

Hornblendite und Gabbros im östlichen Bergell (Val Sissone, Provinz Sondrio, Italien)

Autor(en): **Diethelm, Karlheinz**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **65 (1985)**

Heft 2-3

PDF erstellt am: **26.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-50222>

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.

Hornblendite und Gabbros im östlichen Bergell (Val Sissone, Provinz Sondrio, Italien)

von *Karlheinz Diethelm*¹

Abstract

On the eastern border of the Bergell tonalite intrusion, clinopyroxene-hornblende-gabbros to orthopyroxene-bearing olivine-clinopyroxene-hornblendites outcrop at several localities. The presence of gabbroic xenoliths in the tonalite and intrusive discordances against mesozoic countryrock indicate that these gabbros are an early phase of the Bergell intrusion. This interpretation is confirmed by their mineral content, texture and chemistry, which show that the Bergell gabbros are differentiates of a calc-alkaline parent magma. Geothermometry, based on coexisting orthopyroxene-clinopyroxene, yields temperatures ranging from 900 to 1020 degrees Celsius. In view of the new data, several older ideas about the genesis of these rocks can be excluded.

The Bergell gabbroic rocks can be clearly distinguished by their chemical characteristics from the basic to ultrabasic rocks of the adjacent mesozoic ophiolite complex, from the gabbros of the Margna nappe and from the andesitic-basaltic dikes on the eastern border of the Bergell. On the other hand, their mineral content, texture and chemistry are remarkably similar to the gabbroic rocks of the southern Adamello batholith.

Keywords: gabbros, calc-alkaline intrusives, Bergell

Zusammenfassung

Im östlichen Randbereich der Bergeller Tonalitintrusion treten an verschiedenen Stellen Klinopyroxen-Hornblende-Gabbros bis Orthopyroxen-führende Olivin-Klinopyroxen-Hornblendite auf. Einschlüsse der gabbroiden Gesteine im Tonalit sowie intrusive Diskordanzen zu mesozoischen Rahmengesteinen erlauben eine Zuordnung zu einer frühbergellischen Intrusionsphase. Diese Interpretation wird unterstützt durch den Mineralbestand, das Gefüge und den Chemismus, welche die Bergeller Gabbros als typische Differentiate eines kalkalkalischen Stammagmas ausweisen. Thermometrie an Orthopyroxen-Klinopyroxen-Paragenesen ergibt Equilibrierungstemperaturen von 900–1020 Grad C. Verschiedene ältere Vorstellungen über die Genese der untersuchten Gesteine können anhand der neuen Daten ausgeschlossen werden.

¹ Institut für Mineralogie und Petrographie, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich.

Die gabbroiden Gesteine der Bergeller Intrusion unterscheiden sich in ihrer chemischen Charakteristik klar von den Basika des Ophiolithkomplexes, von den Gabbros der Margna-Decke sowie von den andesitisch-basaltischen Gängen am Bergell-Ostrand. Hingegen bestehen enge Analogien im Mineralbestand, Gefüge und Chemismus mit gabbroiden Gesteinen des südlichen Admellobatholiths.

EINLEITUNG

In der oberen Val Sissone (Provinz Sondrio, Italien), am Bergell-Ostrand, grenzt der Tonalit an die Amphibolite des Mte-del-Forno-Komplexes (Fig. 1). Dazwischen finden sich einzelne Marmor- bzw. Gneis-Schmitzen der Suretta-Decke sowie Ultramafitlinsen, die wahrscheinlich dem Malenco-Ultramafitkörper zuzurechnen sind. Diese Kontaktzone wird zusätzlich kompliziert durch das gehäufte Auftreten mächtiger Aplitgänge.

Der Tonalit, das ältere der beiden Bergeller Hauptintrusiva, ist in der oberen Val Sissone z. T. massig, z. T. leicht geschiefert. Die lagige Anordnung der dunklen Gemengteile bildet sich in den häufigen dunklen Schlieren ab (CORNELIUS, 1915; STAUB, 1918; GANSSER & GYR, 1964; GYR, 1967). U-Pb-Datierungen an Zirkon und Monazit sowie K-Ar-Messungen an Hornblenden ergeben für den Tonalit ein Alter von ca. 30 my (GRÜNENFELDER & STERN, 1960; GULSON & KROGH, 1973; WIEDENBECK et al., 1985).

Die Amphibolite bilden die vulkanische Basis des Mte-del-Forno-Komplexes. Es handelt sich dabei um Metabasalte (z. T. mit Pillowstrukturen) mit tholeiitischem Chemismus (MONTRASIO, 1973; FERRARIO & MONTRASIO, 1976; RIKLIN, 1977; GAUTSCHI, 1980; KUBLI, 1983; PERETTI, 1983, 1985).

Bei den Gesteinen der Suretta-Decke handelt es sich im wesentlichen um Gneise, Marmore, Kalksilikatfelsen, Quarzite sowie einige Amphibolite. Sie werden am Bergell-Ostrand ausgedünnt, von den Intrusiva durchschlagen und in einzelne Schollen aufgelöst (STAUB, 1918, 1921; GYR, 1967; BUCHER, 1977; GIÈRE, 1984).

Für eine vollständige historische Übersicht sei auf GYR (1967) sowie TROMMSDORFF & NIEVERGELT (1983) verwiesen.

In der Kontaktzone zwischen Tonalit und Nebengestein, entlang des Cima-di-Vazzeda-Südostgrates und in dessen Verlängerung auf die südliche Talseite der Val Sissone, treten an mehreren Stellen gabbroide Gesteine auf (Fig. 2).

Ein erster Hinweis findet sich bei CORNELIUS (1915), der diese Gesteine als durch die Intrusiva kontaktmetamorph veränderte Amphibolite interpretiert. Erstmals auskartiert sowie im Schliff beschrieben werden sie von GYR (1967). Er beobachtet einen allmählichen Übergang vom Tonalit zu diesen Gesteinen und betrachtet sie daher als tonalitische Randfazies. Petrographisch beschreibt er sie als grobkörnige, massige, auffallend hornblendereiche Gesteine bis Hornblendite. Die grobkristalline Ausbildung interpretiert er als Folge einer Anreicherung leichtflüchtiger Bestandteile des Magmas am Intrusionsrand.

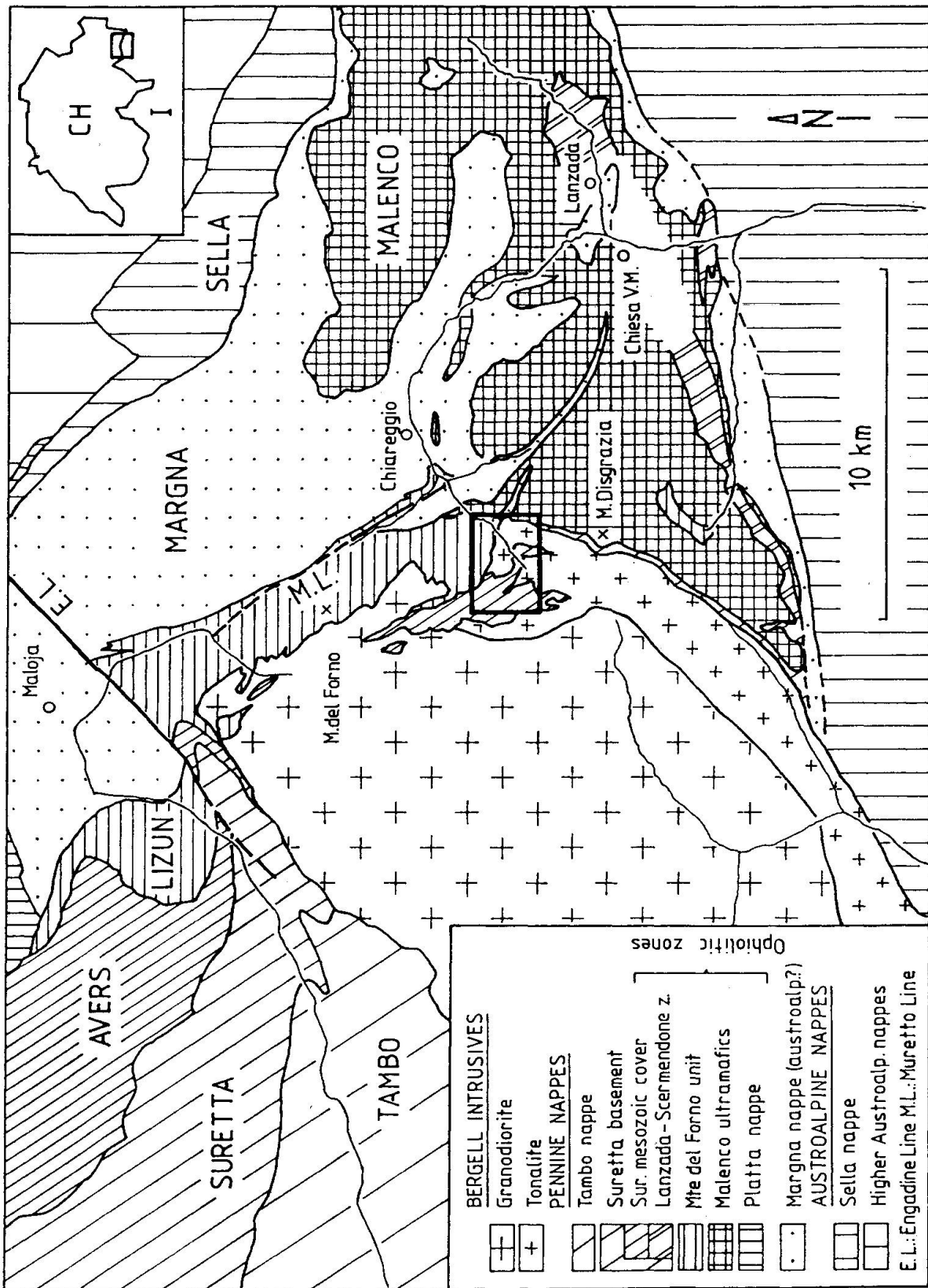


Fig. 1 Geologisch-tektonische Übersichtskarte im Raum östliches Bergell-Malenco (Kt. Graubünden, Schweiz / Provinz Sondrio, Italien).

