener Pennin.

Orthopyroxen tritt in kleinen Mengen neben Olivin auf und ist von diesem nur schwer zu unterscheiden. $2V_z$ liegt durchschnittlich bei 83° ; es liegt demnach ein Enstatit vor.

Der Orthopyroxen wird ebenfalls vertalkt und/oder serpentinisiert. Allerdings erfolgt die Vertalkung früher und weit intensiver als bei Olivin.

Klinopyroxen tritt in einem Schliff neben Olivin, Antigorit und Klinochlor in reicherlicher Menge auf. Er ist farblos, löscht schief aus und $2V_z = 60^\circ$, entspricht also einem Diopsid.

Orthoamphibol entsteht anstatt Aktinolith bei ausbleibender Ca- und Al-Zufuhr in der Amphibolzone. Es handelt sich um einen dicht verfilzten bis feinnadeligen Anthophyllit mit sehr geringer Doppelbrechung. Dieses an Nephrit erinnernde Aggregat scheint direkt aus Talk hervorzugehen.

Klinoamphibole (Aktinolithe und aktinolithische Hornblenden). Der Habitus schwankt zwischen kurzstengelig und faserig-nadelig, bei büscheligen und strahligen Aggregaten. Der Pleochroismus geht von fast farblos über hellgrün und licht bläulichgrün bis ins mittlere Grün. Die Aktinolithe aus der Amphibolzone sind selten zersetzt, jene aus der Olivinzone können vertalkt und chloritisiert sein, wobei grössere Mengen von Erz anfallen.

²⁵⁾ Für weitere Angaben über die Umwandlung ultrabasischer Schollen sei auf die ausgezeichnete Arbeit von ARTUS (1959) hingewiesen.

Serpentin wird in relativ kleinen Mengen aus Olivin und Enstatit gebildet. Er zieht sich in Form von Schläuchen durch die Wirtskörper hindurch und an ihren Grenzen entlang.

Talk entsteht in reichlicher Fülle aus Olivin und Enstatit und tritt sowohl in der Olivinzone als auch in der Talkzone auf. Die Ausbildung reicht von feinschuppig bis grobblättrig, bei Putzengrössen bis zu 1 mm. $2V_x$ ist sehr klein bis 0° . Talk kann in Aktinolith und Anthophyllit umgewandelt werden.

Chlorit erscheint in den zwei Varianten Klinochlor und Pennin, wobei der erstere häufiger ist. Beide sind farblos und können miteinander verwachsen sein. Sie treten vorwiegend im Olivinkern und seltener in der Talkzone auf.

Phlogopit ist zuweilen in der Amphibolzone neben stengeligem und nadeligem Aktinolith anzutreffen. Pleochroismus: farblos bis hellbraun, $2V_x$ kleiner als 10° .

Karbonate sind in diesen Gesteinen sehr selten und treten als sekundäre Rissfüllungen auf.

Erz wird bei den Umwandlungen zu Hydrosilikaten abgesondert. Meist handelt es sich um Magnetit. In den Olivinkernen vorhandene Erz-Schnüre setzen sich unverändert in den Reaktionsschalen fort.

* * *

Der Versuch einer genetischen Deutung der ultrabasischen Gesteine ist ein recht heikles Unterfangen. Wie eingangs erwähnt, erscheinen die Olivin-gesteinslinsen wie Fremdkörper im Nebengestein, ohne zu diesen irgendwelche Beziehungen oder Übergänge aufzuweisen. Selbst ARTUS, der an diesen Gesteinen gründliche Untersuchungen durchgeführt hat, gibt diesbezüglich keinerlei Auskunft. Immerhin konnte er feststellen, dass die häufig assoziierten Marmore ebenso Ni- und Cr-haltig sind wie die Olivingesteine, eine Tatsache, die ihm für deren Genese bedeutsam erschien. Für TROMMSDORFF und EVANS (1969) ist der hohe Ni- und Cr-Gehalt ein Beweis für die ursprünglich magmatische Herkunft der Xenolithe. Nach Meinung beider Autoren handelt es sich hier um ursprünglich trockene Protolithen, die unter Bedingungen kleiner H_2O -Aktivität umkristallisiert sind.

