

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

**Band:** 64 (1984)

**Heft:** 1-2

**Artikel:** Intrusiva und Extrusiva der Bernina-Decke zwischen Morteratsch und  
Berninapass (Graubünden)

**Autor:** Rageth, Riet

**DOI:** <https://doi.org/10.5169/seals-49536>

### **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

### **Conditions d'utilisation**

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

### **Terms of use**

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

**Download PDF:** 18.03.2025

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

## **Intrusiva und Extrusiva der Bernina-Decke zwischen Morteratsch und Berninapass (Graubünden)**

von *Riet Rageth*\*

### **Abstract**

The area between Morteratsch and the Bernina Pass (Graubünden), a part of the Lower Austroalpine Bernina Nappe, comprises various igneous rock types. These include intrusive diorites, granodiorites, alkali-feldspar granites and quartz-syenites, as well as alkali-feldspar rhyolite extrusives, all of which occur discordantly within crystalline basement rocks.

The intrusive rocks are Upper Carboniferous in age ( $305 \pm 10$  my). Granodiorites and alkali-feldspar granites form large plutons, whereas diorites and quartz-syenites are present in only small occurrences. Thin beds of the alkali-feldspar rhyolite ("Diavolezza quartz-porphyry") overlie both the intrusive and the basement rocks.

All of these rock types show a greenschist facies metamorphic overprint of Alpine age, characterized by stilpnomelane, albite, sericite, actinolite and chlorite. Alpine age biotite does not occur. The growth of these minerals took place syn- to post-kinematically, with the igneous minerals being concomitantly deformed and altered.

The igneous rocks may be divided into two independent calc-alkaline differentiation series according to their chemical composition: an older diorite-granodiorite-series and a younger quartz-syenite-alkali-feldspar granite trend. The alkali-feldspar rhyolites may be considered as a highly silicic differentiate of the granite. Such time-dependent differentiation trends established from rock chemistry are consistent with observable field relations.

*Keywords:* geochemistry of granitic intrusions, calc-alkalic composition differentiation, Eastern Swiss Alps, Bernina Nappe

### **Zusammenfassung**

Das Gebiet zwischen Morteratsch und Berninapass (Graubünden), Teil der unterostalpinen Bernina-Decke, wird durch eine Vielfalt magmatischer Gesteine aufgebaut. Dabei handelt es sich um Intrusiva (Diorite, Granodiorite, Alkalifeldspat-Granite, Quarzsyenite) und Extrusiva (Alkalifeldspat-Rhyolithe), welche diskordant in einer Altkristallin-Hülle stecken.

---

\* Institut für Mineralogie und Petrographie, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich  
zurzeit: Geologisches Institut, Ingenieurgeologie ETH-Hönggerberg, CH-8093 Zürich

Die Intrusiva haben obercarbonisches Kristallisationsalter ( $305 \pm 10$  my). Granodiorite und Alkalifeldspat-Granite bilden mächtige Plutone, Diorite und Quarzsyenite treten nur in kleinen Vorkommen auf. Die Alkalifeldspat-Rhyolithe («Quarzporphyre der Diavolezza») liegen als geringmächtige Decklage diskordant den intrusiven und altkristallinen Gesteinen auf.

Alle Gesteine zeigen die Auswirkungen einer alpinen Regionalmetamorphose der unteren bis mittleren Grünschieferfazies mit typischen Mineralneubildungen: Stilpnomelan, Albit, Serizit, Aktinolith, Chlorit. Alpiner Biotit tritt nicht auf. Das Wachstum der metamorphen Minerale begann synkinematisch und überdauerte die Bewegungen. Der magmatische Mineralbestand wurde deformiert und teilweise umgewandelt.

Chemisch können die magmatischen Gesteine in zwei voneinander unabhängige kalkalkalische Differentiationsreihen eingeordnet werden: in eine ältere Diorit-Granodiorit-Reihe und in eine jüngere Quarzsyenit-Alkalifeldspat-Granit-Reihe. Die Alkalifeldspat-Rhyolithe sind als hochsaure Restdifferentiate der Alkalifeldspat-Granite zu deuten. Die chemischen Resultate lassen sich auf die Lagerungsverhältnisse im Feld übertragen.