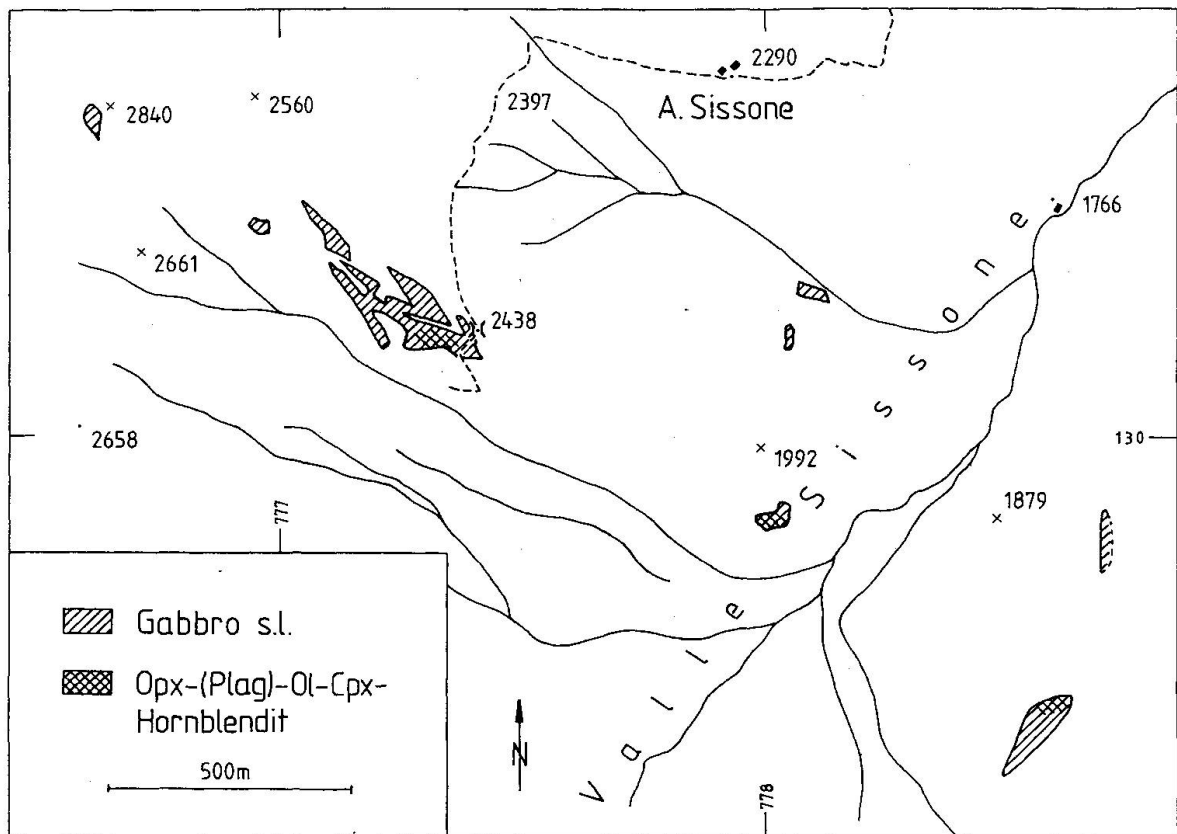


Fig. 2 Aufschlusskizze der gabbroiden Gesteine der oberen Val Sissone (vgl. Fig. 1).

WENK (1973) beschreibt aus der oberen Val Sissone eine kontaktnahe, allmähliche Veränderung der Fornoamphibolite, die gabbroiden Charakter annehmen und in Tonalit übergehen. Aus dieser Beobachtung schliesst er auf einen genetischen Zusammenhang zwischen Tonalit und Fornoamphibolit. BUCHER (1977) interpretiert die gabbroiden Gesteine als lokale kontaktnahe Umwandlungen der Fornoamphibolite durch ein H_2O -reiches Fluid. Aufgrund seiner Feldbeobachtungen, wonach der Tonalit bis unmittelbar an den Kontakt homogen ist, lehnt er eine genetische Verbindung zwischen Tonalit und Amphibolit ab. In diesem Zusammenhang erwähnt er, dass die von WENK (1973) in einer Kartenskizze (a. a. O., S. 260) angedeutete Verfärbung von Amphibolit und Tonalit im Gebiet der Val Sissone nicht den tatsächlichen Verhältnissen entspricht. Für RIKLIN (1977) ist ein magmatischer Ursprung für die «pegmatoiden Plagioklas-Hornblende-Felse bis Hornblendite» wahrscheinlich. WENK et al. (1977) und WENK (1982) postulieren als Ausgangsmaterial für den Tonalit eine Partialschmelze verschiedener Rahmengesteine und führen als typisches Beispiel einer solchen Schmelzfront die Kontaktzone der Val Sissone an. Die chemischen Unterschiede zwischen dem Tonalit und den Fornoamphiboliten werden durch eine zusätzliche Mischung des amphibolitischen Materials mit sauren Gängen sowie mit pelitischen und leukokraten Gneisen erklärt. Aufgrund von Diskor-

danzen schliesst GAUTSCHI (1980) wie schon vor ihm Gyr und Riklin einen genetischen Zusammenhang zwischen den Amphiboliten und den «Hornblenditen» aus. Auch er vermutet für die letzteren einen magmatischen Ursprung.

Bei den Gesteinen, von denen Schliffbeschreibungen verfügbar sind (GYR, 1967; RIKLIN, 1977), handelt es sich um Hornblende-Gabbros bis pegmatoide Hornblende-Gabbros, deren ursprünglicher Mineralbestand bereits stark umgewandelt ist. Indizien für eine magmatische Entstehung sind braune Hornblendezentren sowie pseudomorphe Chlorit-Aggregate mit Erzsäumen. Bei der Neubearbeitung des Bergell-Ostrandes wurde die obere Val Sissone neu kartiert. Dabei sind die Kontaktverhältnisse und die Petrographie der Gabbros in einer Diplomarbeit untersucht worden (DIETHELM, 1984). Anhand von Vergleichen mit den frühmagmatischen Basika des Re-di-Castello-Massifs im Südadamello (SONDEREGGER, 1980; ULMER, 1982; ULMER et al., 1985) konnten die von Erzsäumen umgebenen Chloritpseudomorphosen in den Gabbros der Val Sissone als Relikte von Olivinen identifiziert werden. Bei der Suche nach Gesteinen mit besser erhaltenem ursprünglichem Mineralbestand wurden frische Orthopyroxen-(Plagioklas-)Olivin-Klinopyroxen-Hornblendite und Klinopyroxen-Hornblende-Gabbros sowie mehrere chemisch höher differenzierte Varietäten gefunden. Die gabbroiden Gesteine und ihre Bedeutung für die Genese der Bergeller Intrusiva werden zurzeit in einer Dissertation bearbeitet. Erste Ergebnisse über geologisch/strukturelle, petrographische und geochemische Aspekte sollen hier vorgestellt werden.

GESTEINSBESCHREIBUNG

Es werden im folgenden fünf phänomenologisch unterscheidbare Gesteine charakterisiert, zwischen denen aber auch Übergangstypen gefunden werden.

Die Abschätzung der Mengenanteile wurde mit Hilfe von Vergleichsbildern vorgenommen; point-counting wurde nur in einigen Fällen als Kontrolle benutzt. Mineralchemismen sind mit Hilfe der ARL-Mikrosonde des Instituts für Mineralogie und Petrographie der ETH Zürich, Totalgesteinsanalysen mittels Röntgenfluoreszenzanalyse an der EMPA Dübendorf bestimmt worden (vgl. Kapitel Gesteinschemie).

Opx-(Plag-)Ol-Cpx-Hornblendite (Fig. 3)

Modalbestand:	Hbl	55–70%
	Cpx	20–30%
	Ol	5–13% (inkl. 2–5% Ol-Relikte)
	Plag	0–10%
	Opx	1– 2%
	Akzessorien und Erz	2%



Fig. 3 Hornblendit (GS 2).

Diese basischen bis ultrabasischen Gesteine sind streng an den Kontakt Tonalit–Fornoamphibolit gebunden. Die grösste zusammenhängende Masse ist südwestlich von Pkt. 1992 (Fig. 2) aufgeschlossen. Ein weiteres Vorkommen befindet sich ca. 100 m nordwestlich des Pässchens Pkt. 2438. Die wenigen Hornblendite im Vorkommen südlich der Val Sissone sind sehr stark verwittert.

Im Handstück fallen die 1–3 cm grossen, isometrischen, stark verzahnten Hornblende-Kristalle auf, die das massige Gefüge des Gesteins bestimmen. Darin eingeschlossen sind kleine rotbraun verwitterte Olivine erkennbar. Im Aufschluss südlich Pkt. 1992 tritt zusätzlich eine markante Pyritvererzung auf.

