

Geologische Beobachtungen im Bergell. I, Gedanken zur Genese des Bergeller Granits : Rückblick und Ausblick

Autor(en): **Wenk, Hans-Rudolf**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **50 (1970)**

Heft 2

PDF erstellt am: **24.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-39260>

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

Geologische Beobachtungen im Bergell

I. Gedanken zur Genese des Bergeller Granits. Rückblick und Ausblick*)

Von *Hans-Rudolf Wenk* (Berkeley)**)

Mit 21 Figuren und 3 Tabellen im Text

Abstract

The Bergell Massiv, a relatively small granite body in the Pennine and East Alpine nappes has always been a subject of controversy. The volcanistic theory (STAUB, GYR) which assumes an intrusion of granitic melt from a low source is compared with the neptunistic point of view (STUDER, DRESCHER-KADEN, É. WENK) explaining the granite either as a result of anatexis related to the Lepontine metamorphism or as metasomatic transformation of pre-existing material. Both hypotheses are not capable of explaining all observations and especially do not take into account some important field relations. A third mechanism, the overthrusting of solid masses has to be integrated. Formation and emplacement of the granite are separate events.

Any hypothetical model has to explain the following important facts:

- The Bergell granite is embedded concordantly on all sides in the anticline of the Margna, Suretta and Tambo nappe. Discordant intrusive contacts occur only locally and on mesoscopic scale. The granite is underlain by amphibolites, marbles and migmatite of the Grufmasse. Country rock along the contact does not show hornfels facies metamorphism but consists of deformed breccias and classical mylonites.
- Structures in the granite (lineations, foliations, zones of dark inclusions and the orientation of big alkali-feldspars) are everywhere parallel to structures in the country rock, and often also parallel to joints and shear planes.
- Zones of dark inclusions (biotite-plagioclase gneiss) in the granite get more abundant nearing the contact and change their mineralogical composition: Biotite → Hornblende → (Chlorite) → Talc → Olivine → (Dolomite, Calcite). Near the contact calcsilicate inclusions (garnet, humite) may show fossils. These inclusions cannot be regarded as xenoliths in the sense of magmatic differentiation.
- The Bergell area was subjected to a high amphibolite-facies metamorphism as is proved by the distribution of index minerals and mineral parageneses (calcite-wollastonite-anorthite). Migmatization and anatexis have to be expected. The meta-

* Nach einem Vortrag gehalten an der Jahresversammlung 1969 der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Bern.

** University of California, Department of Geology and Geophysics, Berkeley, California 94720.

morphism in the Bergell is a clear continuation of the Lepontine events but may be independent of formation and emplacement of the Bergell granite.

- By strong metasomatic activity calcite is replaced in limestones of the surroundings of the massiv by serpentine; other limestones and dolomites are transformed to amphibolites, hornblendites and talc-olivine rocks (in the Mesozoic cover of the Gruf migmatites). It is suggested that many amphibolites in the Lepontine might as well have been originally lime-rich shales. Distances of metasomatic transport range from 1–50 m.
- Big euhedral alkali-feldspar megacrysts in the granite and granodiorite are interpreted as porphyroblasts and not as phenocrysts. They occur in dark inclusions, frequently in thin bands in granitic material along the contact, and occasionally in country rock.
- Some rough estimates on heat flow and mechanical flow suggest that small bands of aplites and pegmatites which penetrate the Bergell granite are hydrothermal veins, replacing country rock and not intrusions of a magma.

A preliminary working hypothesis suggests that granitic material was overthrust during the Alpine folding, incorporating country rock along the contact. Intensive metasomatic activity characterizes the zone of overthrust, especially the metasedimentary cover of the Gruf anticline. The Bergell granite recrystallized possibly due to the influence of the Lepontine metamorphism. Along joints solutions penetrated the granitic body, replaced existing rock and formed a network of rare minerals bearing pegmatites and aplites. Thus the Bergell granite is a pre- or syntectonic granite, probably related to the granites and augengneisses of the Tambo nappe.

Ein Kartierungsauftrag der Schweizerischen Geologischen Kommission vom Herbst 1965 veranlasste den Verfasser, die Geologie des Bergells neu zu untersuchen. Das Gebiet des Bergeller Granits ist einer der wenigen Teile der Alpen, der nie systematisch und regional erforscht worden ist. Selbst die ausführlichen Arbeiten von STAUB, der einen Teil des Granits 1917 kartierte, stützen sich auf selektierte lokale Beobachtungen. Bei der Mannigfaltigkeit von gut aufgeschlossenen klassischen geologischen Erscheinungen ist es daher nicht verwunderlich, dass verschiedene Forscher zu verschiedenen Ergebnissen kamen. Erstaunlich ist es hingegen, wie oft die Tragweite einer Beobachtung überschätzt wurde und wie oft sich spätere Forscher auf Literaturzitate stützen, die im Original sehr vorsichtig formuliert waren. Wir erinnern daran, dass R. STAUB (1921, p. 104) seine Leser warnte:

„... nichts zu glauben, bevor man sich nicht an Ort und Stelle von der Richtigkeit überzeugt hat, geschweige denn auf solche Angaben hin eine geologische Karte oder gar geologische Nomenklatur zu basieren.“

Auch der Verfasser ist lange zwischen verschiedenen sich widersprechenden Theorien hin- und hergeworfen worden bis er realisierte, dass Beobachtungen erst wieder in einer vorurteilslosen Atmosphäre sinnvoll diskutiert werden können. Bevor wir mit einer Interpretation von Messdaten beginnen können, muss die Literatur durchbesprochen werden, selbst auf das Risiko hin, dass dabei manche Lehrbuchvorstellung in Brüche geht. Das Ziel der Arbeit ist es,



Fig. 1. Blick von Westen auf die Bergeller Berge. Im Vordergrund Val Bondasca, dahinter Monte Disgrazia. Achse der Antiklinalstruktur von rechts nach links. Photo Swissair.

klaren Tisch zu machen und damit die Voraussetzungen zu schaffen unter denen wieder wissenschaftlich gearbeitet werden kann. Wir fragen uns, ob wohl die steilen Felswände Geologen davon abgehalten haben, sich die entscheidenden Stellen selbst anzusehen; oder sind vielleicht die geheimnisvollen Gipfel (Fig. 1) mit wilden Gebirgsformen schuld daran, wenn mitunter dem Gefühl der Vorrang gegeben wurde?

LITERATURRÜCKBLICK

Die älteste Quelle, die uns zugänglich ist, ist *STUDERS Geologie der Schweiz* (1851). Ein herrliches Buch mit unzähligen zuverlässigen Beobachtungen, das wir manchem später geschriebenen Band über den Bau der Alpen vorziehen. Immer wieder erkennt man, dass die Alten mit ihren sorgfältigen Beobachtungen und grosser Erfahrung recht hatten, wenn sie auch vieles mehr intuitiv fühlten anstatt explizit herzuleiten. *STUDER* beschreibt die Bergeller Gesteine ausführlich, erwähnt die „Granitmasse von Val Codera“ (p. 111) mit den grossen Alkalifeldspäten. Wir werden später ausführlicher auf ihn zurückkommen. *THEOBALD* (1854) hat das Bergeller Massiv auf seiner

geologischen Übersichtskarte angedeutet. MELZI (1893) gibt dem Granit den Namen „gneiss porfiroide“ und sagt damit, was später selten mehr betont wurde: dass es sich strukturell fast überall um einen Gneiss mit deutlicher Paralleltexur handelt. STEINMANN (1913) vermutet und CORNELIUS (1913, 1915) „beweist“ das tertiäre Alter des Bergeller Granits (sensu lato)¹⁾ auf Grund tektonischer Erwägungen, die nach neueren Beobachtungen nicht allzu stichhaltig sind. STAUB (1918) fasst viele wertvolle Beobachtungen zusammen: Er führt die Begriffe *Bergeller Granit* und *Bergeller Massiv* ein und interpretiert den Granit als „magmatische Intrusion“ mit „Aufschmelzung des Daches“ (siehe auch 1924). 1921 liefert MARTHA PFISTER sichere Daten, indem sie Granitgerölle in der Nagelfluh von Como stratigraphisch dem Oberoligozän zuweist und damit ein Minimalalter für den Bergeller Granit bestimmt. DRESCHER-KADEN und STORZ (1926, 1929) wagen es, die STAUBSche These einer Granitintrusion in Frage zu stellen, bleiben aber weitgehend ungehört. Sie haben zahlreiche Indizien für eine *konkordante* Vergneisung, was an STUDER erinnert, der schon 1851 schreibt:

„Granit und Gneis sind jedenfalls hier (im oberen Val Codera) ein und dasselbe Gestein, es sind Strukturverschiedenheiten derselben Masse“ (p. 286).

Neuere Arbeiten von DRESCHER-KADEN (1940, 1942, 1948, 1961 b)²⁾ und ARTUS (1959) belegen die tertiäre Umkristallisation im Massiv und seinem Rahmen. Eine gute Übersicht gibt die Arbeit von CRESPI und SCHIAVINATO (1966). 1967 erscheint die Dissertation von GYR über das Fornogebiet, mit ausgezeichneten Daten, die aber nicht interpretiert werden.

Soweit einige „highlights“ aus der Geschichte der Bergeller Geologie, die, weil sie sich gegenseitig widersprechen, zu einer Analyse von Dichtung und Wahrheit anregen.

DATEN

Daten sind spärlich und leider nicht immer vertrauenswürdig. Wir erwähnen die Arbeiten von DRESCHER-KADEN und STORZ, diejenige von GYR. Italienische Forscher untersuchten im mesoskopischen Bereich Migmatite und

¹⁾ Wir verwenden hier und im folgenden „*Bergeller Granit*“ als Bezeichnung der massigen, grobkörnigen, z. T. Alkalifeldspat-Megakristalle führenden granitischen bis granodioritischen Gesteine im Gebiet zwischen V. Masino, V. Codera, V. Bondasca, V. Albigna und V. Forno im Sinne STAUBS (1918). „*Bergeller Granit*“ ist identisch mit „*Codera Granit*“ (STUDER, 1851) und „*serizzo ghiandone*“ (REPOSSI, 1915/16) aber verschieden vom „*Novate Granit*“ = „*Granito di San Fedelino*“ (VIOLA, 1887, PICCOLI, 1957, 1962) = „*Riva Granit*“ (STUDER, 1851).