IV. ÜBER DIE GENESE DES BERGELLER MASSIVS

Die Frage nach der Herkunft des Bergeller Massivs beschäftigt den Geologen, der diesen granitoiden Gesteinskomplex untersucht, immer wieder aufs Neue. Ein historischer Rückblick über die Entwicklung der diesbezüglich recht unterschiedlichen Auffassungen früherer Forscher (s. S. 362) kann nicht befriedigen. Die Schwierigkeit liegt darin, dass sich das Massiv nicht in vollem Umfang wie eine gewaltsam intrudierte Masse – etwa ein Batholith – verhält, und dass bislang für beide Hauptgesteinsserien des Massivs dieselben, wenn auch zeitlich versetzten, genetischen Vorgänge gefordert wurden.

Über den teilweise magmatisch-fluidalen Charakter des Granodiorites, besonders im nördlichen und nordöstlichen Teil des Massivs, besteht kein Zweifel.

Die grossen Schwärme von losgelösten und gedrehten Nebengesteinsschollen im Forno- und Albignagebiet, in Verbindung mit typischen Fliessstrukturen, zeugen davon. Allerdings nimmt die Häufigkeit der exogenen Xenolithen und die der Fluidaltexturen gegen den Kern des granitoiden Gesteinskörpers rapide ab und sie fehlen völlig in dessen westlichen Ausläufern. Hervortretendes Merkmal dieser Gesteine ist die allgemein vorhandene Schieferung, die, aus den Rahmengesteinen kommend, sich hier fortsetzt. Als bewirkender Mechanismus wurde von DRESCHER und STORZ (1926) eine „konkordante Vergneigung“ angenommen.

Ein unter Stress eingedrungenes und auskristallisiertes Magma kann wohl eine planparallele Textur annehmen, der gerichtete Druck würde jedoch gegen den Kern des (fluiden) Plutons mehr und mehr einem hydrostatischen Druck weichen. Es muss deshalb angenommen werden, dass die magmatischen Lösungen (wässrige Schmelzen?) die vorhandenen Gesteine nicht verdrängt, sondern durchtränkt, Blatt für Blatt verarbeitet und weitgehend homogenisiert haben. Eine leichte Divergenz des planaren und linearen Parallelgefüges im Rahmengestein der westlichen granitoiden Ausläufer deutet auf eine gewisse Volumenzunahme des Massivs hin. Dieser Umstand kann gegenwärtig nur durch die erhebliche Beteiligung von fremdem Material an der Bildung des Massivs erklärt werden (siehe Tafeln II und III).

DRESCHER-KADEN (1969, S. 102) billigt den oben genannten Lösungen nur eine aktivierende Funktion zu. Das Granitmateriale stellt seiner Meinung nach „ein tektonisches Mobilisat aus dem Korngefüge des primären Altbestandes selbst dar“ und stammt nicht aus der „Tiefe“. Leider geht er weder auf die Herkunft und Art der aktivierenden Lösungen noch auf die Bildung von Tonalit und tonalitischer Randfazies ein.

Im südlichen und westlichen Massivteil wird der Granodiorit durchgehend von Tonalit umsäumt und kommt somit nicht in Kontakt mit den Gesteinen des Rahmens. Vergleicht man die Grenzzone Tonalit-Hüllgestein mit derjenigen des Granodiorites im nördlichen Massiv, so werden folgende Unterschiede offensichtlich:

- a) Der Kontakt Tonalit-Rahmen ist konkordant mit dem allgemeinen Schichtstreichen der Gneise. Die Schieferung setzt sich im Tonalit unverändert fort.
- b) Es gibt keinerlei Anzeichen von gewaltsamer Platznahme und Raumschaffung. Alle Tonalitzüge setzen sich in Richtung der besten Wegsamkeit (Schieferung) in den Rahmengneisen fort.
- c) Die Kette von Kalksilikatfelsen entlang dem Kontakt muss als geochemische Barriere gegen die weitere Ausbreitung des Tonalites gedient haben.
- d) Nicht zuletzt sei noch auf die fehlende Kontaktmetamorphose im Rahmengestein hingewiesen.

Es folgen noch einige Betrachtungen aus den zentral gelegenen Teilen der Tonalitzüge:

- a) Es sind hier keine Fliessstrukturen angetroffen worden.
- b) Das lineare Parallelgefüge der Hüllgneise ist im Tonalit in einer wenn auch rudimentären Form erhalten geblieben (siehe S. 370).
- c) Im Kern des Tonalites treten ortsfeste Gneisinseln auf; diese fehlen im Granodiorit vollständig.