Im Mikroskop sind zudem Klinopyroxen, Orthopyroxen, z. T. Plagioklas, verschiedene sekundäre Umwandlungsprodukte wie Talk, Serpentin und Chlorit sowie opake Minerale identifizierbar.

Bei der poikilitischen braunen *Hornblende* handelt es sich um Pargasit bis Tschermakit. Sie enthält als Einschlüsse Olivin, Ortho- und Klinopyroxen. Im Kern fallen orientierte Fe-Ti-Entmischungen auf. Die isometrische Form der Hornblenditen deutet auf eine kumulatartige Bildung. Randlich sowie um eingeschlossene Klinopyroxene tritt eine zweite, aktinolithische Hornblende auf. Die aktinolithischen Ränder der Hornblendekristalle sind intensiv verzahnt. Diese zweite, aktinolithische Hornblende wird als späte Umwandlung von Klinopyroxen interpretiert.

Die max. 5–6 mm grossen *Plagioklase* zeigen eine gelbliche Interferenzfarbe. Der An-Gehalt beträgt 91–99%. Plagioklas schliesst Olivin, Ortho- und Klinopyroxen ein. Dadurch, dass aktinolithische Hornblende auch die im Plagioklas eingeschlossenen Minerale überwächst, werden z. T. randliche Plagioklaspartien isoliert. Entlang von feinen Rissen ist vereinzelt Saussuritisierung feststellbar.

Olivin zeigt oft isometrische Gestalt. Die Korngrösse variiert zwischen 0,2–2 mm. Vom Rand her sowie entlang von Spaltrissen wird der Olivin durch gelbbraunen Fe-Serpentin und Magnetit ersetzt. Der entstehende Magnetit bildet dabei spektakuläre koronaähnliche Ringe um die sich zersetzenden Körner. Meist sind in einem Schliff alle Stadien der Umwandlung von frisch bis vollständig serpentiniert zu beobachten.

Der *Klinopyroxen*, bei dem es sich um Diopsid mit ungefähr 6–7% Hedenbergitkomponente handelt, zeigt kurzprismatischen Habitus. Die Korngrössen liegen im Bereich von 0,2 bis 2 mm. Gelegentlich können orientierte Erzentmischungen beobachtet werden. Oftmals ist eine leichte Konzentration von Klinopyroxen am Kontakt zweier Hornblendegrosskristalle festzustellen. Meist wird Cpx vom Rand her und entlang von Spaltrissen sehr stark von aktinolithischer Hornblende überwachsen.

Orthopyroxen tritt als Einschluss in der primären braunen Hornblende auf. Die recht konstante Zusammensetzung entspricht mit 20% Ferrosilitkomponente einem Bronzit. Im Gegensatz zu Olivin und Klinopyroxen beschränken sich Zersetzungserscheinungen beim Opx auf eine gelegentliche randliche Umwandlung in Talk. Zusätzlich treten feine Erzentmischungen auf.

Chrom-Magnetit mit bis zu 27 Gew.-% Cr_2O_3 tritt nur im Innern von Olivin als kleine idiomorphe Körner auf. Wahrscheinlich handelt es sich dabei um umgewandelte Picotite.

Als weitere, dispers verteilte Erzphasen wurden Magnetit, Ilmenit, Pyrrhotin sowie vereinzelt Chalkopyrit und Pyrit gefunden.

Als sekundäre Umwandlungsprodukte, meist entlang von feinen Rissen, treten vereinzelt *Calcit* und *Chlorit* auf.

In der *Kristallisationsabfolge* tritt Cr-Magnetit als erstes Mineral auf, gefolgt von Olivin und Klinopyroxen. Diese beiden letzteren zeigen vereinzelt gegenseitige Formbeeinflussung, schliessen sich jedoch nicht ein. Eindeutig später folgte Orthopyroxen, der z. T. Klinopyroxen und Olivin als Einschlüsse enthält. Anschliessend kristallisierte Plagioklas als vierte wasserfreie Phase. Die Bildung der Hornblende setzte erst nach einer Erhöhung der H_2O -Aktivität ein. Dies kann durch die Fraktionierung von wasserfreien Phasen oder durch die Zufuhr von externem H_2O erfolgt sein.

Durch die Abfraktionierung der Hornblendite wurde die Wassersättigung wesentlich erhöht, so dass in den höher differenzierten Gesteinen (Gabbros) z. T. Hornblende vor Plagioklas kristallisierte.

Diese Ausscheidungsreihenfolge entspricht derjenigen für kalkalkalische Gesteine (BOWEN, 1928); einzig die Pyroxene kristallisieren in umgekehrter Reihenfolge, d.h. Klinopyroxen vor Orthopyroxen. Dies könnte mit dem sehr hohen Ca-Gehalt (hoher An-Gehalt des Plagioklas) und der geringen SiO₂-Aktivität dieser Gesteine zusammenhängen (vgl. Totalgesteinsanalysen Tab. 1).

Hornblende-Gabbros (Fig. 4)

Modalbestand:	Hbl	50–70%
	Plag	10–30%
	Cpx	0–20%
	Bi, Serp, Chl	3%
	Akzessorien	1%

Auch diese Gesteine fallen chemisch in den Übergangsbereich ultrabasisch-basisch. Neben den Vorkommen, die an den Kontaktbereich gebunden sind, existieren zwei weitere Aufschlüsse in der Val Sissone, ca. 300 m nordöstlich von Pkt. 1992 (Fig. 2). Diese zeigen nach oben scharfe Kontakte gegen die umgebenden Amphibolite, nach unten hin sind sie jedoch von Schutt bedeckt. Wahrscheinlich stehen diese Vorkommen in Zusammenhang mit einer Verbreiterung des Tonalitkomplexes im Untergrund. Anzeichen dafür sind die Ver-



Fig. 4 Hornblende-Gabbro (R).

breiterung des Kontakthofes (BUCHER, 1877; GAUTSCHI, 1980) sowie der weiter nach Osten reichende Tonalit auf der Südseite der Val Sissone.

Im Feld fallen diese massigen Gesteine durch ihr weiss-schwarz geflecktes Aussehen auf. Makroskopisch erkennbar sind 0,5–1 cm grosse, grünschwärze, kurzprismatisch-idiomorphe Hornblendekristalle, die in einer Matrix aus Plagioklas und feinen Hornblenden eingebettet sind.

Die im Handstück ersichtliche massig-richtungslose Textur bestätigt sich mikroskopisch. Das poikilitische Gefüge ist in diesen Gesteinen noch besser erkennbar als in den Hornblenditen, da die Ränder der Hornblendekristalle weniger stark ineinandergreifen. Weitere Mineralien sind: Olivin-Relikte (nur als Einschlüsse in Hornblende), Klinopyroxen, Fe-Serpentin, Biotit, Chlorit, Titanit, Rutil sowie verschiedene Akzessorien.

Die *Hornblende* entspricht derjenigen in den Hornblenditen, allerdings verändert sich der Anteil sowie die Zusammensetzung der zweiten Phase bis hin zum Aktinolith; das Aussehen der jetzt oft idiomorphen Hornblendegrosskristalle wird fleckiger. Nur noch in wenigen Hbl-Zentren sind Fe-Ti-Lamellen sichtbar, dafür treten erstmals neugebildeter, z.T. idiomorpher *Titanit* und, darin eingebettet, *Rutil* auf. Ebenfalls auf die Hornblendezentren beschränkt sind Olivin-Relikte in Form von Magnetitkränzen, z.T. gefüllt mit Fe-Serpentin, seltener mit Chlorit.

Klinopyroxen tritt nicht mehr in allen diesen Gesteinen auf, v. a. in stärker alterierten (mit Biotit und Chlorit) fehlt er. Die Zusammensetzung weicht kaum von den Klinopyroxenen in den Hornblenditen ab. Die in den Amphibolen eingeschlossenen Klinopyroxene sind sehr stark uralitisiert. Im Gegensatz dazu sind die lokal in Plagioklas stark konzentrierten Klinopyroxene meist weniger umgewandelt.

Obwohl der *Plagioklas* makroskopisch interstitiell erscheint, findet man im Schliff Einschlüsse davon in der Hornblende. Auch sind Verdrängungsstrukturen erkennbar, d.h. Plagioklas wurde während des Amphibolwachstums zwischen Hornblenden eingeklemmt und beeinflusst deren Form. Es sind sowohl vom Gefüge her wie auch chemisch zwei Generationen unterscheidbar:

- a) Eine ältere Generation mit leicht gelblichen Interferenzfarben, deren Zwillinglamellen oftmals unscharf sind. Der An-Gehalt schwankt um 88%.
- b) Eine jüngere Generation, mit grauen Interferenzfarben und stets scharfen Zwillinglamellen; ihr An-Gehalt sinkt z. T. bis auf 50% hinunter.

Stellenweise kommen diese beiden Generationen nebeneinander vor, z. T. bilden sie auch zonierte Kristalle, wobei das An-reiche Zentrum meist relativ stark saussuritisiert ist.

Biotit und *Chlorit* treten vor allem in stärker alterierten Gesteinen als Umwandlungsprodukte von Hornblende auf. In den mechanisch beanspruchten Gesteinen findet man *Calcit* entlang von Spaltrissen.