²⁾ Nach der Drucklegung erschien ein Buch von DRESCHER (1969), in dem der Bergeller Granit ausführlich diskutiert wird.

den Granitkontakt im Val Masino (CRESPI, 1965; CRESPI und SCHIAVINATO, 1966). In physikalisch-chemischer Hinsicht ist das Gebiet vernachlässigt worden. GRÜNENFELDER und STERN (1960) bestimmen ein U/Pb-Alter an „Albignagranit“. Es ist aus der Arbeit nicht ersichtlich, weshalb ein Zirkonkonzentrat aus der Moräne verwendet wurde. Eine Bestimmung an anstehendem Material mit feldgeologisch klaren Altersbeziehungen hätte viel mehr Information geliefert und Unsicherheiten ausgeschlossen. Die Zirkone im Sand stammen auch aus den in der Moräne so häufigen Hornblenditen und Amphiboliten, die möglicherweise aus der vom Gletscher verdeckten Basis des Tals kommen, da Aufschlüsse fast ganz fehlen und aus den pegmatitischen und aplitischen Gängen, die in parallelen Scharen den Granit durchziehen. Diese Gesteine haben mit dem Bergeller Granit wenig zu tun. Das Larsen-Alter 25–30 Mio. Y. steht im Einklang mit den stratigraphischen Befunden von PFISTER (1921) und CITA (1957, 1958) (Oligozän), ist aber nicht notwendigerweise ein Argument für eine „intrusion of the batholith“ (p. 253). Eine Isotopenaltersbestimmung wurde von den Forschern in Aussicht gestellt. Eine kritischere Untersuchung der Zirkone stammt von HOPPE (1962). Er ist vorsichtig in der Deutung, beschreibt aber in den Zirkonen alte Überreste. Am Moränenmaterial von GRÜNENFELDER-STERN (irrtümlich wird jetzt die Fornohütte als Fundort genannt) wurden Rb/Sr-Alter an Biotit bestimmt ($25 \pm 1,5$ Mio. Y.), eine Lokalität in Bagni Masino gibt 22 Mio. Y. (JÄGER et al., 1967). Eine Reihe von neueren Daten, die Lücken füllen, zeigen, dass Rb/Sr-Isochronen z. T. quer zum Granitkontakt verlaufen (JÄGER und HUNZIKER, 1969). Leider fehlen Gesamtgesteinsalter, die vielleicht Licht auf die Herkunft des Granits werfen könnten. WEIBEL (1960) untersucht den Chemismus von 10 Gesteinen aus dem Albignastollen (vgl. auch WEIBEL und LOCHER, 1964); doch in Anbetracht der strukturellen Besonderheiten des NW Albignagebietes sind diese Daten nicht repräsentativ für das ganze Bergell. WEIBEL rechnet den Bergeller Granit nomenklatorisch zu den Granodioriten. Nach STRECKEISENS (1967) neuer Klassifikation der Eruptivgesteine fallen die meisten Analysen ins Granitfeld oder sind hart an der Grenze. Wir empfehlen eine statistische Studie an Granit, Tonalit und Nebengesteinen unter Berücksichtigung der Spurenelemente, wie sie MACCOLL (1964) und BAIRD et al. (1967) an einem Pluton in S-Kalifornien durchführten und wären nicht überrascht, wenn dabei genetisch wertvolle Daten zum Vorschein kämen.

Auf Grund dieser Daten ist es unmöglich, einen sicheren Entscheid über die Genese des Bergeller Granits zu fällen. Verschiedene, auch kombinierte Mechanismen kommen in Frage. Sie müssen gegeneinander abgewogen werden. In erster Linie sind es: Intrusion eines flüssigen Magmas, Metamorphose und Anatexis durch Wärmezufuhr, Metasomatose und Rekristallisation durch chemische Umsetzungen und tektonische Bewegungen wie Überschiebungen. Wir werden sie nacheinander diskutieren.



Fig. 2. Schollen von Altbestand im Bergeller Granit. E-Seite des Grates Sella del Forno-Monte Rosso.



Fig. 3. Detail einer Biotit-Amphibolitscholle in Biotitgranit, die von einem aplitischen Gang durchbrochen ist. Man beachte die abgedrehte Scholle. Sella del Forno.

DIE INTRUSIONSHYPOTHESE

Es gibt zahlreiche Beobachtungen, wenigstens im mesoskopischen Bereich (Aufschluss), die sich am einfachsten als Reaktion von Flüssigkeit und Festkörper deuten lassen. Auch im Bergell (besonders Fornogebiet) wie in den meisten Granitkörpern findet man in den Randzonen prachtvolle, scharfe, diskordante Kontakte mit Gängen verschiedenen Alters und verdrehten Schollen, Granit mit idiomorphen Alkalifeldspäten und „Xenolithen“, die eine Fluidalstruktur vermuten lassen. Wie GANSSEK und GYR (1964) gehen wir hin und photographieren die schönsten Aufschlüsse (Fig. 2, 3 und 4). Ist eine solche Photographie für einen Petrographen Evidenz genug, um von Batholith zu reden, von Phänokristallen, von endogenen und exogenen Xenolithen? Wenn wir an magmatische Intrusionen denken und am Rande eines Granits stehen, untersuchen wir eine Reihe von Kriterien, zum Beispiel:

— Wo ist das Material, das am Platz des heutigen Granits war? Ein Granit kann nicht intrudieren, ohne Deformationen zu hinterlassen, da das Volu-



Fig. 4. Phasen verschiedenen Alters (Amphibolit, Bergeller Granit, Aplit und Pegmatit). V. Porcellizzo, SW Passo di Bondo. 3000 m.

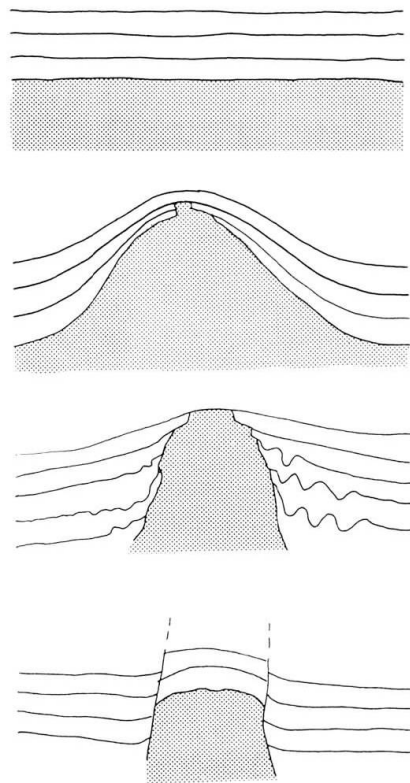


Fig. 5. Schematische Skizzen zum Mechanismus einer Intrusion unter Beobachtung der Volumenkonstanz. Man vergleiche dazu die quantitativen Daten in NEWALL and RAST (1970).

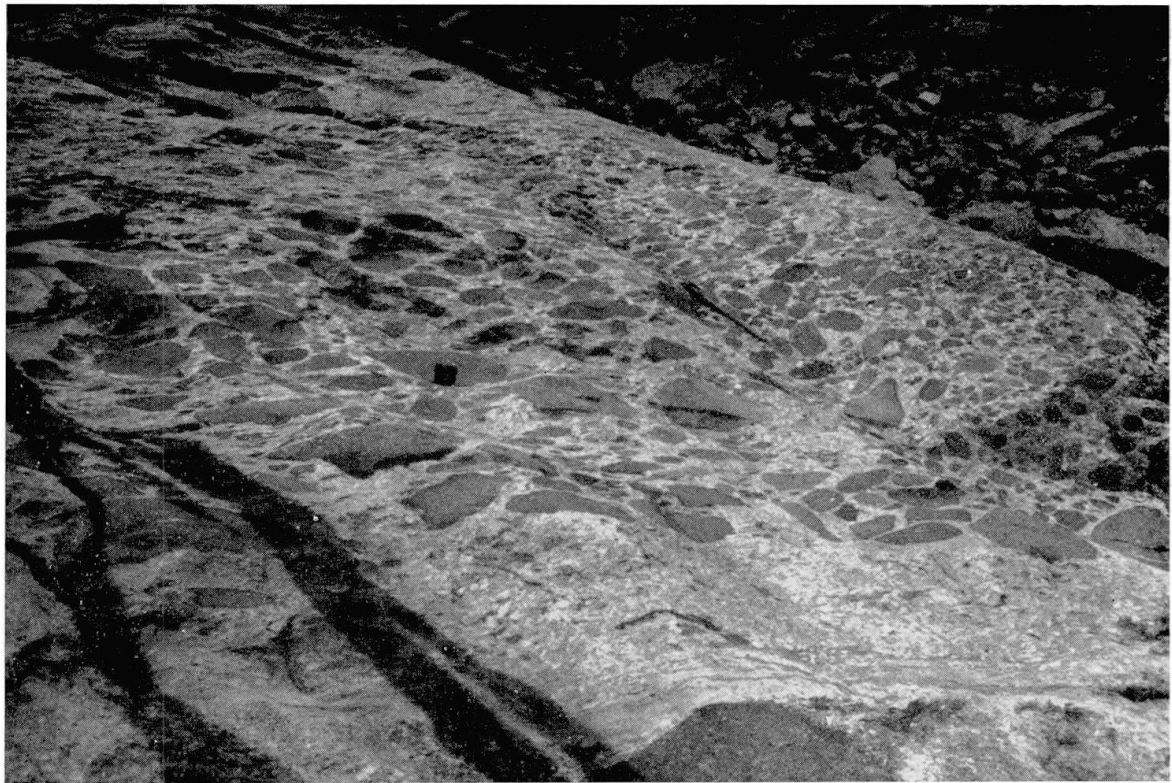


Fig. 6. Biotit-Plagioklas-Schollenschwärme, unter Vadrec dal Cengal, 2000 m.

men konstant bleiben muss. Das ist besonders evident bei diskordanten Kontakten (Fig. 5). Es gibt Deformationserscheinungen im Bergell, die von niemandem beschrieben wurden. Wir werden sie später diskutieren, da sie kaum etwas mit magmatischer Intrusion zu tun haben.

- Im Aufschlussbereich finden sich wohl überall diskordante Kontakte. Es ist aber verdächtig, wenn die makroskopischen Granitstrukturen (planare und lineare) parallel zu den Nebengesteinsstrukturen verlaufen. Entweder ist der Granit im gleichen Stressfeld wie der Rahmen kristallisiert oder rekristallisiert (vgl. Papoose Flat Pluton: SYLVESTER 1966, SYLVESTER und CHRISTIE 1968; Palmer Granite: WHITE et al. 1967) oder aber der Granit ist umgearbeitetes Altmaterial, in dem die alten Strukturen noch erhalten sind (vgl. SEDERHOLM 1907, DRESCHER und STORZ 1926, WEGMANN 1935).
- Welche Zusammensetzung haben die dunkeln Einschlüsse? Im Bergell nehmen die endogenen Xenolithe (GANSSEK und GYR, 1964) im Streichen eine für magmatisches Material seltsame Komposition an, etwa im Val Bondasca, wo über eine Distanz von 2 km vom Cengalo gegen die Trubinasca hin Biotit-Plagioklas-Schollenschwärme (Fig. 6) kontinuierlich in die von ARTUS (1959) beschriebenen sphärolithischen Breccien übergehen (Fig. 7): Aussen sind sie von einer Biotithaut umgeben und zeigen gegen innen hin konzentrische Schalen von Hornblende, Klinochlor, Pennin, Talk und einem Olivinkern, in dem man selten Überreste von Dolomit findet. Wolla-



Fig. 7. Sphärolithische Breccie mit Zonen von Olivin-Talk-Pennin-Klinochlor-Hornblende-Biotit. Vadrec da la Trubinasca, 2200 m.

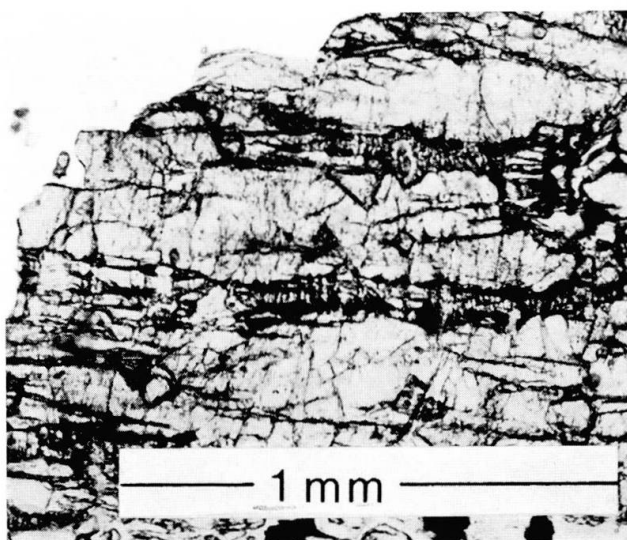


Fig. 8. Klinohumit - Vesuvian - Grossular - Anorthit - Spinell - Calcitmarmor mit in Grossular erhaltenen fraglichen Fossilskeletten, Fornohütte. Coll. Prof. F. K. Drescher Kaden.

stonit-Vesuvian-Grossularlinsen sind gelegentliche Begleiter. In Kalksilikat-schollen im Granit bei der Fornohütte beschrieb DRESCHER-KADEN in Klinohumit, Granat und Spinell erhaltene Fossilreste (Fig. 8). Es steht fest, dass die Schollen mit dem Rahmengestein in Beziehung sind. DRESCHER und STORZ (1926, p. 287) beobachten:

„Die Schollen werden mit Annäherung an den Kontakt immer zahlreicher und grösser und zeigen sowohl im einzelnen wie auch als Schollenketten im allgemeinen *ein gleiches Streichen ihrer Grenzflächen wie die Gesteine des benachbarten Rahmens.*“

Kalksilikatrelikte tief im Granit sind häufig. Wir fanden sie auch in andern Granitkörpern, z. B. im Emigrant-Lake-Granit (Sierra Nevada, Calif.), die an die zonierten Schmitzen im Gotthardmassiv (ARNOLD, 1969) erinnern. Solche Relikte beweisen, dass Altbestand assimiliert wurde. Folgen die Relikte dem alten Gefüge, so haben kaum Schmelzen alte Strukturen durchbrochen.