Ein Teil dieser Beobachtungen kann nicht auf Auswirkungen einer rein magmatischen Intrusion zurückgeführt werden. Andrerseits kann die hervorragende Homogenität des Tonalites in allen makroskopischen Bereichen, die Weitläufigkeit der Tonalitzüge und das Vorhandensein von charakteristischen dunklen Einschlüssen nicht durch einen Prozess der Metasomatose erklärt werden²⁶⁾. Die Tonalitbildung dürfte einem Grenzfall zwischen den beiden extremen Vorgängen von Stoffzufuhr zuzuschreiben sein.

Woher die zugeführten Stoffe kommen, lässt sich nur vermuten. Eine Anatexis „*in situ*“ ist sicherlich auszuschliessen. Es muss ein während der tertiären Orogenese gebildeter, anatektisch oder gar palingener Magmaherd in gewisser Tiefe angenommen werden. Die bereits steilstehenden Formationen der sog. Wurzelzone begünstigten offenbar das Aufsteigen von Magmen oder magmatischen Lösungen. Betrachtet man in einem N-S-Profil durch das westliche Massiv das fächerförmige Auseinanderfallen der steilen Schieferungsflächen, kommt man nicht umhin, den Ausdruck von STAUB (1918) vom „mechanischen Aufsaugen unterirdischer Magmaberde“ festzuhalten. In welchem Stadium des Intrusionsgeschehens die stoffliche Sonderung des Magmas zur Bildung von Tonalit und Granodiorit stattgefunden hat, ist kaum festzustellen.

Die zeitliche Abfolge von Tonalitisierung, von Granodiorit-, Aplit- und Pegmatitbildung lässt sich anhand von einigen Indizien rekonstruieren:

a) Das Massiv zeigt keinerlei Merkmale, die darauf schliessen lassen, dass es die durchgreifenden Bewegungen der tertiären Orogenese mitgemacht hätte, das heisst seine tektonische Lage hat sich seit seiner Bildung nicht mehr verändert; dies bedeutet, dass die Platznahme nach der Steilstellung der Gneisformationen stattgefunden hat, also während oder kurz nach der letzten Phase der alpinen Durchbewegung.

b) Die stofflich differenzierte Materialzufuhr und die relative tektonische Lage der Tonalite (die tonalitischen Gesteine liegen weiter weg vom Herd als der Granodiorit) lassen eine gewisse zeitliche Folge der Bildung von Tonalit

²⁶⁾ MEHNERT (1968) nimmt an, dass Diffusionsgeschwindigkeiten von 100 m bis 1 km in 10^6 Jahren möglich sind, bei Temperaturen um 500° und bei wasserführenden „Grenzflächenfilmen“.

und Granodiorit vermuten. Fliessstrukturen auf der kernnahen Seite der Übergangszone und der wechselreiche, verschwommene Übergang zum Tonalit, sowie die Existenz von Tonalitinseln im Granodiorit weisen darauf hin, dass die Tonalitisierung ein Vorläuferprozess vor der unmittelbar anschliessenden Bildung des Granodiorites gewesen sein muss (basische „Vorhut“)²⁷⁾. Es fehlen alle Spuren einer gewaltsamen Intrusion in einen verfestigten Tonalit. Die Bildung beider Gesteinsvarietäten muss somit als ein kontinuierlicher und zeitlich ineinandergreifender Vorgang angesehen werden.

Eine obere Altersgrenze der Massivgesteine wird durch das Auftreten von Tonalit- und Granodioritblöcken in der unteroligozänen bis mitteloligozänen Molasse von Como und Varese bestimmt (CITA 1957). Das starke Überwiegen von Tonalit über Granodiorit in der Nagelfluh lässt auf einen tonalitischen oberen Rand des Massivs schliessen.