Pegmatoide Hornblende-Gabbros (Fig. 5)

Modalbestand:	Hbl	30–60%
	Plag	30–60%
	Chl	0– 5%
	Bi	0– 5%
	Cc	1%
	Akzessorien	1%

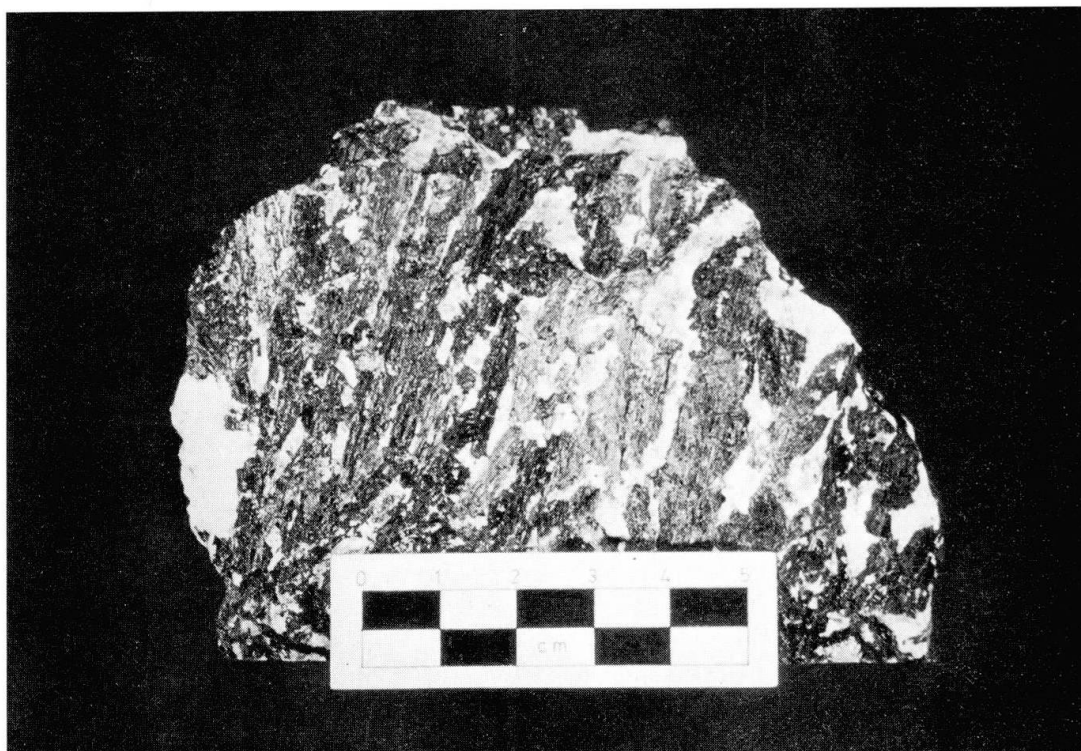


Fig. 5 Pegmatoider Hornblende-Gabbro (SI 9).

Es handelt sich bei diesen Gesteinen um veränderte Hbl-Gabbros. Die grössten Vorkommen befinden sich in der Nähe des Fussweges bei Pkt. 2438 (Fig. 2) sowie in Blöcken. In dieser Zone treten gehäuft mächtige Aplitgänge auf.

Typisch für diese Gesteine sind die spektakulären langprismatischen Hornblenden in einer Plagioklas-Grundmasse. Diese Hornblenden, die maximal 20–30 cm lang werden, zeigen meist subparallele bis palisadenähnliche Anordnung im Gestein. Verbreitet ist auch das Auftreten von Lochhornblenden, d.h. Hornblenden, die im Zentrum einen mit Plagioklas gefüllten Kanal in Form eines Negativkristalls haben. Die Entstehung der pegmatoiden Hornblenden könnte erklärt werden durch das Eindringen von H₂O-reichen Fluids in die wasseruntersättigten Restschmelzen und die nachfolgende rasche Kristallisation aus der jetzt an Hornblende übersättigten Lösung (vgl. ULMER 1982).

Im Mikroskop sind weiter Biotit, Chlorit, Epidot, z. T. Calcit und Titanit erkennbar.

Die *Hornblende* ist idiomorph ausgebildet, zeigt jedoch meist Spuren starker mechanischer Deformation wie Brüche und Scherzonen. Entlang von Korngrenzen und Rissen überwächst *Chlorit* bzw. *Biotit* die Hornblende. In Hornblendezentren treten lokal noch Fe-Ti-Entmischungen auf. Als Folgeprodukt dieser Lamellen bildet sich v. a. entlang von Spaltrissen *Titanit*.

Plagioklas zeigt mindestens zwei Generationen. Eine erste (An 85–91%) ist von feinen Rissen durchzogen, die teils durch Calcit/Chlorit, teils jedoch auch vom Plagioklas der zweiten Generation gefüllt werden. Die zweite Generation (An 50–65) bildet oft Anwachs- bzw. Reaktionsränder in optischer Kontinuität um Kristalle der ersten Generation. Die feinen Risse in der letzteren ziehen nicht durch. Die leicht höheren Interferenzfarben der ersten sowie der starke Zonarbau der zweiten Generation sind weitere optische Unterscheidungskriterien.

Verbreitet tritt interstitiell sekundärer *Calcit* sowie wesentlich seltener *Quarz* auf.

Nadelgabbros (Fig. 6)

Die mengenmässig unbedeutenden Nadelgabbros sind charakterisiert durch max. 1–2 cm lange stengelig/nadlige Hornblendenspitzen. Im Mineralbestand ent-



Fig. 6 Nadelgabbro (GN 16).

sprechen sie den pegmatoiden Hbl-Gabbros, nur sind die Korngrößen wesentlich feiner, und es ist meist keine bevorzugte Orientierung der Hornblendekristalle zu beobachten. Diese Gesteine treten oft in Randpartien der Gabbros auf. Wahrscheinlich handelt es sich dabei um Reaktionsprodukte von Restschmelzen mit Fluid aus dem Randbereich der Gabbros bzw. dem Nebengestein.

Feinkörnige Hornblende-Gabbros (Fig. 7)

Modalbestand:	Hbl	50-60%
	Plag	30-40%
	Bi	5-10%
	Tit	1- 2%
	Akzessorien	1%

Nur anhand von Totalgesteinsanalysen lassen sich die feinkörnigen Hornblende-Gabbros eindeutig von makroskopisch sehr ähnlichen, im Grenzbereich der Tonalitintrusion auftretenden, dioritischen Gesteinen unterscheiden. Im Bruch fallen meist die etwas höhere Farbzahl, die 1-2 mm langen, fast schwarzen Hornblenden sowie die glasigweissen Plagioklase auf. Die Textur ist massig-richtungslos bis schwach paralleltexturiert; die Hornblenden zeigen eine leichte Tendenz zur Einregelung. Da weder die Hornblende- noch die Pla-

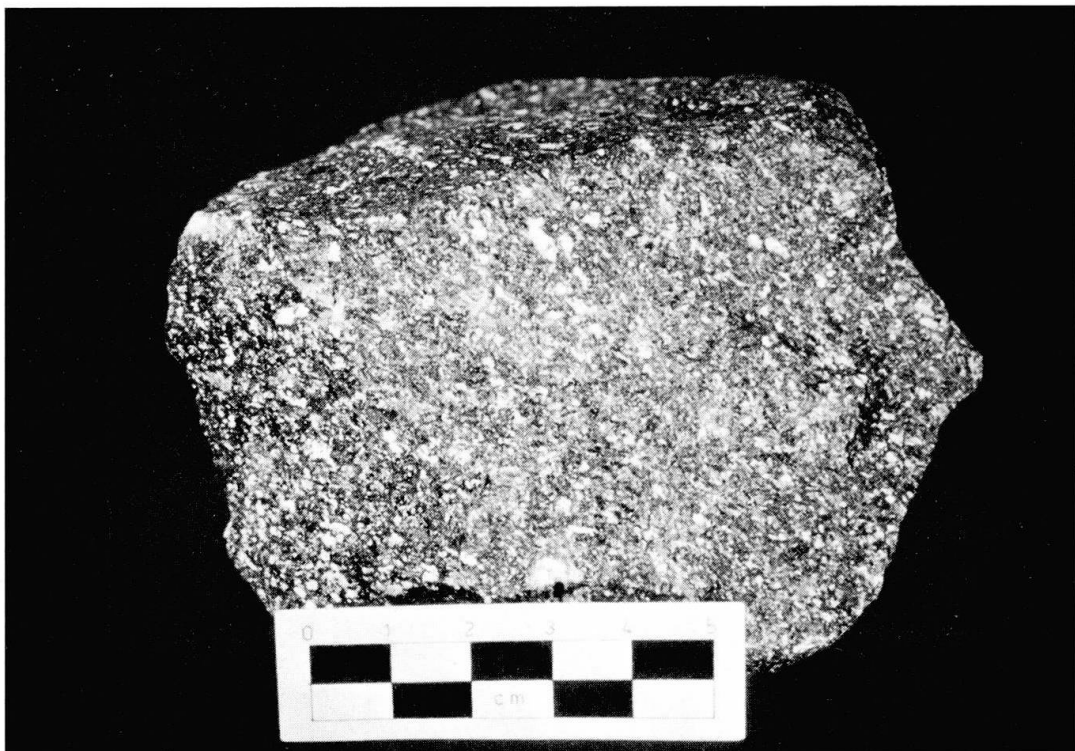


Fig. 7 Feinkörniger Hornblende-Gabbro (10.10/5).

gioklas-Kristalle Deformationserscheinungen aufweisen, dürfte es sich um ein Kristallisationsphänomen oder eine Fluidaltextur handeln.

Der Mineralbestand ist der gleiche wie in den pegmatoiden Hbl-Gabbros. Die leistenförmigen Kristalle (v. a. Hornblenditen) bestimmen die Struktur.