Eine Intrusion flüssigen Magmas im Sinne WASHINGTONS und NIGGLIS, die wir heute in situ sehen, ist nicht auszuschliessen, aber unwahrscheinlich. Viele Beobachtungen würden sich leichter auf andere Art erklären lassen.

METAMORPHOSE

Basischer Plagioklas (E. WENK und SCHWANDER, 1967), sogar reiner Anorthit (E. WENK et al., 1967), Wollastonit, Diopsid, Forsterit (TROMMSDORFF, 1966; H.-R. WENK, 1969) sind Indexminerale in den Marmorzügen rund um den Bergeller Granit. E. WENK (1956) zeigte die Fortsetzung der lepontinischen migmatitischen Gneisse gegen Osten (vgl. auch BLATTNER, 1965) und vermutet

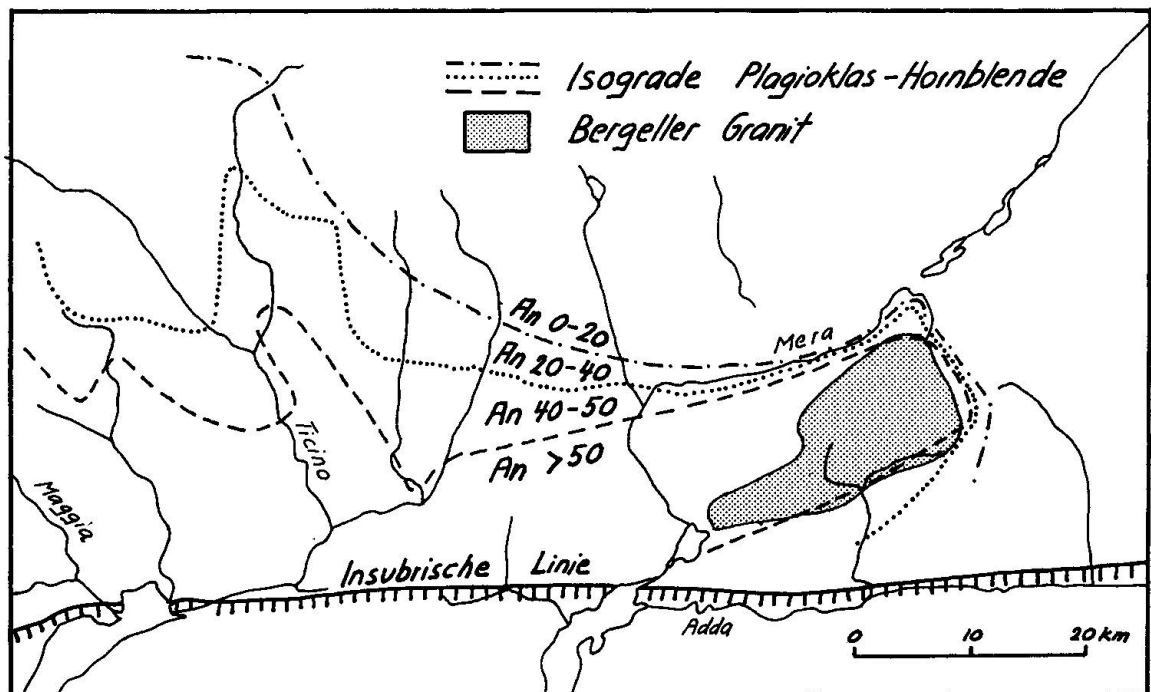


Fig. 9. Metamorphe Isograde im östlichen Lepontin (An-Gehalt von Plagioklas in Paragenesen Hornblende-Plagioklas, nach WENK und KELLER, 1969). Man beachte, wie die Isograde sich scheinbar dem Bergeller Granit anschmiegen.

1962 den Temperaturkulminationspunkt der lepontinischen Regionalmetamorphose im Gebiet des Bergeller Granits. Die metamorphen Isograde schmiegen sich erstaunlich eng dem „Massiv“ an (Fig. 9). Das haben DRESCHER und STORZ (1926) schon angedeutet (p. 285):

„Im Rahmen liegt der Bergeller Granit als ausserordentlichste Fortsetzung der Tessiner Gneiss- und Granitzone, die durch die Arbeiten von KLEMM bereits vor 25 Jahren als z. T. tertiäre Mischgesteinsbildungen bekannt geworden sind.“

Temperaturen von 600–700°C sind nach TUTTLE und BOWEN (1958) und WINKLER (1962) ausreichend zur Bildung granitischer Schmelzen, und solche Temperaturen wurden in Assoziationen Wollastonit-Calcit und Dolomit-Forsterit wahrscheinlich überschritten (METZ et al. 1969). Die Isograde verlaufen besonders am Rande des „Wärmedoms“ diskordant zu tektonischen Strukturen und sehr steil, nicht nur am Ostrand, was natürlich in Zusammenhang mit einer Granitintrusion gebracht werden könnte, sondern auch im Simplongebiet, wo man ohne Granit sogar überkippte Isograde findet. Zu diesem steilen Abfall von der Hochamphibolit- zur Grünschieferfazies mögen teilweise tektonische Dislokationen mitgeholfen haben, waren aber nicht primär dafür verantwortlich (Engadiner und Insubrische Linie. Vgl. dazu HUNZIKER und BEARTH 1969). Die schlechte Wärmeleitung in den vertikalstehenden Schichtfolgen und den Amphiboliten der Margna (H.-R. WENK, 1963, H.-R. WENK und E. WENK, 1969) oder metasomatische Tätigkeit können sehr steile Isograde und Diskordanzen in metamorphen Gradienten erzeugen. Im Gegensatz zum Westen (Simplon) werden von den Isograden hier im Bergell nach unserer bisherigen Kenntnis nirgends eindeutig tektonische Grenzen durchbrochen. Bezeichnenderweise fehlen im Bergell die typischen Charakteristika einer Hornfelsfazies wie sie bei Intrusivkontakten üblich sind (z. B. feinkörnige Hornfelse, Cordieritschiefer, inhomogene Schollen). Cordierit, Sillimanit, Sapphirin in der sedimentogenen Hülle der Grufmigmatite sind unabhängig und z. T. älter als die Granitplatznahme. Die in den Glimmerschiefern auftretenden bis 4 cm grossen klaren blauen und grünen Cordierite³⁾ zeigen Externrotation. Es steht fest, dass die Regionalmetamorphose im Bergell Bedingungen erreicht hat, die für partielle Anatexis ausreichen, was ja in den mobilisierten Gneissen der Grufmasse demonstriert wird. Wie weit ein Zusammenhang der lepontinischen Regionalmetamorphose mit der Kontaktmetamorphose in den Metasedimenten rund um den Bergeller Granit besteht, ist noch nicht eindeutig belegt und unsicher. Im Bergeller Granit ist Chloritisierung des Biotits häufig, was retrograde Metamorphose in der Grünschieferfazies andeutet.

³⁾ Einer dieser von Prof. F. K. Drescher-Kaden und vom Autor im Sommer 1969 im Trubinasackessel gesammelten Cordierite wurde bereits chemisch analysiert und publizierte Daten liegen vor (SCHWANDER und STERN, 1969).

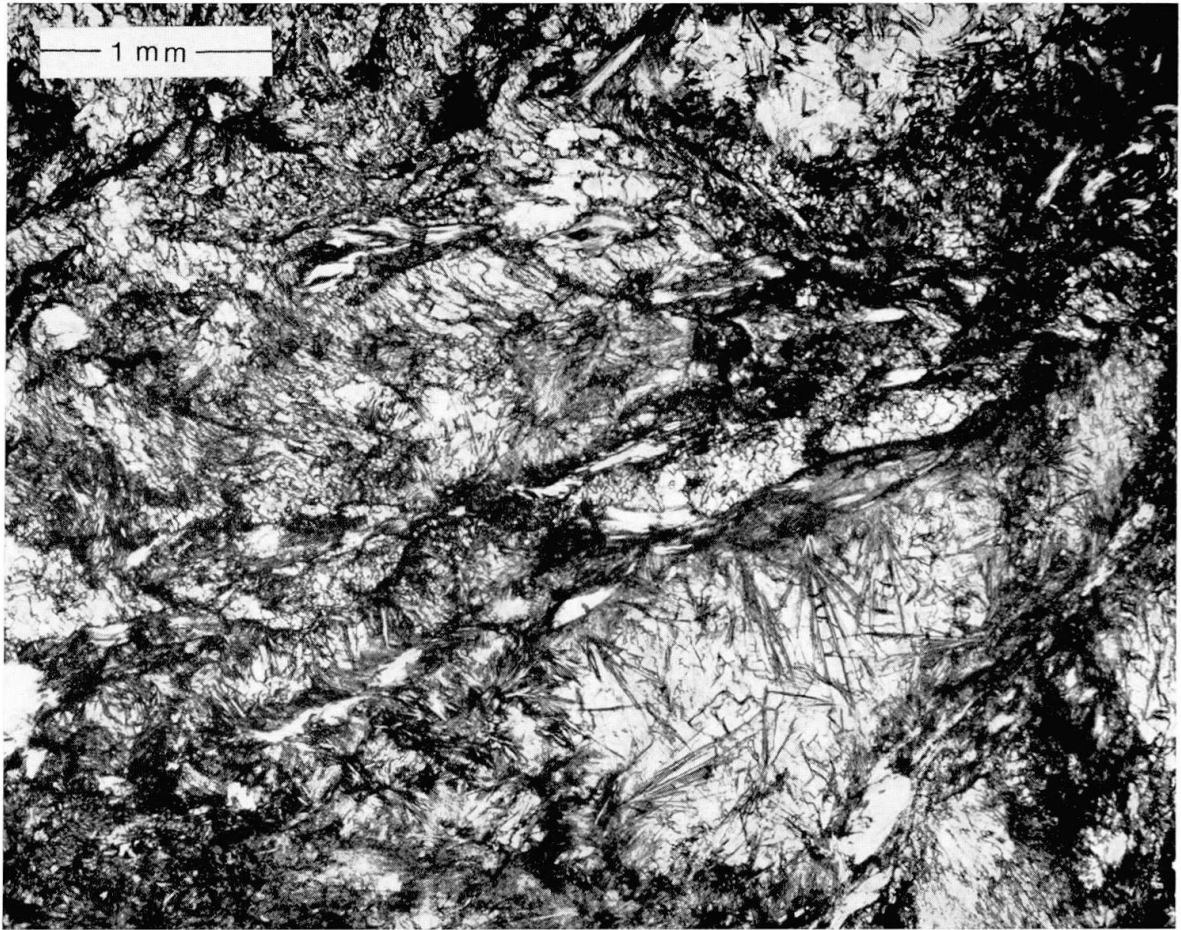


Fig. 10. Unmetamorpher mesozoischer Kalkstein. Von Scherzonen her sprossen Antigoritnadeln und Chlorit. Plaun da Lej, am Silsersee. Gekreuzte Nicols.