Altersbestimmungen

Die absoluten Altersbestimmungen von Massiv- und Hüllgestein, die im folgenden aufgeführt werden, lassen wenige Folgerungen zu, weil die Variations-

Tabelle 3

Gestein	Lokalität	Methode	Alter Mio. J.
Bergell. Granodiorit	Albigna	Biotit Rb/Sr	24,6 ± 1,5 ³⁾
Bergell. Granodiorit	Albigna	Biotit Rb/Sr	25,1 ± 1,5 ³⁾
Bergell. Granodiorit	Albigna	Biotit K/Ar	24,0 ± 2,5 ³⁾
Bergell. Granodiorit	Bagni Mässino	Biotit Rb/Sr	22,4 ± 1,3 ⁵⁾
Bergell. Granodiorit	nördl. Massiv	Zirkon Pb	25 ± 10 ¹⁾
Bergell. Granodiorit	nördl. Massiv	Zirkon Pb	30 ± 10 ¹⁾
Bergell. Quarzmonzonit	nördl. Massiv	Zirkon Pb	24 ²⁾
Bergell. Quarzmonzonit	nördl. Massiv	Zirkon Pb	21 ²⁾
Bergell. Tonalit	Dubino	Biotit Rb/Sr	21,8 ± 2,3 ⁵⁾
Bergell. Tonalit	Bassett-Melir.	Zirkon Pb	32 ²⁾
Bergell. Tonalit	Bassett-Melir.	Zirkon Pb	33 ²⁾
Novategranit	Novate	Biotit Rb/Sr	17,7 ± 1,0 ⁴⁾
Novategranit	Codera	Biotit Rb/Sr	21,3 ± 2,3 ⁵⁾
Novategranit	Codera	Hellgl. Rb/Sr	23,7 ± 9,4 ⁵⁾
Pegmatit	Valle Piana	Biotit Rb/Sr	20,3 ± 1,4 ⁵⁾
Pegmatit	Valle Piana	Hellgl. Rb/Sr	25,4 ± 1,0 ⁵⁾
Pegmatit	Novate	Hellgl. Rb/Sr	22,1 ± 2,4 ⁴⁾
Pegmatit	Novate	Hellgl. Rb/Sr	21,7 ± 1,6 ⁴⁾
Gneis	Cevo/Val Mässino	Biotit Rb/Sr	23,4 ± 1,6 ⁵⁾
Sapphiringestein	Cap. L. Brasca	Biotit Rb/Sr	25,9 ± 1,5 ⁵⁾

¹⁾ GRÜNFELDER und STERN, 1960.

²⁾ CHESSEX, 1964.

³⁾ ARMSTRONG, JÄGER und EBERHARDT, 1966.

⁴⁾ JÄGER, NIGGLI und WENK, 1967.

⁵⁾ JÄGER und HUNZIKER, 1969.

²⁷⁾ MEHNERT vermutet, dass die basischen Komponenten einer magmatischen Lösung eine grössere Mobilität (mobility of migration) aufweisen und dass sie deshalb der sich langsamer bewegenden Front granitischer Bestandteile vorausseilen.

breite der angegebenen Abkühlungsalter in der Größenordnung des Unsicherheitsfaktors liegt, mit dem diese Bestimmungen behaftet sind. Mit Sicherheit lässt sich sagen, dass das Temperaturgefälle zwischen Massiv und Rahmen-gestein sehr klein gewesen sein muss.

Die Zusammenstellung enthält die bisher publizierten Altersbestimmungen an Gesteinen des Bergeller Massivs und seines Rahmens.

V. CHEMISCHE ANALYSEN

Um die stofflichen Unterschiede zwischen Hüllgestein und den granitoiden Gesteinstypen erfassen zu können, wurden Gesamtgesteins-Sammelanalysen durchgeführt. Entlang einem Profil senkrecht zur Kontaktlinie Tonalit/Rahmen im oberen Valle dei Ratti (unterhalb Cap. Volta) wurden von jedem Gesteinstyp 4 Proben gesammelt. Die vier Proben jedes Gesteinstyps wurden in gleichen Gewichtsverhältnissen gemischt, aufbereitet und analysiert²⁸⁾. Das Vorgehen erscheint mir vernünftig, da die zu untersuchenden Gesteine eine relativ gute Homogenität aufweisen. Außerdem sollte eine zu grosse Anzahl von Analysen vermieden werden. Sammelanalysen haben gegenüber Einzelanalysen einen repräsentativen Wert. Diese Methode wurde bereits von V. M. GOLDSCHMIDT 1920 an Phylliten aus dem Stavanger Gebiet in Norwegen angewendet.