Die chemisch einphasige aktinolithische *Hornblende* zeigt keine Anwachs-ränder mehr.

Im Gegensatz dazu sind bei den *Plagioklasen* zwei Typen zu unterscheiden:

- a) teilweise leistenförmige, fleckige Exemplare (partiell reequilibriert) mit feinen Rissen und z. T. unscharfen Zwillingslamellen. Diese Leisten werden oft von einem Kranz von Hornblendekristallen umgeben, die sich parallel zu den Korngrenzen anlagern;
- b) kleine, meist isometrische Körner, die vollständig reequilibriert sind und Mosaikstrukturen mit den typischen 120-Grad-Winkeln zeigen.

Die Amphibole zeigen eine starke Formbeeinflussung durch die grossen leistenförmigen Plagioklase. Dies deutet darauf hin, dass diese Plagioklase wahrscheinlich gleichzeitig mit den Hornblenditen kristallisiert sind.

Biotit überwächst die Hornblende. Weiter treten *Titanit* (meist mit Erz oder Rutil im Kern) und in den alten Plagioklasen z. T. Saussurit und Serizit sowie in Zwickeln *Chlorit* auf.

Es handelt sich bei den feinkörnigen Gabbros wahrscheinlich um Produkte von Restschmelzen, die in den Randpartien zu den Umgebungsgesteinen sehr stark reequilibrierten.

STRUKTURELLE BEZIEHUNGEN IM FELD

Wie die sich widersprechenden Beobachtungen von GYR (1967), RIKLIN (1977), BUCHER (1977), WENK (1977) und GAUTSCHI (1980) vermuten lassen, sind die strukturellen Beziehungen zwischen den Gabbros bzw. Hornblenditen und dem Nebengestein aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse schwierig zu eruieren.

Hornblendite

Das Fehlen intrusiver Kontakte zum Nebengestein wie auch das Auftreten als kompakte Partien im Hornblende-Gabbro sprechen dafür, dass die Hornblendite als bereits auskristallisierter, verfestigter (Kumulat-?) Teil der gesamten Gabbrointrusion in ihre jetzige Stellung gelangten.

Bei Beanspruchung während/nach der Platznahme reagierten sie, soweit erkennbar, spröde. So lassen sich im Aufschluss bei Pkt. 1992 folgende Phasen unterscheiden:

1. Deformationsphase: Die Hornblendite werden zerbrochen (vollständig rigides Verhalten).

Eindringen einer ersten, hellgrauen Gangart. Es handelt sich um feinkörnige heterogene Bi-Hbl-Plag-Diorite. In diesen Gängen tritt partiell nadelige Hornblendesprossung auf.

2. Deformationsphase, während der eine zweite, aplitische Gangart das Gestein durchbricht. Diese aplitischen Gänge (wahrscheinlich korrelierbar mit den spätbergellischen Apliten) werden noch im plastischen Zustand durch Blockbewegungen der Hornblendite (und der darin eingeschlossenen ersten Gangart) deformiert.

Entstehung von Zerrklüften, wahrscheinlich durch Entlastung bedingt. Diese werden in einer späten Phase teilweise mit Quarz und Calcit gefüllt.

Oftmals bildet die zweite, aplitische Gangart die Grenze zwischen Hornblendit und Nebengestein; an einigen anderen Stellen kann ein Übergang von Hornblenditen zu Gabbros beobachtet werden (z.B. bei Pkt. 1992). Als Einschlüsse im Hornblendit wurden zwei Amphibolitschollen gefunden, wobei unklar ist, ob es sich um einen Intrusivkontakt handelt oder ob diese Xenolithe während der ersten Deformationsphase entlang von Störungen in ihre jetzige Lage gelangt sind. Es konnten keine Indizien für eine Entstehung der Hornblendite aus Fornoamphiboliten gefunden werden; so tritt Hornblendesprossung in plagioklasreichen Adern und Gängen sowohl in Hornblenditen wie in Amphiboliten auf. Die dabei entstehenden Hornblenditen zeigen stets nadeligen Habitus.

Die Beziehung Hornblendit-Tonalit ist durch einen Hornblenditxenolithen im Tonalit, ca. 50 m westlich Pkt. 1992, belegt. Damit ist eine Entstehung der Hornblendite als Folge einer metasomatischen Veränderung des Tonalits durch Restlösungen ausgeschlossen.

Gabbros

Die Gabbros scheinen bei ihrer Platznahme als eine Art Kristallbrei vorgelegen zu haben. So intrudierte der Gabbro unterhalb Pkt. 2840 (Fig. 2) Fornoamphibolit, wobei interessant ist, dass Gabbroapophysen im Amphibolit wesentlich hornblendeärmer sind als die Hauptmasse des Gabbros. Dies legt die Vermutung nahe, dass die Hornblendephänokristalle bereits auskristallisiert, und nur noch Restschmelzen (2. Plagioklasgeneration?) mobil genug waren, um in feinere Risse des Nebengesteins eindringen zu können. Im Gegensatz zu dieser klaren Beziehung verwischt eine bevorzugt im Grenzbereich Gabbro-Amphibolit auftretende aplitische Phase die Kontakte oftmals derart, dass eine scharfe Grenzziehung kaum mehr möglich ist.

Oberhalb des Pässchens Pkt. 2438 (Fig. 2) findet sich Lagenbau in den Gabbros. Es handelt sich um eine subhorizontale Wechsellagerung von Hbl-Gab-

bro mit pegmatitischen Hbl-Gabbros, die als Ganzes auf einem Hornblenditkörper aufliegen. Der Ursprung des Lagenbaus (magmatisches Layering oder Eindringen von Fluid entlang parallelen Bahnen) konnte noch nicht eruiert werden.

Etwa 100 m nordwestlich davon (Koord. 776160/130320) intrudierte Gabbro Karbonatgesteine der Suretta-Decke, wobei diese metasomatisch umgewandelt wurden. Neben den auch in anderen kontaktmetamorphen Marmoren auftretenden Minerale Olivin, Al-Spinell, Klinohumit, Chlorit, Anorthit, Epidot und Diopsid enthalten sie hier zusätzlich Fassait, Clintonit sowie verschiedene Ca-reiche Granate. In den Gabbros fand dabei durch die Mg/Ca-Zufuhr in kontaktnahen Zonen eine Neubildung von Diopsid auf Kosten von Plagioklas statt.

Auf gleicher Höhe, auf dem südwestlichen Nebengrat, wird ein kleines Gabbrovorkommen von einem Granodioritgang durchschlagen. Der Gabbro wird in Schollen zerbrochen. Dies bestätigt das vorgranodioritische Alter der Gabbros/Hornblendite und beweist, dass das gehäufte Auftreten von Aplitgängen (die nach dem Granodiorit intrudierten) am Kontakt Tonalit-Amphibolit einzig eine Folge der Schwächezone am Intrusionsrand ist.

Ob der gesamte Gabbrokörper als passive Schleppung im Verlauf der Tonalitintrusion (Balloning-Effekt; RAMSAY 1967) oder aktiv intrusiv in seine jetzige Stellung gelangte, kann nicht abschliessend beurteilt werden. Die kleine aufgeschlossene Menge dieser Gesteine und ihre Lage entlang des Tonalitrandes favorisieren die erste, die (spärlichen!) intrusiven Kontakte bezüglich Fornoamphibolit und Surettamarmor eher die zweite Möglichkeit.

GESTEINSCHEMIE

Um für Haupt- und Spurenelementanalysen repräsentative Werte zu erhalten, wurden 32 Proben von Hornblenditen und Gabbros sowie 48 Proben von Umgebungsgesteinen und Gängen mittels Röntgenfluoreszenzanalyse (Methode: NISBET, DIETRICH & ESENWEIN, 1979) an der EMPA Dübendorf mit einem Philips-Sequenzspektrometer gemessen. FeO wurde colorimetrisch, CO₂ durch coulometrische Titration bestimmt.

Als Vergleichsdaten wurden verwendet:

- Forno-Amphibolit	GAUTSCHI	(1980)
	KUBLI	(1983)
- Fedozer-Gabbro und Gabbronorit	GAUTSCHI	(1979)
- Serpentinite und Pyroxenite des Malenco-Ultramafitits	HONEGGER	(1977)
	PERETTI	(in prep.)

- Kumulate und Gabbros vom Mte Mattoni	SONDEREGGER	(1980)
- Tonalit	REUSSER	(in prep.)
- Andesitisch-basaltische Gänge	NIEVERGELT & DIETRICH	(1977)
	GAUTSCHI & MONTRASIO	(1978)

Beim Fedozer Gabbro handelt es sich um einen lokal stratiform ausgebildeten Metagabbrokomplex innerhalb des Margna-Alt-kristallins. Er zeigt einen tholeiitischen Differentiationstrend und wurde von der alpinen Regionalmetamorphose fast vollständig in flaserige Chlorit-Aktinolith-Klinozoisit-Albit-Schiefer und -Gneise umgewandelt. Als voralpine Mineralbestände wurden Plag-Cpx- bis Plag-Cpx-Opx-Ol-Paragenesen gefunden (GAUTSCHI, 1979).

Da die Analysen der Serpentinite und Pyroxenite des Malenco-UM drastisch von den mituntersuchten Gesteinen abweichen, wurden diese der besseren Übersichtlichkeit wegen nicht in die Darstellungen einbezogen. Die Ultramafite weisen gegenüber den anderen Gesteinen signifikant erhöhte MgO (> 20%), Cr₂O₃- (0,2–0,4%) und NiO-Gehalte (0,13–0,32%) auf; andererseits sind TiO₂, Al₂O₃ und v. a. Na₂O und K₂O (= 0) wesentlich tiefer. Auch die Spurenelemente zeigen keinerlei Ähnlichkeit zu den übrigen Gesteinen.