METASOMATOSE

Gleichgewichtsthermodynamik ist in den Jahren Allgemeingut in der Geologie geworden. Die Thermodynamik irreversibler Reaktionen macht erst tastende Anfänge. Normale PT-Metamorphose wird heute im zentralen Leontin allgemein anerkannt, während man einem Stoffaustausch durch Lösungsvorgänge noch kritisch gegenübersteht. DRESCHER-KADEN (1955, 1961a) zeigte zwar schon früh, dass die mesozoischen feinkörnigen Kalksteine (nicht Ophealcite!) bei Sils und Grevasalvas Serpentin und Chlorit enthalten (Fig. 10) und deutet daher die Lunghinserpentine als serpentinisierte Kalksteine. Er wies auf den engen Zusammenhang von Serpentin und Kalk hin, am Lunghin, im Val Malenco und Val Poschiavo, und da denken wir zurück an STUDER (1851, p. 327):

„... man überzeugt sich fast bei jedem Schritt von dem innigen Zusammenhang zwischen Kalk- und Kalkschiefer, grünem Schiefer und Serpentin. Es bilden diese

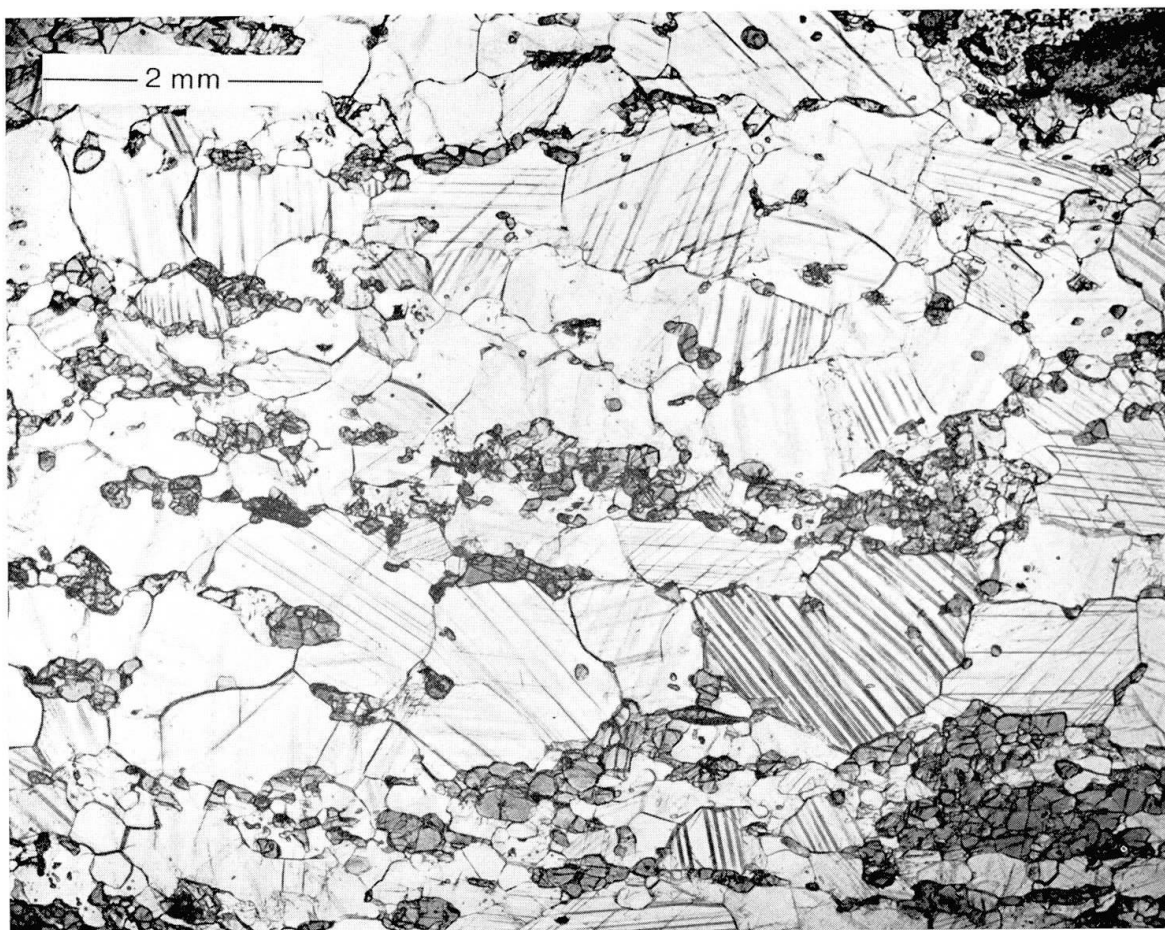


Fig. 11. Metasomatisch gebildete Bänder von Olivin in Calcitmarmoren der Grufhülle. V. Schiesone.

Gesteinsarten ein unzertrennbares Ganzes, sie können nur als Epochen succesiver Umwandlung einer ursprünglichen Gesamtmasse bezeichnet werden.“

Vorsichtig deutet STUDER die Möglichkeit metasomatischer Reaktionen an (p. 328):

„Jener Einfluss der die Schiefer zu Serpentin umgebildet hat, als über einer Spalte der Erdkruste wirksam zu denken, sei es, dass man dampfförmige Substanzen voraussetze, die durch diese Spalte metamorphisch eingewirkt hätten, oder, dass man es vorziehe, auf eine nähere Bezeichnung der Umwandlungsweise einstweilen noch zu verzichten.“

Wir wissen heute nicht viel mehr über den Mechanismus metasomatischer Reaktionen. Es ist wenig bekannt über die physikalisch-chemischen Eigenschaften von Lösungen in Kapillarräumen unter hohen Drucken. Auch der Einfluss der Zeit ist kaum abzuschätzen. Wir wissen nur, dass die Beziehungen verschieden sind von einfachen Gleichgewichtssystemen. Neben Serpentinisierung – deren Ausmass wir nicht festlegen wollen – gibt es zahlreiche weitere Indizien für Metasomatose: Die Karbonatzüge in der Grufmasse S Chiavenna

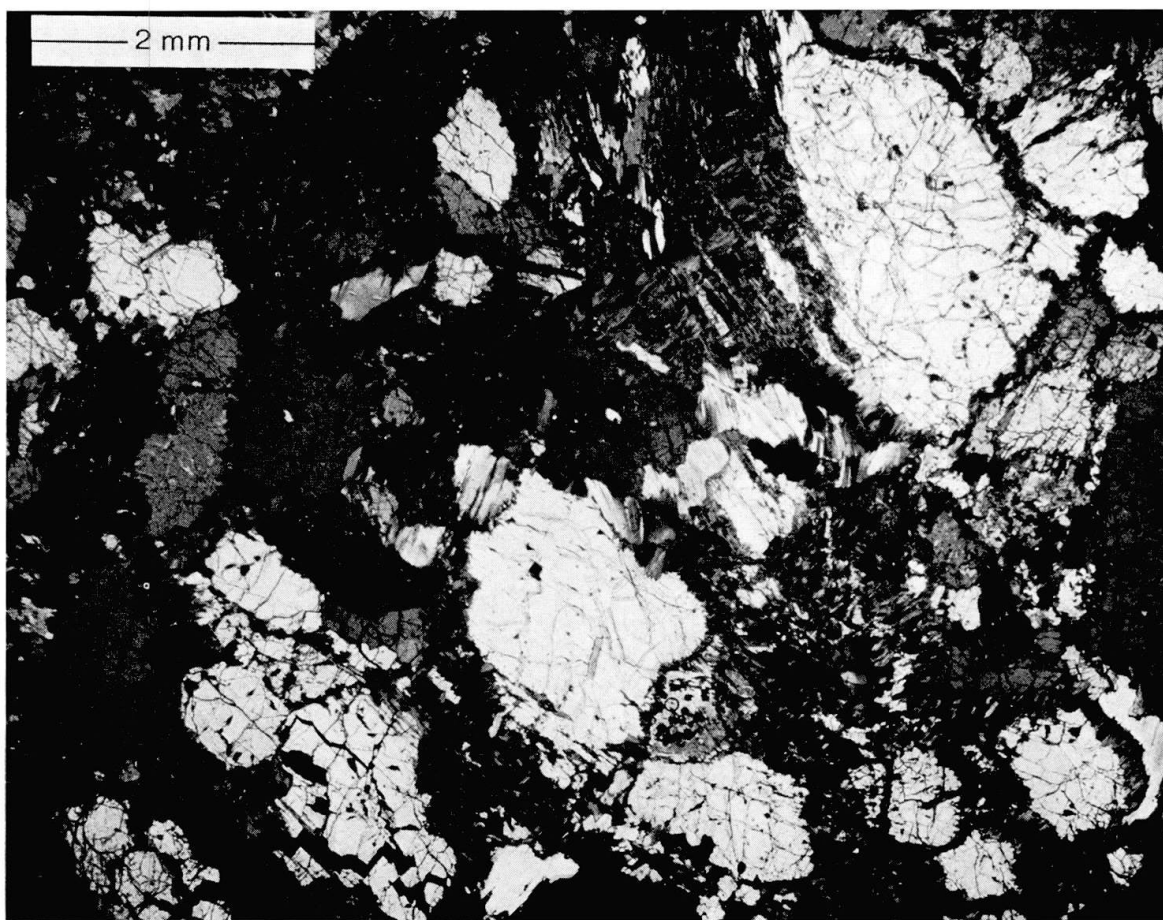


Fig. 12. Peridotit, der entlang den Korngrenzen und von feinen Rissen her chloritisiert wird.
Weg nach Capanna Sasc Furà, Val Bondasca, 1700 m. Gekreuzte Nicols.

und im obersten V. Codera zeigen eine regelmässige NS-Differenzierung in schmale Bänder von Amphibolit, Calcitmarmor und Talk-Olivinfels. Die Gesteine gehören offensichtlich zusammen, haben aber mineralogisch so wenig gemeinsam, dass man kaum wagt, sie einfach von einem präexistierenden Mergel abzuleiten. Die nur 20 m breite Zone verläuft über mehrere Kilometer mit grosser Konstanz. Im Streichen verschwindet zunächst der Marmor, hart an der Grenze des Granits verschwinden Talk und Olivin. Nur gelegentlich findet man eine relikartige Marmorschmitze. Sie gehen in Hornblendite, Hornblendegabbros und Amphibolite über, am Kontakt oft in Tonalite. Darf man diese Beobachtung verallgemeinern und allgemein die Amphibolite aus Mergeln und Kalksteinen ableiten? Sind die Karbonatgesteine am anfälligsten für metasomatischen Ersatz?