## EINLEITUNG

Die letzte geologische Bearbeitung des vorliegenden Gebietes geht auf RUDOLF STAUB zurück. 1916 veröffentlichte er seine Arbeit «Tektonische Studien im östlichen Berninagebirge», 1946 die «Berninakarte», welche leider ohne Erläuterungen geblieben ist. Im Rahmen einer Diplomarbeit (RAGETH, 1982) am Institut für Kristallographie und Petrographie der ETH Zürich wurde das Gebiet zwischen Morteratsch und Berninapass nach petrographischen Gesichtspunkten neu kartiert und untersucht. Da seit NIGGLI, DE QUERVAIN & WINTERHALTER (1930) keine systematische chemische Bearbeitung ausgeführt wurde, erfolgte mit der Röntgenfluoreszenz-Methode an altkristallinen, intrusiven und extrusiven Gesteinen die Bestimmung der Haupt- und Spurenelement-Spektren. Ziel dieser Untersuchungen war die chemische Diskriminierung der verschiedenen Gesteinstypen und eine Antwort auf die Frage des genetischen Zusammenhanges Intrusiva-Extrusiva.

## Geologische Übersicht

Das zentrale und östliche Berninagebirge wird von prämesozoischen bis mesozoischen, vorwiegend kristallinen, untergeordnet sedimentären Gesteinen des unterostalpinen Deckenstapels aufgebaut. Die einzelnen tektonischen Elemente fallen gegen E bis NE ein.

Das Gebiet zwischen Morteratsch und Berninapass liegt vollständig innerhalb der unterostalpinen Bernina-Decke.

In seinem südöstlichen Teil trennt als südliche Fortsetzung der Alv-Synklinale (SCHÜPBACH, 1970) ein schmaler Sedimentzug von der Bernina-Decke im engeren Sinn eine höher liegende Digitation, den altkristallinen Stretta-Lappen ab. Dieser Sedimentzug lässt sich in einen liegenden und einen hangenden