Die Tonalitdaten wie auch die Daten der andesitisch-basaltischen Gänge wurden ebenfalls nicht in die Darstellungen einbezogen, da die Chemismen der beiden Gesteinstypen keine eindeutige Aussage über mögliche Zusammenhänge zu den gabbroiden Gesteinen der Val Sissone erlauben. Die Interpretation der Entstehung des Tonalits und der Sissone-Gabbros aus einem gemeinsamen Stammagma ist mit der Haupt- und Spurenelementchemie verträglich. Es fehlen jedoch dioritische bis quarzdioritische Zwischenglieder, um eine vollständige Entwicklungsreihe dokumentieren zu können (siehe auch Kapitel Diskussion).

Hauptelemente

Na₂O / MgO (Fig. 8a):

Trotz möglicher Spilitisierungseffekte in den Furnoamphiboliten zeigt sich in dieser Darstellung bereits eine recht klare Separierung der Sissone-Gabbros von den Furnogesteinen. Die Datenpunkte der Amphibolite bilden einen steilen, der tholeiitischen Entwicklung vergleichbaren Trend. Die Definition der wesentlich flacheren Differentiationslinie der Sissone-Gabbros und deren Extrapolation nach tiefen MgO-Gehalten wird unterstützt durch die Daten der Mattoni-Gesteine des Adamellos, die ausserordentlich gut mit den Sissone-Daten korrelieren.

TiO₂ / P₂O₅ (Fig. 8b):

Eindeutig ist die Diskriminierung der Furnoamphibolite im Basaltfraktionierungsdiagramm nach HONEGGER et al. (1982). Erwartungsgemäss liegen sie

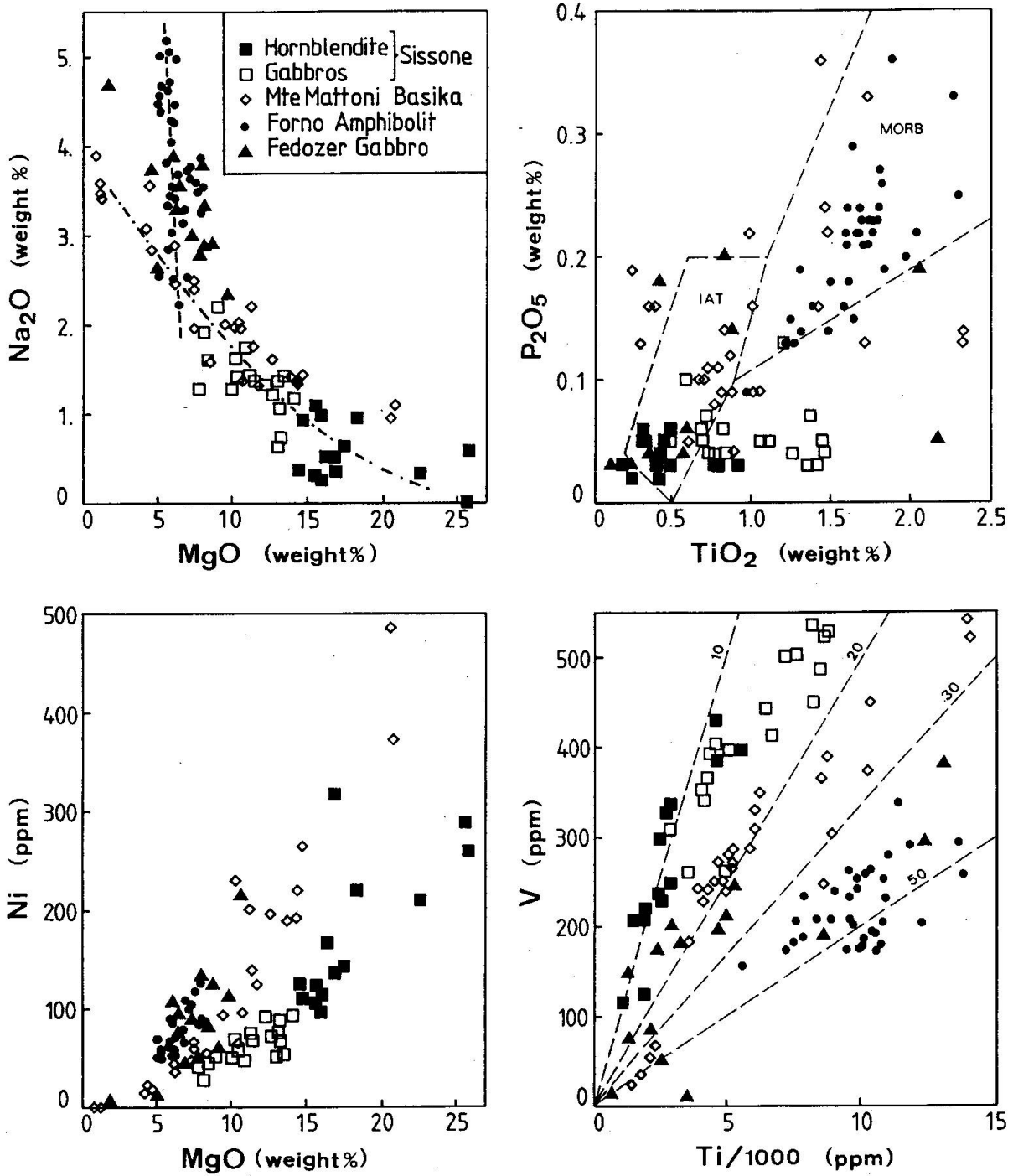


Fig. 8 Haupt- und Spurenelementdiagramme
 a) MgO-Na₂O
 b) TiO₂-P₂O₅ (nach HONEGGER et al., 1982)
 c) MgO-Ni
 d) Ti-V (nach SHERVAIS, 1982).

im Feld der *Morb*-Basalte (siehe auch RIKLIN, 1977; GAUTSCHI, 1980; KUBLI, 1983). Die Sissone-Gabbros hingegen streuen in diesem Diagramm ohne erkennbaren Trend, bzw. zeigen keine Abhängigkeit des P_2O_5 - vom TiO_2 -Gehalt.

Haupt- und Spurenelementanalysen zeigen, dass es sich bei den Hornblenditen und Gabbros der Val Sissone um frühe Glieder einer kalkalkalischen Differentiationsreihe handelt (siehe Tab. 1).

Erwartungsgemäss differieren die verschiedenen Basika des Bergell-Ostrandes in den meisten Hauptelementen nicht stark. Anhand ausgewählter Diagramme ist eine Diskriminierung jedoch möglich. So zeigen die Sissone-Gesteine wesentlich höhere MgO -Konzentrationen bei tiefen Na_2O - und K_2O -Gehalten verglichen mit den Fornoamphiboliten und den Fedozer Gabbros (vgl. Fig. 8a). Dies ist jedoch nicht mit der Hypothese einer Entstehung durch Amphibolitaufschmelzung vereinbar, da eine solche Partialschmelze saurer bzw. höher differenziert sein müsste als das Ausgangsgestein. Da auch die Entwicklungstrends der fraglichen Gesteine nicht oder nur schlecht korrelierbar sind (Fig. 8a) und überdies die Sissone-Gabbros im Falle des P_2O_5 -Gehalts weit neben den tholeiitischen Werten liegen (Fig. 8b), ist auch eine Interpretation der Sissone-Gesteine als basische Differentiate der Fornoamphibolite eher unwahrscheinlich.

Die ausserordentlich gute Übereinstimmung im Mineralgehalt und im Gefüge zwischen den Mattoni-Gesteinen und den Sissone-Gabbros wird bestätigt durch eine fast perfekte Übereinstimmung in den Hauptelementgehalten. Es lässt sich anhand der MgO -, Al_2O_3 - und TiO_2 -Daten ein gleicher Differenzierungsgrad bei analoger Differentiationsart nachweisen.

Spurenelemente

Neben erwarteten Resultaten zeigen die Sissone-Gesteine auch einige Überraschungen wie die ausserordentlich hohen Scandium- sowie die tiefen Gallium-Gehalte. Durchaus verwendbar zur Diskrimination bleibt ihre genetische Interpretation weitgehend spekulativ, da das Verhalten dieser Übergangselemente nur ungenügend bekannt ist.

Ni/MgO (Fig. 8c):

Dieses klassische Diagramm zeigt die Fraktionierung von Olivin in den Sissone-Gabbros mit zunehmender Differenzierung. Im Gegensatz dazu liegen die Punkte der Fornoamphibolite dicht gedrängt oberhalb der Differentiationslinie der Sissone-Gabbros. Dies deutet darauf hin, dass die Fornoamphibolite aus einem Ni -reicheren Ursprungsmagma entstanden sind.

V/Ti (Fig. 8d):

Im Diskriminationsdiagramm nach SHERVAIS (1982), wo zunehmende Differenzierung sich als Entwicklungslinie mit konstanter Steigung äussert, lassen

sich die Sissone-Gabbros klar von den übrigen mituntersuchten Gesteinen abtrennen. Die sehr gut definierten Entwicklungslinien zeigen eindeutig, dass es sich bei den Sissone-Gabbros weder um partiell aufgeschmolzene Amphibolite noch um basische Differentiate derselben handeln kann. So liegen die Sissone-Gesteine auf einer Linie mit dem Ti/V-Verhältnis von ca. 10–20, im Gegensatz dazu bewegen sich die Forno-Amphibolite um 50, ebenso die Fedozer Gabbro-norite. Die Fedozer Gabbros streuen stark; sie lassen sich jedoch in mancher Hinsicht problemlos von den Sissone-Gabbros absetzen, so dass nicht speziell darauf eingegangen wird (z. B. sehr tiefer TiO_2 - im Vergleich zum MgO -Gehalt).