Feldbeobachtungen im Bergell lassen uns STUDER (1851) paraphrasieren: Amphibolite, Marmore, Hornblendite, Talkfelse, Peridotite, Serpentine und Tonalite (in der Hülle der Grufmasse) bilden ein unzertrennbares Ganzes; sie können nur als Epochen sukzessiver Umwandlung einer ursprünglichen Gesamt-

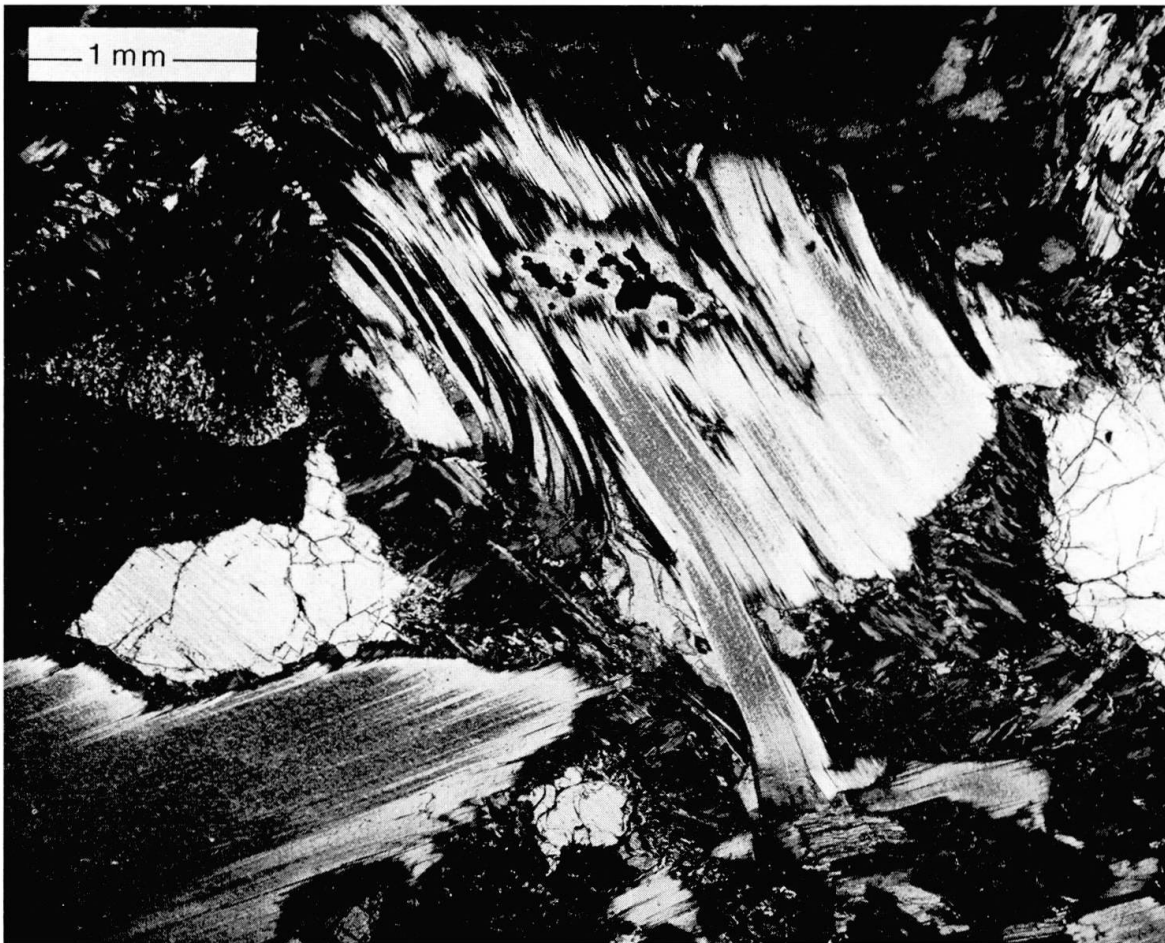


Fig. 13. Talkfels, in dem Überreste von Olivin erhalten sind. Von Korngrenzen her wird Talk und Olivin von Chlorit ersetzt. Bochetta Sceroia, W-Seite, Val Codera, 2650 m. Gekreuzte Nicols.

masse bezeichnet werden. Von was (Mergel oder Ophiolith-Kalksteingemisch?), wie (durch hydrothermale Lösungen oder intergranulare Stoffwanderung?), unter welchen Bedingungen, wissen wir nicht. Die Möglichkeit eines gemeinsamen metasomatischen Ursprungs dieser basischen Gesteine analog einem Skarn wird in den sphärolithischen Breccien der Trubinasca (ARTUS, 1959, vgl. Fig. 7), in serpentinierten Kalksteinen (Fig. 10), in olivinierten Marmoren (Fig. 11) und in chloritierten Olivingesteinen (Fig. 12, 13) demonstriert (vgl. dazu auch PICCOLI, 1961). Die Reaktionsserien Calcit \rightarrow Serpentin und Calcit \rightarrow Olivin \rightarrow Talk \rightarrow Chlorit \rightarrow Hornblende \rightarrow Biotit stimmen auch mit vorläufigen theoretischen Ergebnissen an isothermen irreversiblen Reaktionen überein⁴⁾. Metasomatose im Chiavennazug und in den basischen Hüllgesteinen entlang des Granits würde Stoffwanderungen von 1–50 m erfordern, was selbst bei Annahme konservativer Diffusionskonstanten nicht abwegig erscheint. Olivinisierung von Karbonatgesteinen und Serpentinisierung von Peridotiten

⁴⁾ Mündliche Mitteilung H. C. Helgeson.

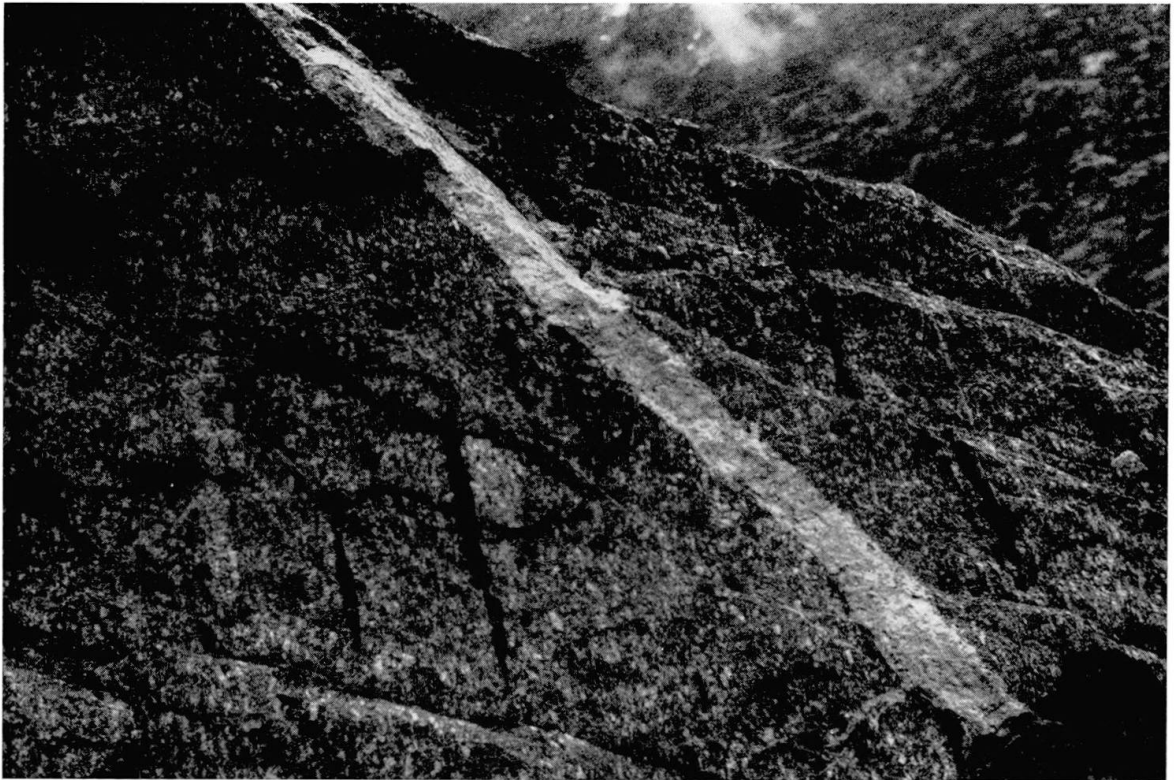


Fig. 14. Alkalifeldspatreicher Biotitgranit. Alkalifeldspatmegakristalle und gelängte Biotit-Hornblendeschollen sind eingeregelt. Val Porcellizzo, SW Passo di Bondo, 3000 m.



Fig. 15. Alkalifeldspat-Porphyroblasten in feinen granitischen Lagen und im Hornblendit-Tonalit der Grufhülle. V. Porcellizzo, SE Bochetta Sceroia, 2650 m.

sind weitverbreitet. Inwiefern sie für die Bildung grösserer Serpentin- und Peridotitkörper in Frage kommen, kann noch nicht beurteilt werden.

Metasomatische Vorgänge sind wenigstens in den zonierten basischen Gesteinszonen des Bergeller Raumes offensichtlich. Warum soll sich aber diese Stoffsonderung auf Ca-Mg-Gesteine beschränken und nicht auch die granitischen Gesteine erfassen? Es gibt tatsächlich Indizien, die für Metasomatose im Granit sprechen! Wir haben die dunkeln Einschlüsse erwähnt, die von Olivinfels (Dolomit) in Biotitplagioklasgneiss übergehen. Dann die grossen Alkalifeldspatkristalle, die orientiert in Granit und Hornblendediorit (Tonalit) eingeregelt sind (Fig. 14) und zwar parallel zu den Nebengesteinslineationen. Dass es sich dabei eher um Porphyroblasten als um Phänokristalle handelt (als was sie schon von DRESCHER-KADEN, 1940; WEIBEL und LOCHER, 1964; CRESPI und SCHIAVINATO, 1966 bezeichnet wurden), zeigt der Umstand, dass sie oft im Nebengestein und in dunkeln Einschlüssen vorkommen und in feinen granitischen Lagen im Tonalit wachsen, wohin sie nicht durch Intrusion gelangen könnten (Fig. 15). Abgesehen davon wäre ein Kalifeldspatkristall in einem granodioritischen Magma kaum stabil (TUTTLE und BOWEN, 1968). Alkalifeldspat-Megakristalle sind besonders häufig in der Randzone des Granits und sind immer assoziiert mit dunkeln Schollen und Schlieren.

Wenn wir etwas ausführlicher auf metasomatische Erscheinungen eingegangen sind, so nur deshalb, weil Metasomatose von allen Mechanismen noch



Fig. 16. Aplitische Gänge im Granit. Valle del Ferro (Val di Mello), 2600 m.

der geheimnisvollste und am wenigsten verstandene ist, von dem die grössten Überraschungen zu erwarten sind, und der uns deshalb faszinierte.

EINIGE PHYSIKALISCHE ÜBERLEGUNGEN

Sehr eigenartig sind die aplitischen und pegmatitischen Gänge, die den Granit z. B. im Val di Mello in parallelen Lagen durchziehen (Fig. 16). Wir haben Mühe, uns ein Gebirge vorzustellen, das zu einem Drittel aus offenen Spalten besteht, die nun aufgefüllt werden, besonders da Zuleitungskanäle oft fehlen. Diese Gänge sind gewöhnlich dm- bis m-mächtig, dünne Lagen von 2–5 cm sind jedoch nicht selten. Wir nehmen trotz intuitiver Bedenken einmal Intrusion einer Schmelze als Mechanismus für die Platznahme an und untersuchen einige physikalische Implikationen, indem wir einige Modelle berechnen:

a) Eine flache, relativ starre Magmaschicht der Dicke d und der Anfangstemperatur T_0 wird in eine Spalte eingepresst. Das Rahmengestein hat die Temperatur T_a , die konstant bleiben soll. Wie lange dauert es (t) bis das Zentrum der Schicht ($z=0$) auf T_t abgekühlt ist? (Fig. 17.) Die Wärmediffu-

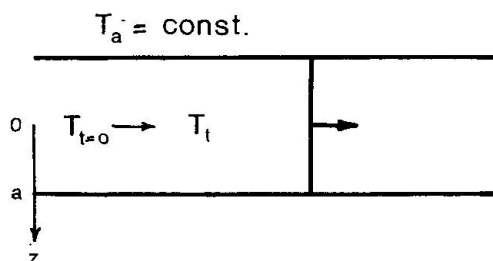


Fig. 17. Temperaturverteilung in einer intrudierenden Schicht.

sionskonstante κ sei $0,01 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$ (H. R. WENK und E. WENK, 1969). Die Lösung entnehmen wir CARSLAW und JAEGER (1959, p. 99) (vgl. auch JAEGER 1961, 1964).

$$T_t = T_a - \frac{4 T_a}{\pi} \sum_{r=0}^{\infty} \frac{(-1)^r}{2n+1} e^{-\frac{\kappa(2n+1)^2 \pi^2 t}{4a^2}}$$

Die Ergebnisse für verschiedene Modelle sind in Tabelle 1 zusammengestellt. Die Randbedingungen sind so gewählt, dass die Zeiten Maximalzeiten darstellen. In Wirklichkeit findet die Wärmeleitung nicht nur durch Diffusion, sondern auch durch Konvektion statt. Trotzdem ist die Front der eindringenden Masse schon nach 10 Minuten auf eine Temperatur abgekühlt, die sicher unter dem Schmelzpunkt liegt.