Die ersten vier Analysen in Tabelle 4 stammen von Gesteinen aus dem oben genannten Profil. Das zum Vergleich untersuchte Paragestein wurde oberhalb Frasnedo gesammelt. Die Analyse des Novategranits stammt von BALCONI (1941). Auf den ersten Blick überrascht die grosse stoffliche Übereinstimmung der normalen Hüllgneise und des Bergeller Granodiorites; dies lässt die Vermutung zu, dass die zur Bildung dieses Gesteinstyps benötigten Stoffe – mit Ausnahme von CaO und MgO – ziemlich genau denen der Rahmengneise entsprechen. Dasselbe gilt für die Gesteine der Übergangszone, deren Analysenwerte nur geringfügig von denen des Granodiorits abweichen.

Der beträchtliche Zuwachs an Fe_2O_3 , FeO, MgO, CaO im Tonalit lässt auf eine Aufschmelzung von grösseren Amphibolitmassen im Magmaherd schliessen. Die Analysenwerte weichen kaum von denjenigen des massigen Tonalites von Val Melirolo im Tessin ab (J. WEBER 1957, S. 317). Weitere Tonalitanalysen und Vergleichsdaten von tonalitischen Gesteinen anderer Provenienz sind in der Arbeit von Weber enthalten.

Anhand von Niggli-Werten (Tabelle 4) lassen sich für die granitoiden Gesteine folgende Magmentypen feststellen:

²⁸⁾ Röntgen-Einkanal-Vakuumspektrometer; Analytiker: Dr. W. Stern.

Tabelle 4. *Chemische Analysen*

Gew.-%	Bergeller Granodiorit	Granitoide Übergangszone	Tonalit	Zweiglimmer- gneis	Para- gneis	Novate- granit
SiO ₂	67,0	64,9	57,5	68,8	57,0	72,8
Al ₂ O ₃	16,0	17,6	17,9	15,1	21,2	14,1
Fe ₂ O ₃	1,4	1,2	2,5	1,2	1,6	0,9
FeO	2,3	2,4	4,3	2,8	7,2	1,0
MgO	1,3	1,3	2,0	0,5	1,5	0,7
CaO	3,0	3,5	6,7	1,6	0,7	1,6
Na ₂ O	3,7	3,6	3,6	3,3	1,2	3,8
K ₂ O	3,8	4,0	2,3	3,9	4,7	4,2
TiO ₂	0,6	0,6	0,9	0,6	1,2	0,15
H ₂ O	1,1	1,0	1,6	1,2	2,8	0,8
Total	100,2	100,1	99,3	99,1	99,1	100,5

Niggli-Werte

si	284,0	260,0	184,0	339,0	213,0	384,0
al	40,0	41,6	33,6	43,8	46,6	43,6
fm	20,9	19,5	27,9	19,8	35,2	13,6
e	13,5	14,9	22,7	8,6	2,7	9,2
alk	25,5	24,0	15,6	27,8	15,5	33,6
ti	2,04	1,92	2,1	2,37	3,36	0,47
k	0,4	0,42	0,29	0,43	0,72	0,26
mg	0,39	0,39	0,34	0,18	0,23	0,40
w	0,36	0,32	0,37	0,29	0,16	0,46
qz	82,0	64,0	23,6	127,8	51,0	149,6
t	+1,0	+2,7	-4,7	+5,2	+28,4	+0,8
c/fm	0,67	0,74	0,81	0,43	0,08	0,67

Kation %

Si ⁴⁺	62,9	60,9	54,7	66,0	56,2	68,3
Al ³⁺	17,7	19,4	20,2	17,6	24,7	15,45
Fe ³⁺	1,01	0,9	2,05	0,93	1,18	0,67
Fe ⁺⁺	1,80	1,86	3,43	2,25	5,93	0,78
Mg ⁺⁺	1,80	1,80	2,94	0,69	2,19	0,96
Ca ⁺⁺	2,98	3,49	6,80	1,67	0,71	1,63
Na ⁺	6,77	6,53	6,63	6,12	2,25	6,87
K ⁺	4,51	4,72	2,74	4,73	5,93	5,63
Ti ⁴⁺	0,45	0,45	0,62	0,46	0,88	0,08
Total	99,92	100,15	100,21	100,45	99,97	100,38