Die Spurenelementanalysen (Tab. 1) bestätigen die bereits bei den Hauptelementen gezogenen Schlüsse. So zeigen die Sissone-Gesteine ausserordentlich tiefe Zr-Werte (kleiner 50 ppm) und belegen damit einen wesentlich tieferen Differentiationsgrad als die Fornoamphibolite und die Fedozer Gabbros. Unterstützt wird dies durch die relativ hohen Ni- und Cr-Gehalte der Sissone-Hornblendite. Dies beweist, dass es nicht möglich ist, die Hornblendite und Gabbros durch Aufschmelzung aus den Amphiboliten zu erhalten. Die sehr gut definierte Differentiationslinie der Sissone-Gesteine im V-Ti-Diagramm von SHERVAIS (1982) demonstriert klar die von den Fornoamphiboliten und Fedozer Gabbros gänzlich verschiedene Entwicklung. Damit fällt auch die Interpretation als basische Differentiate der Amphibolite ausser Betracht.

Die Korrelierbarkeit des Plagioklas-Gehalts mit den sehr tiefen Rb-, Sr- und Ba-Werten in den Hornblenditen spricht für eine kumulatartige Bildung dieser Gesteine. Dies bestätigt die aufgrund des Gefüges gemachte Vermutung.

Anhand der Spurendaten lässt sich vermuten, dass die Mattoni-Gesteine aus einem Ni- und Cr-reicheren Magma entstanden sind als die Sissone-Gabbros.

Thermometrie

Temperaturbestimmungen an koexistierenden Opx-Cpx-Paragenesen konnten in drei Schliften vorgenommen werden:

VS 2: Aufschluss Val Sissone, Koord. 778007 / 129860

GS 2: Aufschluss Grat-Südflanke oberhalb Pkt. 2438,
 Koord. 777320 / 130230

GS 101: dito

Verwendet wurden die Pyroxen-Thermometer von WOOD & BANNO (1973) und WELLS (1977). Druckeffekte wurden keine berücksichtigt, da bei Druckänderungen zwischen 1 bar und 30 kbar die Temperaturänderung nach WOOD & BANNO weniger als 50 Grad beträgt bzw. nach WELLS vernachlässigt werden kann, weil die analytischen Fehler grösser sind.

Tab. 1 Gesteinsanalysen: GS 101 Hornblendit
 R Hornblende-Gabbro
 VSE 4 Pegmatoider Hornblende-Gabbro
 VSE 5 Nadelgabbro
 10.10/5 Feinkörniger Hornblende-Gabbro

Fehler: bei 1000 ppm \pm 2- 3%
 100 ppm \pm 5-10%
 10 ppm \pm 10-20%

Probe Nr.	GS 101	R	VSE 4	VSE 5	10.10/5
Gew. % :					
SiO ₂	47.81	46.75	47.73	47.29	44.80
TiO ₂	0.50	1.12	1.38	1.11	1.21
Al ₂ O ₃	6.07	12.06	15.05	14.89	15.67
Fe ₂ O ₃	4.49	3.00	3.65	2.83	3.84
FeO	4.65	6.75	5.50	7.00	6.60
MnO	0.17	0.18	0.17	0.18	0.18
MgO	17.52	11.31	9.03	9.23	10.09
CaO	14.56	13.44	10.61	11.23	12.28
Na ₂ O	0.63	1.42	2.20	2.29	1.28
K ₂ O	0.23	0.62	1.34	0.81	0.87
P ₂ O ₅	0.06	0.05	0.07	0.15	0.13
H ₂ O+	1.06	1.48	1.56	1.50	1.38
CO ₂	0.57	0.70	0.25	0.21	0.13
TOTAL	98.32	98.88	98.54	98.72	98.46

ppm :

BA	37	59	122	94	90
RB	<4	12	86	31	33
SR	38	101	169	167	164
PB	<6	<6	<6	<6	<6
TH	<5	<5	<5	<5	<5
U	<1	<1	<1	<1	<1
NB	<3	<3	<3	<3	<3
LA	<15	<15	<15	<15	<15
CE	<10	<10	<10	18	29
ND	<10	<10	<10	16	18
Y	6	18	27	32	28
ZR	22	28	58	39	39
V	249	414	450	372	503
CR	1767	364	18	24	85
NI	142	75	52	32	51
CO	52	48	41	45	52
CU	<4	<4	<4	<4	6
ZN	43	108	83	82	76
GA	2	8	13	14	12
SC	94	78	77	76	93
S	<20	<20	<20	47	<20
TOTAL	2452	1313	1196	1089	1279

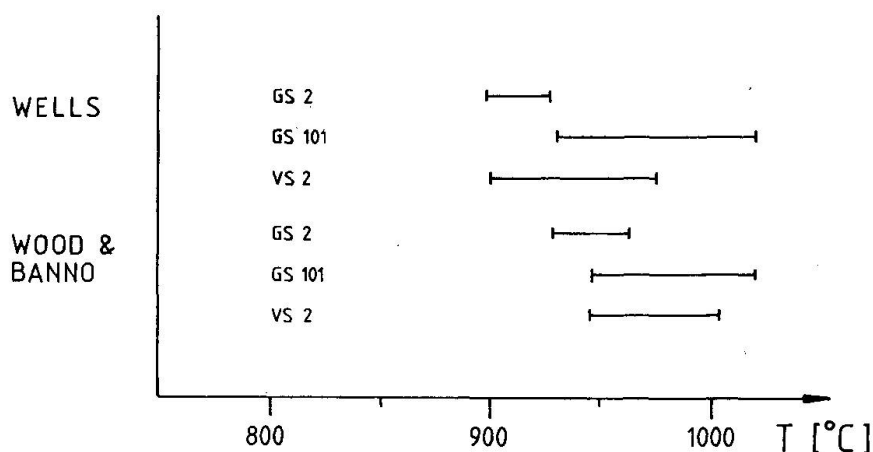


Fig. 9 Thermometrie an koexistierenden Cpx-Opx-Paragenesen in Hornblenditen.

Die in Fig. 9 dargestellten Daten zeigen, dass die Equilibrierungstemperatur der gemessenen Mineralpaare bei knapp 1000 Grad Celsius gelegen hat. Diese Temperatur liegt klar ausserhalb der möglichen Temperaturen der Kontaktmetamorphose des Tonalits, die im Bereich von max. 550–600 Grad Celsius liegen dürfte, wie auch der Tonalitintrusion selbst, die 850 Grad kaum überschritten hat (vgl. RIKLIN 1983).

DISKUSSION

Bei den basischen bis ultrabasischen Hornblenditen und Gabbros in der Grenzzone zwischen Tonalit und Fornoamphibolit in der oberen Val Sissone handelt es sich um basische Differentiate eines kalkalkalischen Stammagmas. Sie stellen eine unabhängige Einheit dar, die wahrscheinlich im Verlauf der Tonalit-Intrusion als rigide Blöcke bzw. Kristallbrei in die jetzige Lage gelangte.

Es lässt sich anhand von strukturellen und geochemischen Evidenzen zeigen, dass diese Gesteine weder durch eine randliche metasomatische Veränderung des Tonalits (GYR, 1967) noch durch partielle Aufschmelzung der Fornoamphibolite (WENK et al.; WENK, 1982) entstanden sein können. Da die Sissone-Gabbros nicht auf die typischen tholeiitischen Fraktionierungstrends zu liegen kommen und eine für die Tholeiit-Serie atypische Mineralogie aufweisen, ist auch die Interpretation als frühes Differentiationsglied der Fornoamphibolite unwahrscheinlich. Die Möglichkeit der Bildung durch eine metasomatische Veränderung des Amphibolits (BUCHER, 1977) scheidet sowohl an der Mineralogie als auch an den Spurenelementgehalten der Sissone-Gabbros. Aufgrund der Gesamtgesteinsanalysen können überdies sowohl Fedozzer Gabbro und Gabbronorit als auch Malenco-Ultramafitit als Ursprungsgestein ausgeschlossen werden. Bestätigt werden diese Ergebnisse durch Mineralogie- und Thermometriedaten, die klar auf einen magmatischen Ursprung hinweisen.

Die andesitisch-basaltischen Gänge stellen ein postregionalmetamorphes/präintrusives Ereignis dar (NIEVERGELT & DIETRICH, 1977; GAUTSCHI, 1980). Unpublizierte K-Ar-Datierungen an Hornblenden ergeben Alterswerte von 40–45 my (pers. Mitt. A. Deutsch und P. Nievergelt). Eine mögliche Verbindung zu den Bergeller Intrusiva und im speziellen zu den gabbroiden Gesteinen der Val Sissone lässt sich jedoch anhand der verfügbaren Daten nicht belegen.