Tabelle 1. *Abkühlung einer intrudierenden Schicht* (vgl. Fig. 17)

T_0 (°C)	T_a (°C)	T_t (°C)	$d=2a$ (cm)	κ (cm ² sec ⁻¹)	t (sec)
700	600	610	5	0,01	625
700	650	660			470
800	650	660			750

b) Denkbar wäre ein dynamisches Gleichgewicht mit kontinuierlichem Fluss analog einer Wasserleitung, die im Winter kaum einfriert. Wie gross müsste die Fließgeschwindigkeit v sein, damit das Temperaturverhältnis von Zentrum ($z=0$) zum Rand ($z=a$) an jedem Querschnitt der Schicht T_{00}/T_{0a} ist ($T_{0a} = T_{00} \cos(bz)$, $b = \text{const.}$) und die Temperatur in der Fließrichtung x exponentiell von T_{00} nach T_{l0} abnimmt ($T_{l0} = T_{00} e^{-\alpha x}$, $\alpha = \text{const.}$)? Die

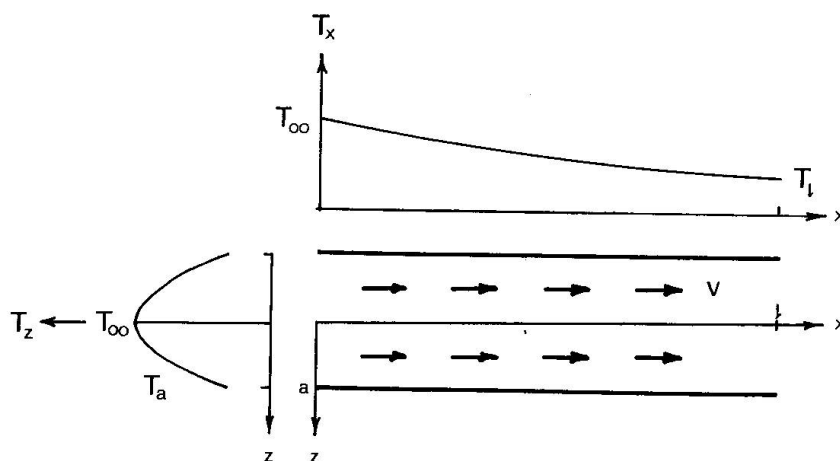


Fig. 18. Temperaturverteilung in einer fließenden Schmelze.

Temperaturverteilung über die ganze Fläche, die sich zeitlich nicht ändern soll, ist demnach: $T_{xz} = T_{00} \cos(bz) e^{-\alpha x}$ (Fig. 18). Die Lösung der Diffusionsgleichung für diese Randbedingungen gibt VERHOOGEN⁵⁾

$$\alpha = -\frac{v}{2\kappa} \pm \sqrt{\frac{v^2}{4\kappa^2} + b^2}.$$

Wir berechnen v für einige Modelle (Tabelle 2):

Tabelle 2. *Temperaturverteilung in einer fließenden Schicht* (vgl. Fig. 18)

T_{0a}/T_{00}	T_{l0}/T_{00}	$d=2a$ (cm)	l (cm)	κ (cm ² sec ⁻¹)	v (cm sec ⁻¹)
0,9	0,9	5	10 ⁵	0,01	2000
0,9	0,9	5	10 ³		20
0,9	0,9	2	10 ²		12
0,95	0,95	5	10 ⁵		5000
0,95	0,95	5	10 ³		500
0,95	0,95	2	10 ²		32,5

⁵⁾ Mündliche Mitteilung.

Diese Geschwindigkeiten sind ausserordentlich hoch für ein hochviskoses granitisches Magma und wir müssen mechanisch abschätzen, wie weit sie möglich sind.

c) Ein flüssiges Magma der Dichte $\rho = 3 \text{ g cm}^{-3}$ (die Dichte wird nur zur Berechnung der Reynolds-Zahl verwendet) und der Viskosität η fliesst als Schicht mit der mittleren Geschwindigkeit \bar{v} durch eine Spalte. SHAW (1963) (vgl. auch SABATIER, 1956) gibt für die Viskosität von Obsidian-H₂O Schmelzen-Werte zwischen 10^5 und 10^7 poises, je nach Temperatur (700–900°C), Druck (1–2 kb) und H₂O-Gehalt. Welche Druckdifferenz über eine Strecke l ist erforderlich, um die von den Wärmeflussüberschlagsrechnungen geforderten Geschwindigkeiten zu erreichen? Die Reynoldszahl berechnet sich zu

$$R = \frac{\bar{v} d \rho}{\eta}.$$

Es ergeben sich sehr kleine numerische Werte (Tabelle 3). Der Grenzwert für den Beginn turbulenter Strömung wird mit $R = 2000$ angegeben, wir haben deshalb ideale laminare Strömung anzunehmen. Aus PURDAY (1949, p. 9) entnehmen wir die Gleichung zur Berechnung der Druckdifferenz (vgl. Fig. 19).

$$p_0 - p_l = \frac{12 \eta \bar{v} l}{d^2}.$$

Wir erhalten für verschiedene Modelle phantastische Werte von $50\text{--}3 \cdot 10^8 \text{ kb}$, die uns zeigen, dass der Intrusionsmechanismus für die schmalen hellen Gänge im Bergell nicht in Frage kommt, wenn eine Temperaturdifferenz zwischen Magma und Nebengestein besteht. Nehmen wir den unrealistischen Extremfall an, dass sich ein Spalt öffnet und Magma des lithostatischen Drucks in-

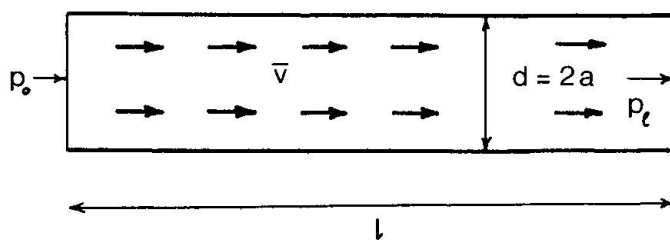


Fig. 19. Fliesseigenschaften einer intrudierenden Schicht.

Tabelle 3. Hydrodynamik einer fließenden Schicht (vgl. Fig. 19)

d (cm)	l (cm)	v (cm sec ⁻¹)	R		$p_0 - p_l$ (kb)	
			$\eta = 10^5$ poises	$\eta = 10^6$ poises	$\eta = 10^5$ poises	$\eta = 10^6$ poises
2	10^2	10	$6 \cdot 10^{-4}$	$6 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^2$	$3 \cdot 10^3$
	10^3	100	$6 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-4}$	$3 \cdot 10^4$	$3 \cdot 10^5$
	10^5	1000	$6 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^7$	$3 \cdot 10^8$
5	10^2	10	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$5 \cdot 10$	$5 \cdot 10^2$
	10^3	100	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^3$	$5 \cdot 10^4$
	10^5	1000	$1,5 \cdot 10^{-1}$	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^6$	$5 \cdot 10^7$

trudiert, kommt man bestenfalls auf 5 kb. Konstanten und Randbedingungen wurden so gewählt, dass sie für Intrusion günstig wären. Zirkulation von hydrothermalen Lösungen auf Spalten und Klüften, die Gestein ersetzen, scheinen uns ein wahrscheinlicherer Mechanismus für die Bildung der aplitischen und pegmatitischen Gänge, die sich durch ihren Reichtum an seltenen Mineralien auszeichnen und die immer symmetrisch zониert sind. Wir fanden keine sicheren Indizien, die darauf hinweisen, dass diese Gänge mit dem Bergeller Granit in Zusammenhang stehen. Sie gleichen in ihrer Zusammensetzung oft dem Novategranit und sollten eher aus diesem abgeleitet werden.

Die wenigen physikalischen Berechnungen zeigen eindrücklich, wie unser „Gefühl“ bei der mechanischen Erklärung von geologischen Prozessen ein sehr unsicherer Leitfaden ist, mit dem man sich leicht um Grössenordnungen täuschen kann.

TEKTONIK

Da wir in einer separaten Arbeit demnächst ausführlich die Struktur des SW Bergells behandeln werden (H.-R. WENK, 1971), gehen wir hier bloss stichwortartig auf das Wesentliche ein und fassen die Ergebnisse von Felduntersuchungen im Profil (Fig. 20) zusammen, das in wesentlichen Punkten von den Profilen STAUBS abweicht (z. B. 1960, vgl. WEIBEL und LOCHER, 1964). Die Argumente für einen diskordanten Granitkontakt wurden zum ersten Mal durch die Strukturkarte von DRESCHER und STORZ in Frage gestellt. Ihre Beobachtungen wurden später von GYR (1967) bestätigt. Eigene Detailkartierung im Val Bondasca und oberen Val Codera ergab, dass der Bergeller Granit nicht nur im wesentlichen konkordant zum Rahmen ist, sondern dass er als flache Platte *über* den Migmatiten der Grufmasse liegt und im SE (V. di Mello) wurzelt. Dies steht im Einklang mit Beobachtungen von MOTICKA (1970) im Valle dei Ratti. Der Granit ist oft überraschend unfrisch, die Feldspäte sind saussuritisiert, Quarz zeigt Fließstrukturen und Deformationsdomänen (H.-R. WENK, 1964), Kataklyse findet man in fast allen Proben. WEIBEL und LOCHER (1964) beschreiben Ruschelzonen und Mylonite im Granit (Albignastollen); kurz: der Granit ist nach seiner Kristallisation deformiert worden. Die Basis des Granits besteht aus klassischen Myloniten⁶⁾ und Breccien (vgl. ARTUS, 1959). In diesen Breccien sind Lösungen zirkuliert und haben skarnartig die Ultrabasica und Karbonatgesteine ersetzt und durch Diffusionsmetasomatose die konzentrischen zониerten Linsen der Trubinasca gebildet. Kettensilikate in den Karbonatgesteinen zeigen Deformationsstrukturen

⁶⁾ Unter „Mylonit“ verstehen wir ein unter metamorphen Bedingungen stark deformiertes Gestein mit plastisch verformten Mineralien im Sinne von CHRISTIE (1963) und nicht einen spröde zerbrochenen Kataklysit.

(H.-R. WENK, 1969, 1970; LEUNG, 1969). Die Gesteine gleichen sehr der Unterlage der Tambogneisse (vgl. SCHMUTZ, 1969).

Es gibt Hinweise, dass der Bergeller Granit (nicht der Novategranit!) zum mindesten hier eine zur Tambo-Einheit gehörende Decke sein könnte und kein tertiäres Massiv. Die Ähnlichkeit von Truzzo und Bergeller Granit ist auffallend. Man verarge uns nicht, wenn wir im Zeitalter der in Verruf geratenen Decken das einzige stets von allen anerkannte tertiäre Massiv ins Wanken bringen. Die isoklinal verfaltete Grufmasse ist am besten als breites Antiklinorium zu deuten, das gegen Vicosoprano zu abtaucht. Die Hüllgesteine der Grufmasse – Marmore, Peridotite, ultrabasische Breccien und Schollenzonen, Sillimanit-Cordierit-Sapphirin-Paragneisse – sind im NW (Unterlage der Tambogneisse) und SE (Unterlage des Bergeller Granits) gleich.