Geschätzter Modus

Quarz	17	25	15	26	48	23
Plagioklas	55	40	57	32	20	48
K-Feldspat	15	18	3	27	1	17
Biotit	7	10	11	10	15	2
Muskovit	—	+	—	4	6	3
Hornblende	1	+	11	—	—	—
Granat	—	—	—	+	2	+
Sillimanit	—	—	—	—	2	—
Chlorit	1	1	2	1	1	+
Epidot	+	1	2	+	—	—
Apatit	+	+	+	+	+	+
Titanit	+	+	+	—	—	—
Zirkon	+	+	+	+	+	+
Erz	+	—	+	+	+	—

- Bergeller Granodiorit – granodioritischer Magmentyp;
- granitoides Gestein aus Übergangszone – granitisch-farsunditisch;
- Tonalit – tonalitisch-peleeitisch;
- Novategranit – trondhjemitisch.

Der bedeutende Tonerdeüberschuss des Paragesteins, $t = +28,4^{29})$ bestätigt dessen sedimentären Ursprung.

LITERATURVERZEICHNIS

- ACKERMANN, D. und SEIFERT, F. (1969): Druck und Temperaturbedingungen bei der Bildung der sapphirinführenden Gesteine von Val Codera. Mitt. dtsch. Mineral. Ges.
- ARMSTRONG, R. L., JÄGER, E. und EBERHARDT, P. (1966): A comparison of K-Ar and Rb-Sr ages of alpine biotites. Earth and Planetary Science Letters 1, Amsterdam.
- ARTUS, F. (1959): Über metamorphe Breccien basischer Gesteine im Granit des Bergeller Massivs. Hamburger Beitr. angew. Mineral., Kristallphysik u. Petrogenese.
- BALCONI, M. (1941): Ricerche petrografiche sulla regione del serizzo. Period. Mineral. 12–13.
- BARKER, F. (1954): Sapphirine-bearing rock, Val Codera, Italy. Amer. Mineral. 49, p. 146.
- BARTH, T. F. W. (1962): Theoretical Petrology. John Wiley & Sons, Inc.
- BECKE, F. (1908): Über Myrmekite. Tschermark's Mitt. 27.
- BLATTNER, P. (1965): Ein anatektisches Gneismassiv zwischen Valle Bodengo und Valle di Livo (Prov. di Sondrio und Como). SMPM 45/2.
- BURRI, C. (1959): Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Birkhäuser Verl. Basel.
- CALLEGARI, E. und MONÈSE, A. (1961): Studio petrogenetico dei bordi di reazione metamorfico-metasomatiche attorno a lenti ultrafemiche incluse nel Granito di San Fedelino (Sondrio). Soc. Mineral. Ital. J. 17.
- CHESSEX, R. (1964): Determinations d'âge sur les zircons de roches des Alpes et des Apennines par la Méthode des „radiation damage“. SMPM 44/1.
- CITA, M. B. (1957): Studii stratigrafici sul terziario subalpino lombardo. Ist. Geol. Pal. Univ. Milano. Ser. G, No. 97.
- CORNELIUS, H. P. (1915): Geologische Beobachtungen in den italienischen Teilen des Albigna-Disgraziamassivs. Geol. Rdsch. 6/3.
- (1916): Ein alpines Vorkommen von Sapphirin. Zbl. Mineral. No. 11.
- CORNELIUS, H. P. und DITTLER, E. (1929): Zur Kenntnis des Sapphirinvorkommen von Alpe Bresciadega in Val Codera (Italien, Prov. Sondrio). Jb. Mineral. 59.
- CRESPI, R. (1965): Migmatite e rocce verdi di Bagni del Màsino. Ist. Lombardo. Accad. Sci. e Lettere, 99.
- CRESPI, R. und SCHIAVINATO, G. (1966): Osservazioni petrogenetiche sul settore centro-occidentale del massiccio di Val Màsino-Val Bergaglia. Soc. Mineral. Ital., J. 22.
- (1967): Contatti tra plutoniti e rocce incassanti nel settore sud-occidentale dell'intrusivo terziario di Val Màsino-Val Bregaglia. Bol. Soc. Geol. 86.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. and ZUSSMANN, J. (1966): An Introduction to the Rock-Forming Minerals. Longmans, Green and Co., London.