Im Vergleich der Sissone-Gesteine mit den Basika des Südadamello (ULMER et al., 1985) zeigen sich verblüffende Analogien. Es lassen sich weder in Gefüge und Mineralogie noch in der Totalgesteins- bzw. Mineralchemie grössere Differenzen finden. Einzelne Gesteine des Mte Mattoni (SONDEREGGER, 1980) sind praktisch nicht von ihren Sissone-Äquivalenten unterscheidbar. Etwas verschieden sind hingegen die Gesteine des Cne di Blumone (ULMER, 1982), deren Differenzierung bei einer kleineren H₂O-Aktivität als im Falle der Mte Mattoni-Gabbros ablief, so dass Amphibol erst nach Plagioklas gebildet wurde. Diese Olivin-gabbros des Cne di Blumone sind auch makroskopisch durch die markanten idiomorphen Plagioklase von den Sissone-Gabbros unterscheidbar.

Die Frage, ob es sich bei den Sissone-Gesteinen in Analogie zu den Verhältnissen im Südadamello (Mte Mattoni, Cne di Blumone) um eine basische Fraktion des Ausgangsmagmas der Tonalitintrusion handelt, kann jedoch im jetzigen Zeitpunkt noch nicht schlüssig beantwortet werden. Für einen solchen Zusammenhang sprechen neben dem kalkalkalischen Trend auch die Cpx-Opx-Temperaturen, die Lage am Intrusionsrand sowie vor allem die erstaunliche mineralogische, strukturelle und chemische Ähnlichkeit mit den Basika des Südadamello. Probleme ergeben sich jedoch vor allem durch das geringe aufgeschlossene Volumen der Sissone-Gesteine und ihre z. T. unklaren Kontaktverhältnisse.

Verdankungen

Für wertvolle Anregungen und Diskussionen danke ich V. Trommsdorff, P. Ulmer, E. Reusser, A. Montrasio, V. Dietrich und P. Nievergelt. Im analytischen Bereich unterstützten mich J. Sommerauer, P. Ulmer und V. Dietrich. Die konstruktive Durchsicht des Manuskripts besorgten P. Nievergelt und V. Trommsdorff.

Diese Arbeit wurde vom Schweizerischen Nationalfonds (Proj. Nr. 2.730-0.85) unterstützt.

Anhang

Verwendete Abkürzungen:

An	Anorthit	Ol	Olivin
Bi	Biotit	Opx	Orthopyroxen
Cc	Calcit	Plag	Plagioklas
Chl	Chlorit	Serp	Serpentin
Cpx	Klinopyroxen	Tit	Titanit
Hbl	Hornblende		

Literatur

SMPM = Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.

- BOWEN, N. L. (1928): The evolution of igneous rocks. Dover Public., New York.
- BUCHER-NURMINEN, K. (1977a): Hochmetamorphe Dolomitmarmore und zonierte metasomatische Adern im oberen Val Sissone (Norditalien). Diss. ETH Zürich Nr. 5910.
- BUCHER-NURMINEN, K. (1977b): Die Beziehung zwischen Deformation, Metamorphose und Magmatismus im Gebiet der Bergeller Alpen. SMPM 57, 413-434.
- CORNELIUS, H. P. (1915): Geologische Beobachtungen in den italienischen Teilen des Albigna-Disgraziamassivs, Geol. Rdsch. 6, 166-177.
- DEUTSCH, A., STEIGER, R. H. (1985): Hornblende K-Ar ages and the climax of Tertiary metamorphism in the Lepontine Alps (south-central Switzerland): an old problem reassessed. Earth Planet. Sci. Lett., 72, 175-189.
- DIETHELM, K. H. (1984): Geologie und Petrographie des Bergell-Ostrandes II. Diplomarbeit ETH Zürich.
- FERRARIO, A., MONTRASIO, A. (1976): Manganese ore deposit of Monte del Forno. Its stratigraphic and structural implications. SMPM 56, 377-386.
- GANSSEER, A., GYR, T. (1964): Über Xenolithschwärme aus dem Bergeller Massiv und Probleme der Intrusion. Eclogae geol. Helv. 57, 577-598.
- GAUTSCHI, A. (1979): Geologie und Petrographie des Fedozer Gabbros. SMPM 59, 422-427.
- GAUTSCHI, A. (1980): Metamorphose und Geochemie der basischen Gesteine des Bergeller Ostrandes. Diss. ETH Zürich Nr. 6672.
- GAUTSCHI, A., MONTRASIO, A. (1978): Die andesitisch-basaltischen Gänge des Bergeller Ostrandes und ihre Beziehung zur Regional- und Kontaktmetamorphose. SMPM 58, 329-344.
- GIERE, R. (1984): Geologie und Petrographie des Bergell-Ostrandes I. Diplomarbeit ETH Zürich.
- GRÜNENFELDER, M., STERN, T. W. (1960): Das Zirkon-Alter des Bergeller Massivs. SMPM 40, 253-259.
- GULSON, B. L., KROGH, T. E. (1973): Old lead components in the young Bergell massif, southeast Swiss-Alps. Contr. Mineral. Petrol. 40, 239-252.
- GYR, T. (1967): Geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrand des Bergeller Massivs. Diss. ETH Zürich.
- HONEGGER, K. (1977): Der Malencoserpentinit und seine Rahmengesteine östlich der Kette Pizzo Cassandra-Pizzo Rachele. Diplomarbeit ETH Zürich.
- HONEGGER, K., DIETRICH, V., FRANK, W., GANSSEER, A., THÖNI, M., TROMMSDORFF, V. (1982): Magmatism and metamorphism in the Ladakh-Himalayas. Earth Planet. Sci. Lett., 60, 253-292.
- KUBLI, TH. (1983): Geologie und Petrographie der Fornoserie im unteren Val Forno. Diplomarbeit ETH Zürich.
- LEAK, B. E. (1978): Nomenclature of Amphiboles. Americ. Mineral. 63, 1023-1052. Alpi Retiche). Atti Accad. naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis. mat. 54, 114-123.
- NIEVERGELT, P., DIETRICH, V. (1977): Die andesitisch-basaltischen Gänge des Piz Lizun (Bergell). SMPM 57, 267-280.
- NISBET, E. G., DIETRICH, V., ESENWEIN, A. (1979): Routine trace element determination in silicate minerals and rocks by X-ray fluorescence. Fortschr. Miner. 57, 264-279.
- PERETTI, A. (1983): Geologie und Petrographie der Fornoserie Piz dei Rossi. Diplomarbeit ETH Zürich.
- PERETTI, A. (1985): Der Monte-del-Forno-Komplex am Bergell-Ostrand: Seine Lithostratigraphie, alpine Tektonik und Metamorphose. Eclogae geol. Helv. 78, 23-48.
- PERETTI, A. (in prep.): Erzgenese im Malenco-Ultramafitit.

- RAMSAY, J. G. (1967): *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York.
- REUSSER, E. (in prep.): *Der Bergeller Tonalit*.
- RIKLIN, K. (1977): *Geologisch-petrographische Untersuchungen am Bergell-Ostrand nördlich Val Sissone*. Diplomarbeit ETH Zürich.
- RIKLIN, K. (1983): *Kontaktmetamorphose permischer Sandsteine im Adamello-Massiv (Nord-Italien)*. Diss. ETH Zürich.
- SHERVAIS, J. W. (1982): *Ti-V Plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas*. *Earth Planet. Sci. Lett.* 59, 101–118.
- SONDEREGGER, U. (1980): *Geologie und Petrographie des südlichen Adamello: IV. Monte Matoni*. Diplomarbeit ETH Zürich.
- STAUB, R. (1918): *Geologische Beobachtungen am Bergeller Massiv*. *Vjschr. Natf. Ges. Zürich* 63, 1–18.
- STAUB, R. (1921): *Geologische Karte der Val Bregaglia (Bergell)*. Schweiz. Geol. Komm., Spezialkarte Blatt 90.
- STAUB, R. (1946): *Geologische Karte der Bernina-Gruppe*. Schweiz. Geol. Komm., Spezialkarte Blatt 118.
- STRECKEISEN, A. (1976): *To each plutonic rock its proper name*. *Earth-Sci. Rev.* 12, 1–33.
- TROMMSDORFF, V., NIVERGELT, P. (1983): *The Bregaglia (Bergell) – Iorio Intrusive and its field relations*. *Mem. Soc. Geol. Ital.* (in press).
- ULMER, P. (1982): *Geologie und Petrographie des südlichen Adamello. VI Caffaro*. Diplomarbeit ETH Zürich.
- ULMER, P., CALEGARI, E., SONDEREGGER, U. (1983): *Genesis of mafic rocks in the southern Adamello (Italy)*. *Mem. Soc. Geol. Ital.* 26, 26–78.
- WELLS, P. R. A. (1977): *Pyroxene thermometry in simple and complex systems*. *Contrib. Mineral. Petrol.* 62, 129–139.
- WENK, H. R. (1973): *The structure of the Bergell Alps*. *Eclogae geol. Helv.* 66, 255–291.
- WENK, H. R. (1982): *A geological history of the Bergell granit and related rocks*. In: *Transformists petrology Theophrastus publications*, Athen 1982.
- WENK, H. R., HSIAO, J., FLOWERS, G., WEIBEL, M., AYRANCI, B., FÉJER, Z. (1977): *A geochemical survey of granitic rocks of the Bergell Alps*. *SMPM* 57, 233–265.
- WENK, H. R., CORNELIUS, S. B. (1977): *Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25000, Blatt 70, Sciora*, Schweiz. Geol. Komm.
- WIEDENBECK et al. (1985): *Isotopic ages across the Insubric Line in Valtellina, Italy*. *Terra cognita* 5, 207.
- WOOD, B. J., BANNO, S. (1973): *Garnet-orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems*. *Contrib. Mineral. Petrol.* 42, 109–124.

Manuskript eingegangen am 9. Dezember 1985.