Während der Überschiebung wird das Nebengestein der Kontaktzone in den Granit eingearbeitet und z. T. plastisch verformt. CORNELIUS und STAUB haben diese lokalen Diskordanzen gesehen und ihre Interpretation ganz auf diese gestützt. Seither hat die experimentelle Gesteinsdeformation gezeigt, dass sich Gesteine auch in festem Zustand plastisch verhalten können (GRIGGS, 1936, 1939b) und starre Schollen im Granit können wie Boudinage (WEGMANN, 1932) als Körper mit unterschiedlichen elastischen Eigenschaften aufgefasst werden.

Die mechanische Deutung, die *Granitbildung* (Intrusion oder Granitisation ist heute schwer zu entscheiden) und *Platznahme* als räumlich und zeitlich getrennte Ereignisse beschreibt, lässt viele Fragen unbeantwortet:

- Was sind die Schollen tief im Innern des Granits?
- Wodurch wurde die tertiäre Granitisation und Umkristallisation ausgelöst?
- Weshalb haben wir tertiäre Zirkone?
- Was sind die Tonalite? Während diejenigen im Norden sicherlich transformierte Ca-Mg-Gesteine darstellen, ist dies für die grossen Körper im Süden ungewiss.
- Welchen Zusammenhang hat das Bergell mit dem Adamello?
- Welchen Einfluss hatten jüngste Bewegungen (z. B. Engadiner Linie)? Ruschelzonen, die wir als Ausläufer der Engadiner Störung betrachten, sind im Profil (Fig. 20) dargestellt.
- Weshalb schmiegen sich die Isograde der Regionalmetamorphose dem Granit an?

EIN MODELL (Diskussion)

Beim Bergeller Granit handelt es sich um ein komplexes Gebilde, das sich nur widerspenstig die Zwangsjacke einer einfachen magmatischen Intrusion, einer PT-Metamorphose, einer Metasomatose anlegen lässt. Die Natur kennt

tausend andere Wege, von denen wir uns noch nicht träumen lassen. Wenn wir nun ein Modell entwerfen, so geht es ausschliesslich darum, über die Reichweite eines Vorgangs zu einem bestimmten Zeitpunkt zu spekulieren.

Während der grossen Deckenüberschiebungen, die im Untersuchungsgebiet im Oberbau in weiträumigen Translationsbewegungen (z. B. Tambo-Decke) und – wahrscheinlich später – im Unterbau in Grossfaltenbildungen und isoklinal verfalteten Serien (z. B. Grufmasse) bestanden, setzt im Oberengadin eine starke metasomatische Tätigkeit ein. Überschiebungsflächen sind oft die mechanisch schwachen mesozoischen Hüllen, bei denen es sich wahrscheinlich um sedimentogene-vulkanogene Gesteine handelt, die wegen der tektonischen Durchbewegung und stofflichen Veränderung meist schwer voneinander zu unterscheiden sind. Es sind Gesteinstypen wie sie zum Beispiel am Kontinentalrand in der Coast Range Kaliforniens, in der Franciscan-Formation vorkommen (BAILEY et al., 1964). Bei der Überschiebung werden sie brecciiert, mylonitisiert und plastisch verformt. Durch die intensive Deformation dieser Gesteine wurden Lösungen mobil, die besonders die durchlässigen Kalksteine durchsetzten. Diese Lösungen bestehen zum Teil aus gewöhnlichem Wasser, das auf Spalten zirkuliert, zum Teil handelt es sich aber wohl um Ionenreaktionen in der Intergranulare und Versetzungsbewegungen im deformierten Kristallgitter. Mg und Si ersetzen in Kalksteinen Ca und CO_2 . Ähnliche metasomatische Vorgänge unter anderen PT-Bedingungen differenzieren mehr im Westen mesozoische Karbonatgesteine, Mergel und Ophiolithe in sekundäre reine Marmore, Amphibolite und Talk-Olivinfelse, die nicht mehr einem Ausgangsmaterial zugeordnet werden können (z. B. kann ein Olivinfels ebensogut aus

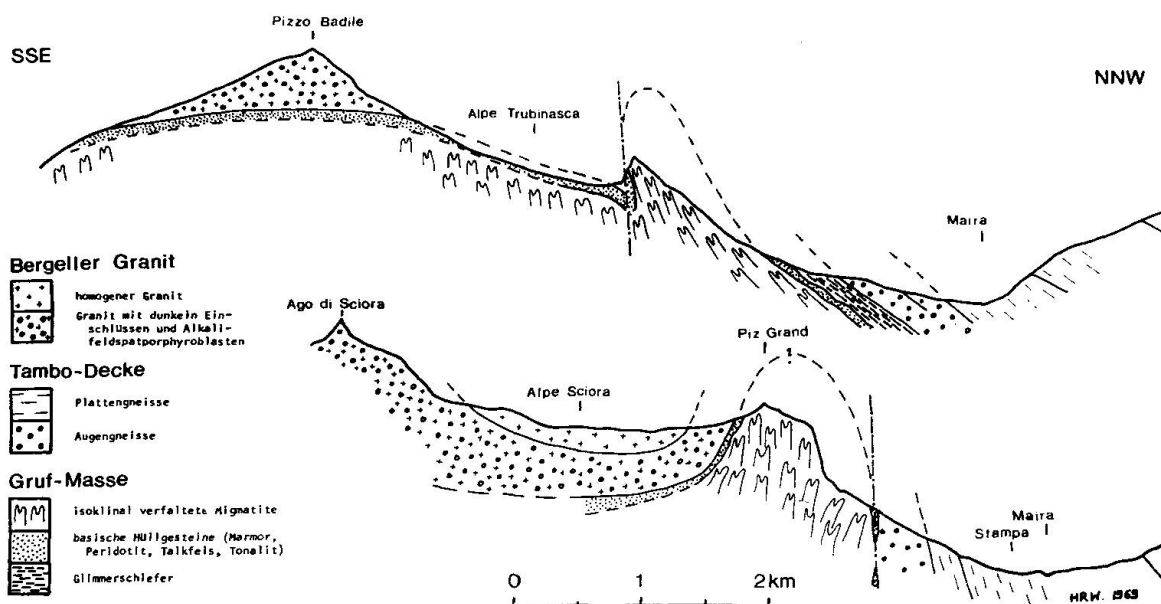


Fig. 20. Geologische Profile quer zu den Faltenachsen der Grufmigmatite. Strichpunktiertere Linien sind tektonische Störungen, wahrscheinlich Ausläufer der Engadiner Linie.



Fig. 21. Pegmatoide Gänge durchtränken Schicht für Schicht die Amphibolite der Margnadecke. Blick von der Sella del Forno gegen Monte del Forno.

einem Ophiolith als aus einem Marmor entstanden sein). Materialtransporte über 1–50 m sind für diese Transformationen ausreichend. Zu dieser Zeit setzt eine Thermometamorphose mit einer E-W wandernden Wärme front ein. Während der letzten 25 Mio. Y. scheinen grosso modo E-W Bewegungen besonders wichtig zu sein (z. B. Rheintalgraben, Mittelatlantischer Rücken). Interessant ist auch, dass eine Wanderungsgeschwindigkeit zwischen Bergell (25 Mio. Y.) und Simplon (15 Mio. Y.) von 1 cm pro Jahr (100 km pro 10 Mio. Y.) den “spreading rates” des Ozeanbodens gut entspricht. Diese Thermometamorphose erreicht die Grenze der Anatexis und erzeugt regional Migmatite (Tessin, Gruf). Wahrscheinlich in diesen Zeitpunkt fällt die Rekristallisation des Bergeller Granits, möglicherweise auch seine retrograde Metamorphose. Es ist noch unklar, wie weit diese Rekristallisation vor, während oder nach den letzten tektonischen Bewegungen stattgefunden hat. Es ist auch schwer zu entscheiden, was das Ausgangsmaterial des heutigen Bergeller Granits war. Handelt es sich um ein herzynisches Massiv wie Monte Rosa (wobei wir wieder an STUDER, 1951, denken müssen), war es altes Sockelmaterial, oder ein junger Granit, der noch „warm“ überschoben wurde. Während der Translation war der Granit plastisch verformbar, aber fest. Die Regelung der Alkalifeldspäse und der Einschlüsse sind Effekte dieser Deformation und kein magmatisches Fluidalgefüge. Ein Zusammenhang des Bergeller Granits mit den Tambogneissen ist auf Grund tektonischer Erwägungen (Fig. 20) nicht ausgeschlossen, muss aber weiter untersucht werden. Über den granulitischen Gesteinen der Grufmasse rekristallisiert der Granit. Später zirkulieren Lösungen, respektive andere hochmobile Phasen auf Spalten und Klüften. Altes Gestein wird ersetzt

und das ganze Massiv wird von einem komplizierten System von aplitischen bis pegmatitischen Gängen durchzogen. In diesem Aderwerk wird nicht nur Nebengestein, sondern auch der Bergeller Granit weitgehend resorbiert, besonders im Scheitel (Kontakt mit der Margna-Decke, vgl. WEGMANN, 1935). Solch teilweise umgewandelter Bergeller Granit ist z. B. der „Kugelgranit“ des Monte Rosso. Die Umwandlung geschieht z. T. von diskordanten Gängen aus, z. T. Blatt für Blatt, was die Aufschlüsse am Monte del Forno demonstrieren (Fig. 21). Diese hellen, hochmobilen Phasen, die dem Novategranit nahestehen, enthalten oft Schollen des Bergeller Granits und haben mit diesem nichts direkt zu tun. Manche Missverständnisse hätten vermieden werden können, wenn diese beiden Gesteine auf geologischen Karten nicht die gleiche Farbe bekommen hätten. Wir haben oben gezeigt, dass eine magmatische Intrusion dieses Aderwerks vom physikalischen Standpunkt aus unwahrscheinlich ist.

Die Arbeit wurde finanziell von der University of California, der National Science Foundation (NSF grant GA 1671) und der Schweizerischen Geologischen Kommission unterstützt. Allen Institutionen sei an dieser Stelle gedankt. Diskussionen mit Kollegen – F. K. Drescher-Kaden, David T. Griggs, H. C. Helgeson, E. Jäger, Remo Maurizio, H. U. Schmutz, John Verhoogen und John Wehausen – haben entscheidenden Einfluss gehabt, ebenso der kritische Kommentar von T. Peters, L. Vonderschmitt und E. Wenk. Joachim Hampel verdanken wir Photographien. Besonders verpflichtet sind wir den Bergellern für ihre Gastfreundschaft, den Bergbauern und Schmugglern, den Familien Ganzoni, Maurizio, Meier, Schmid, die uns das Tal während der Sommermonate zur zweiten Heimat werden lassen. Ihnen sie die Arbeit gewidmet.