²⁹⁾ $t = \text{al-(alk+c)}$, Tonerdeüberschuss nach NIGGLI.

- DRESCHER-KADEN, F. K. (1938): Beiträge zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilationsvorgängen, sowie der synanthesischen Reaktionsformen. *Chemie der Erde*, 12.
- (1948): Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise. *Mineralogie und Petrographie in Einzeldarstellungen*, 1.
- (1969): Granitprobleme. Akademie Verlag Berlin.
- DRESCHER, F. K. und STORZ, M. (1926): Ergebnisse petrographisch-tektonischer Untersuchungen am Bergeller Granit. *Jb. Mineral.* 54.
- (1929): Zur Tektonik und Genese des Bergeller Massivs. *Zbl. Mineral. J.* 1929.
- EVANS, B. W. and GUIDOTTI, C. V. (1966): The Sillimanite-Potash Feldspar Isograde in western Maine, U.S.A. *Beitr. Mineral. Petr.* 12.
- GANSSE, A. und GYR, T. (1964): Über Xenolithschwärme aus dem Bergeller Massiv und Probleme der Intrusion. *Eclogae geol. Helv.* 57/2.
- GOLDSCHMIDT, V. M. (1921): Die Injektionsmetamorphose im Stavanger-Gebiet. *Geo.-Petr. Studien im Hochgeb. des südl. Norwegens*.
- GREENWOOD, H. (1967): Wollastonite: Stability in H_2O-CO_2 -mixtures and occurrence in a contact-metamorphic aureole near Salmo, Brit. Col., Canada. *Amer. Mineral.* 52.
- GRÜNFELDER, M. und STERN, T. W. (1960): Das Zirkonalter des Bergeller Massivs. *SMPM* 40.
- GYR, T. (1967): Geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrand des Bergeller Massivs. *Mitt. aus dem Geol. Inst. ETH u. der Univ. Zürich*, Nr. 66.
- JÄGER, E., NIGGLI, E. und WENK, E. (1964): Rb/Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N.F.134.
- JÄGER, E. und HUNZIKER, J. (1969): Geochronology (Switzerland).
- KERR, P. F. (1959): Optical Mineralogy. McGraw-Hill Book Co.
- LACROIX, A. (1913): Sapphirine. *Minéralogie de la France*, 5.
- MEHNERT, K. R. (1959): Der gegenwärtige Stand des Granitproblems. *Fortschr. Mineral* 37/1.
- (1968): Migmatites and the Origin of the Granitic Rocks. Elsevier Publishing Co.
- MELZI, G. (1893): Ricerche geologiche e petrografiche sulla Valle del Mässino. *Giorn. Mineral., Crist. e Petr.* 4.
- MERLA, G. (1935): Le formazioni cristalline fra l'alto Lario e la Val Bregaglia. *Boll. R. Uff. Geol. d'Italia*, 60.
- METZ, P. und TROMMSDORFF, V. (1968): On Phase Equilibria in Metamorphosed Siliceous Dolomites. *Contr. Min. Petr.* 18.
- MOORHOUSE, W. W. (1959): The Study of Rocks in Thin Section. Harper and Row, New York und London.
- PFISTER, M. (1921): Tertiär und Quartär am Südfuss der Alpen. *Inaugural-Diss.*, Univ. Zürich.
- PICCOLI, G. (1957): Osservazioni preliminari sulle migmatiti del granito di San Fedelino. *Soc. Mineral. Ital.*, J. 13.
- (1961): Metasomatismo e migmatiti nelle rocce verdi di Novate Mezzola. *Soc. Mineral. Ital.*, J. 17.
- (1962): Le migmatiti del Granito di San Fedelino. *Consiglio Nazionale delle Ricerche*.
- VOM RATH, G. (1857): Berninagebirge. *Dtsch. Geol. Ges.* 9.
- REINHARD, M. (1931): Universal Drehtischmethoden. Wepf & Cie., Basel.
- REPOSSI, E. (1915–1916): La bassa Valle della Mera. *Soc. Ital. Sci. Nat.* 8.
- SAN MIGUEL, A. (1969): Aplite-Pegmatite Associations and its Petrogenetic Interpretation. *Lithos*, 2/1.
- SHELLEY, D. (1964): Myrmekite. *Amer. Mineral.* 49, p. 41.