LITERATUR

SMPM = Schweiz. Mineralogische und Petrographische Mitteilungen

- ARTUS, F. (1959): Über metamorphe Breccien basischer Gesteine im Granit des Bergeller Massivs. Hamb. Beitr. Mineral. Kristallphysik u. Petrogenese 2, 1–39.
- ARNOLD, A. (1969): Kalksilikatfelseinschlüsse in Gneisen des Gotthardmassivs. Abstr. Deutsche Mineral. Ges. Bern.
- BAIRD, A. K., D. B. MCINTYRE and E. E. WELDAY (1967): Geochemical and structural studies in batholithic rocks of southern California: Part 2, Sampling of the Rattlosnake Mountain pluton for chemical composition, variability and trend analysis. Geol. Soc. Amer. Bull. 78, 191–222.
- BLATTNER, P. (1965): Ein anatektisches Gneissmassiv zwischen Valle Bodengo und Valle di Livo (Prov. Sondrio und Como). SMPM 45, 973–1071.
- CARSLAW, H. S. and J. C. JAEGER (1959): Conduction of Heat in Solids. Oxford.
- CHRISTIE, J. M. (1963): The Moine Thrust Zone in the Assynt Region, Northwest Scotland. Publ. Unif. Calif. Geol. Sci. 40, No. 6.
- CITA, M. B. (1957): Studi stratigrafici sul terziario subalpino lombardo, sintesi stratigrafica della Gonfolite. Ist. Geol. Pal. Univ. Milano, Serie G, publ. no. 97.
- (1958): Litofacies e biofacies della „Gonfolite“ lombarda (1). Boll. Soc. Geol. Hal. 77, fasc. 1.

- CORNELIUS, H. P. (1913): Geologische Beobachtungen im Gebiete des Fornogletschers (Engadin). *Zbl. Mineral., Geol. und Pal.*, 246–252.
- (1915): Geologische Beobachtungen in den italienischen Teilen des Albigna-Disgraziamaassivs. *Geol. Rdsch.* 6, 166–177.
- (1928): Zur Altersbestimmung der Adamello- und Bergeller-Intrusion. *Sitzber. Ak. Wiss., Wien* 137–8.
- CRESPI, R. (1965): Migmatiti e rocce verdi di Bagni del Masino. *Sci. Istituto Lombardo A* 99, 685–704.
- CRESPI, R. e G. SCHIAVINATO (1966): Osservazioni petrogenetiche sul settore centro-occidentale del massiccio di Val Masino-Val Bregaglia. *Rend. Soc. Mineral. Ital.* 22, 27–57.
- DRESCHER-KADEN, F. K. (1940): Beiträge zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilations-Bildungen, sowie der synantetischen Reaktionsformen. I. Über Schollenassimilation und Kristallisationsverlauf im Bergeller Granit. *Chemie der Erde* 12, 304–417.
- (1942): Beiträge zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilations-Bildungen, sowie der synantetischen Reaktionsformen. II. *Chemie der Erde* 14, 157–238.
- (1948): Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. Springer-Verlag, Heidelberg-Berlin.
- (1955): Über metasomatische Serpentinbildung. *Naturwiss.* 42, 342.
- (1961a): Olivin-Metasomatose in Carbonatgesteinen aus der Umrandung des Bergeller-Massivs (Oberengadin). *Naturwiss.* 44.
- (1961b): Zur Herkunft der dunklen Sphaeroide des Adamello-Tonalites. *Naturwiss.* 48, 217.
- (1969): Granitprobleme. Akad. Verlag, Berlin.
- DRESCHER, F. K. und M. STORZ (1926): Ergebnisse petrographisch-tektonischer Untersuchungen im Bergeller Granit (mit tekt. Karte). *N. Jb. Mineral., B. B.* 54, Abt. A, 284–291.
- (1929): Zur Tektonik und Genese des Bergeller Massivs (Versuch zur Behebung einiger Einwände). *Zbl. Mineral. Abt. A*, 239–251.
- GANSSEER, A. und T. GYR (1964): Über Xenolithschwärme aus dem Bergeller Massiv und Probleme der Intrusion. *Eclogae. geol. Helv.* 57, 577–598.
- GRIGGS, D. T. (1936): Deformation of rocks under high confining pressures. *J. Geol.* 44, 541–577.
- (1939a): A theory of mountain-building. *Amer. J. Sci.*, 237, 611–650.
- (1939b): Creep of rocks. *J. Geol.* 47, 225–251.
- GRÜNENFELDER, M. und T. W. STERN (1960): Das Zirkon-Alter des Bergeller Massivs. *SMPM* 40, 253–259.
- GYR, T. (1967): Geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Bergeller Massivs. *Diss. ETH, Zürich*.
- HOPPE, G. (1962): Die akzessorischen Zirkone aus Gesteinen des Bergeller und des Adamello-Massivs. *Chemie d. Erde*, 22, 245–263.
- HUNZIKER, J. und P. BEARTH (1969): Rb-Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen. Biotitalterswerte und ihre Bedeutung für die Abkühlungsgeschichte der alpinen Metamorphose. *Eclogae. geol. Helv.* 62, 205–222.
- JAEGER, J. C. (1961): The cooling of irregularly shaped igneous bodies. *Amer. J. Sci.* 259, 721–734.
- (1964): Thermal effects of intrusions. *Rev. Geophys.* 2, 443–466.
- JÄGER, E., E. NIGGLI und E. WENK (1967): Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. *Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F.* 134.
- JÄGER, E. and J. HUNZIKER (1969): In *Geochronology Congress. Report and Guide*.

- LEUNG, I. (1969): Deformation of Diopside. Ph. D. thesis, Univ. Calif. Berkeley.
- MACCOLL, R. S. (1964): Geochemical and structural studies in batholithic rocks of southern California: Part 1, Structural geology of Rattlesnake Mountain pluton. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 75, 805–822.
- MELZI, G. (1893): Ricerche geologiche e petrografiche sulla Valle del Masino. *Giorn. Mineral., Cristall. Petrogr. F. Sansoni* 4/2, Milano.
- METZ, P., V. TROMMSDORFF und H. G. F. WINKLER (1969): Abschätzung von Druck und Temperatur der Metamorphose im Lepontin. Abstract. *Deutsche Mineral. Ges. Bern.*
- MOTICKA, P. (1970): Petrographie und Strukturanalyse des westlichen Bergeller Massivs und seines Rahmens. *SMPM* 50/2.
- NEWALL, G. and N. RAST (1970): Mechanism of igneous intrusions. *Geol. J. Spec. Iss.* 2, Liverpool.
- PFISTER, M. (1921): Stratigraphie des Tertiär und Quartär am Südfuss der Alpen mit spezieller Berücksichtigung der miozänen Nagelfluh. *Diss. Univ. Zürich.*
- PICCOLI, G. (1957): Osservazioni preliminari sulle migmatiti del granito di S. Fedelino (Prov. di Sondrio). *Rend. Soc. Mineral. Ital.*, 13, 325–328.
- (1961): Metasomatismo e migmatiti nelle rocce verdi di Novate Mezzola (Sondrio, Alpi Lombarde). *Rend. Soc. Mineral. Ital.* 17, 427–454.
- (1962): Le migmatiti del granito di San Fedelino. *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, 22.
- PURDAY, H. F. P. (1949): *An Introduction to the Mechanics of Viscous Flow.* Dover Publ., New York.
- REPOSSI, E. (1915/16): La bassa Valle della Mera. *Studi petrografici e geologici. Mem. Soc. Ital. Sc. Nat.* 8, 186.
- SABATIER, G. (1956): Influence de la teneur en eau sur la viscosité d'une retinite, verre ayant la composition chimique d'une granite. *Compte Rend.* 242, 1340–1342.
- SCHWANDER, H. und STERN, W. (1969): Zur Analyse von Cordierit. *SMPM* 49/3.
- SCHWANDER, H. und E. WENK (1967): Studie mit der Röntgen-Mikrosonde an basischen Plagioklasen alpiner Metamorphite. *SMPM* 47, 225–234.
- SCHMUTZ, H. U. (1968): Geologisch-petrographische Untersuchungen östlich Chiavenna (Italien). *Diplomarbeit ETH, Zürich.*
- SHAW, H. R. (1963): Obsidian-H₂O viscosities at 1000 and 2000 bars in the temperature range 700° to 900°C. *J. Geophys. Res.* 68, 6337–6343.
- SEDERHOLM, J. J. (1907): Om Granit och Gneis, deras uppkomst, uppträdande och utbredning inom urberget; Fennoscandia. *Bull. Comm. geol. Finl.* 23, 1–110.
- STAUB, R. (1918): Geologische Beobachtungen am Bergellermassiv. *Vjschr. Natf. Ges. Zürich* 63, 1–18.
- (1921): Über den Bau des Monte della Disgrazia. *Vjschr. Natf. Ges.* 66, 93–157.
- (1924): Der Bau der Alpen. *Beitr. geol. Karte Schweiz., N. F.* 52.
- (1960): In „Die Malojastrasse“, 3. Aufl., *Direktion PTT, Bern.* 10–18.
- STEINMANN, G. (1913): Die Bedeutung der jüngeren Granite in den Alpen. *Geol. Rdsch.* 4, 220–224.
- STRECKEISEN, A. (1967): Classification and nomenclature of igneous rocks. *N. Jb. Mineral. Abh.* 107, 144–240.
- STUDER, B. (1851): *Geologie der Schweiz*, vol. 1. Bern u. Zürich.
- SYLVESTER, A. G. (1966): Structural and metamorphic petrology of the contact aureole of Pappoose Flat pluton, Inyo Mountains, California. *Thesis, Univ. California, Los Angeles.*
- SYLVESTER, A. G. and J. M. CHRISTIE (1968): The origin of crossed-girdle orientations of optic axes in deformed quartzites. *J. Geol.* 76, 571–580.

- THEOBALD, G. (1854): Geologische Karte d. Schweiz, Blatt XX 1:100 000. Schweiz. Geol. Kommission.
- (1866): Geologische Beschreibung der südöstlichen Gebirge von Graubünden. Beitr. geol. Karte. Schweiz. 3.
- TROMMSDORFF, V. (1966): Progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon. SMPM 46, 431–460.
- TUTTLE, O. F. and N. L. BOWEN (1958): Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--KAlSi}_3\text{O}_8\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$. Mem. geol. Soc. Amer. 74.
- VIOLA, C. (1887): Fisiografia del Granito di San Fedelino. Boll. Soc. Geol. Ital., 6.
- WEGMANN, C. E. (1932): Note sur le boudinage. Soc. Géol. France, Compte Rendu, 512, 477–489.
- (1935): Zur Deutung der Migmatite. Geol. Rdsch. 26, 20–50.
- WEIBEL, M. (1960): Chemismus und Mineralzusammensetzung von Gesteinen des nördlichen Bergeller Massivs. SMPM 40, 69–93.
- WEIBEL, M. und T. LOCHER (1964): Die Kontaktgesteine im Albigna- und Forno-Stollen (Nördl. Bergeller Massiv). SMPM 44, 157–185.
- WENK, E. (1956): Die lepontinische Gneisregion und die jungen Granite der Valle della Mera. Eclogae. geol. Helv. 49, 251–265.
- (1962a): Das reaktivierte Grundgebirge der Zentralalpen. Geol. Rdsch. 52, 754–766.
- WENK, E., H. SCHWANDER und V. TROMMSDORFF (1967): Optische Orientierung zweier Anorthite aus metamorphen Gesteinen. SMPM 47, 219–224.
- WENK, H.-R. (1963): Wärmeleitungsmessungen an Schweizer Gesteinen. SMPM 44, 89–104.
- (1969): Polymorphism of wollastonite. Contrib. Mineral. Petrol. 22, 238–247.
- (1970): Submicroscopical twinning in lunar and experimentally deformed pyroxenes. Contr. Mineral. Petrol.
- (1971): Geological observations in the Bergell. III. The structure of the SW Bergell area. (In preparation).
- WENK, H.-R. and E. WENK (1969): Physical constants of Alpine rocks (density, porosity, specific heat, thermal diffusivity and conductivity). SMPM 49, 343–357.
- WHITE, A. J. R., W. COMPSTON and A. B. KLEEMAN (1967): The Palmer granite-A study of a granite within a regional metamorphic environment. J. Petrol. 8, 29–50.
- WINKLER, H. G. F. (1962): Viel Basalt und wenig Gabbro – wenig Rhyolith und viel Granit. Beitr. Mineral. Petrogr. 8, 222–231.

Manuskript eingegangen am 20. November 1969.