- STAUB, R. (1918): Geologische Beobachtungen am Bergellermassiv. *Vjschr. Natf. Ges. Zürich*, J. 63.
- (1921): Über ein weiteres Vorkommen von Trias im Val Mässino. *Eclogae geol. Helv.* 16/2.
- (1958): Klippendecke und Zentralalpenbau. *Beitr. geol. Karte der Schweiz*, N.F. 103.
- STEINMANN, G. (1913): Die Bedeutung der jüngeren Granite in den Alpen. *Geol. Rdsch.* 4.
- STRECKEISEN, A. L. (1967): Classification and Nomenclature of Igneous Rocks. *N. Jb. Mineral.* 107.
- STUDER, B. (1851): Geologie der Schweiz. Bd. 1, Stämpfli'scher Verlag.
- TRÖGER, W. E. (1959): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart.
- TROMMSDORFF, V. (1966): Beobachtungen zur Paragenese Forsterit (Klinohumit, Chondrodit)-Klinochlor in metamorphen Dolomitgesteinen des Leontins. *SMPM* 46/2.
- (1966): Progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon. *SMPM* 49/2.
- (1968): Mineralreaktionen mit Wollastonit und Vesuvian in einem Kalksilikatfels der alpinen Disthenzone (Claro, Tessin). *SMPM* 48/3.
- (1968): The Wollastonite Reaction in the Western Bergell Alps. *SMPM* 48/3.
- TROMMSDORFF, V. und SCHWANDER, H. (1969): Brucitmarmore in den Bergeller Alpen. *SMPM* 49/2.
- TROMMSDORFF, V. and EVANS, B. (1969): The Stable Association Enstatit-Forsterit-Chlorite in Amphibolite Facies Ultramafics of the Leontine Alps. *SMPM* 49/2.
- TURNER, F. J. (1968): Metamorphic Petrology. McGraw-Hill Book Co.
- TURNER, F. J. and VERHOOGEN (1960): Igneous and Metamorphic Petrology. McGraw-Hill Book Co.
- TURNER, F. J. and WEISS, L. E. (1963): Structural Analysis of Metamorphic Tectonites. McGraw-Hill Book Co.
- WEBER, J. (1957): Petrographische und geologische Untersuchungen des Tonalitzuges von Melirolo-Sorico zwischen Tessintal und Comersee. *SMPM* 37/2.
- WEIBEL, M. und LOCHER, T. (1964): Die Kontaktgesteine im Albigna- und Fornostollen (nördliches Bergeller Massiv). *SMPM* 44/1.
- WENK, E. (1955): Eine Strukturkarte der Tessinalpen. *SMPM* 35/2.
- (1956): Die Leontinische Gneisregion und die jungen Granite der Valle della Mera. *Eclogae geol. Helv.* 49/2.
- (1962): Das reaktivierte Grundgebirge der Zentralalpen. *Geol. Rdsch.* 52.
- WENK, E. und KELLER, F. (1969): Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen. *SMPM* 49/1.
- WENK, E., WENK, H. R. und SCHWANDER, H. (1966): Monokliner Kalifeldspat aus Silikatmarmoren von Cevo (Val Mässino). *SMPM* 46/2.
- WILLIAMS, H., TURNER, F. J. and GILBERT, C. M. (1953): Petrography. W. H. Freeman and Co., San Francisco.
- WINKLER, H. G. F. (1967): Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer-Verlag.

Manuskript eingegangen am 25. März 1970.

[+ + + +]	Bergeller Granodiorit
- - - -	Tonalit
.....	Granit-Granodioritische Übergangszone
± - - -	Tonalit mit Kalifeldspat Porphyroblasten
.....	Glimmergneis-Insel im Tonalit
.....	Glimmergneise und Migmatite
.....	(Cordierit)-Sillimanit-Granat-Biotitgneis
.....	Amphibolite
.....	Ultramafite
.....	Karbonate und Kalksilikatfelse
.....	Zweiglimmergranit von Novate
.....	Tonalitschollen im Novategranit
.....	Novategranitschwarm
.....	Bergsturz, Sackung
.....	Schuttkegel
.....	Gehängeschutt

Geologische Karte des westlichen Bergeller Massivs

1000 m 500 m 0 1 Km
Koordinaten der "Landeskarte der Schweiz"

P. Motickska
1969