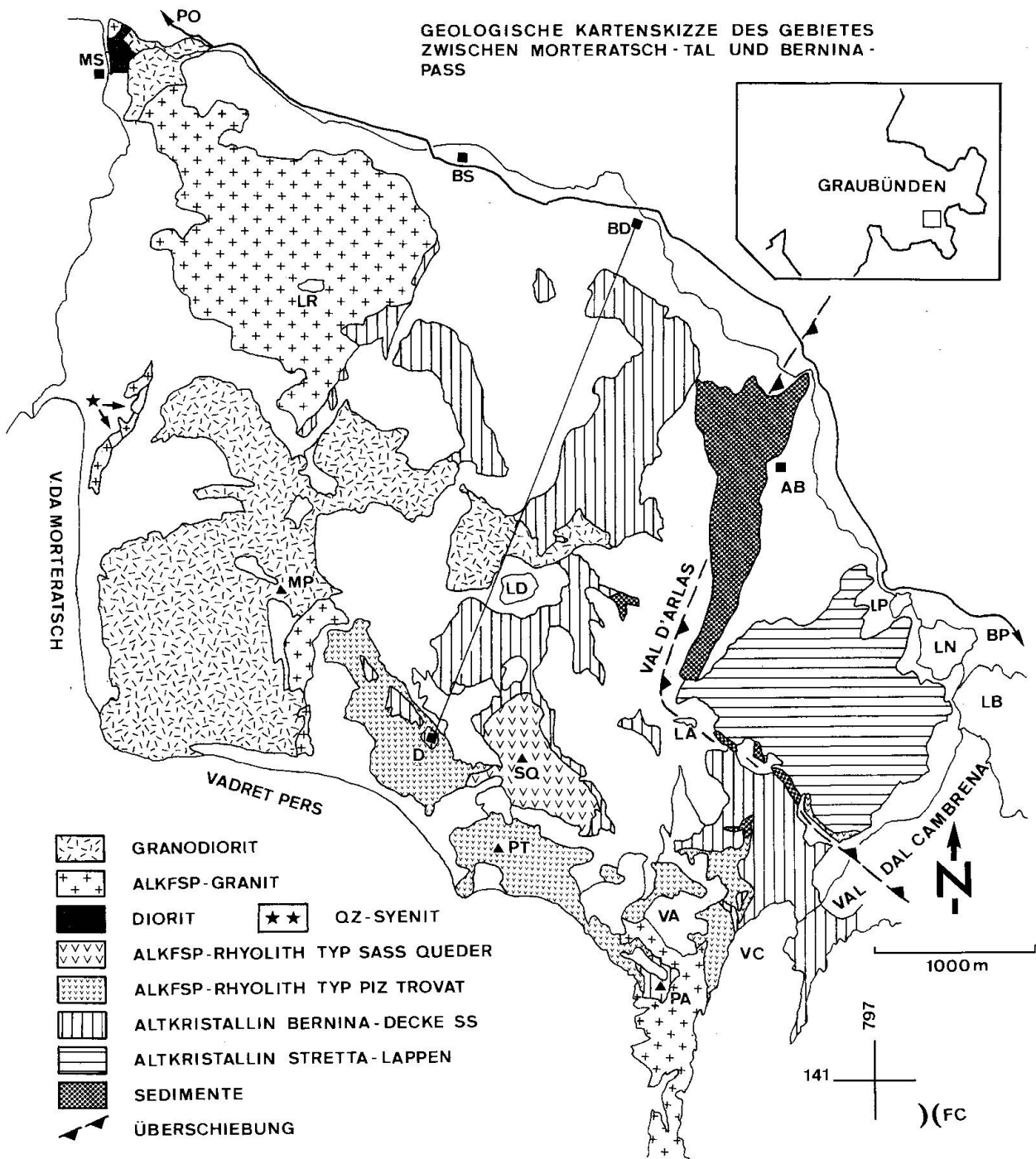


Fig. 1 Geologische Kartenskizze des Gebietes zwischen Morteratsch-Tal und Berninapass. Nach eigenen Aufnahmen 1980 und 1981.

AB: Alp da Buond Sur, BD: Bernina Diavolezza, BS: Bernina Suot, BP: Berninapass, D: Diavolezza, LA: Lej d'Arilas, LB: Lago Bianco, LD: Lej da Diavolezza, LN: Lej Nair, LP: Lej Pitschen, LR: Lej Pers, MP: Munt Pers, MS: Morteratsch Station, PA: Piz d'Arilas, PO: Pontresina, PT: Piz Trovat, SQ: Sass Queder, VA: Vadret d'Arilas, VC: Vadret dal Cambrena, FC: Forcula dal Caral



Schenkel gliedern. Der normal liegende untere Schenkel besteht westlich der Berninapass-Strasse nur aus oberer Trias (Hauptdolomit) und Lias (Alv-Brekzie). Den hangenden Schenkel bilden in inverser stratigraphischer Folge obercarnische Dolomite, Raiblerschichten, Arlberg-Dolomite und Rauhwacken der unteren Trias und schliesslich wenig nördlich des Lei d'Arlas aufgeschlossene Sandsteine und Konglomerate der Perm-Trias-Grenze. Im oberen Val d'Arlas besteht die Fortsetzung des Sedimentzuges nur noch aus vereinzelt Schmitzen im Altkristallin. Weiter lassen sich Sedimentrelikte über den Piz-d'Arlas-NE-Grat ins Val dal Cambrena und zur Forcula dal Caral (STAUB, 1916) verfolgen.

Die Hauptmasse der Bernina-Decke besteht aus einer Vielfalt obercarbonischer Intrusiva. Zwischen Morteratsch und dem Berninapass sind vier Haupt-Gesteinstypen verbreitet. Das grösste Volumen nehmen Granodiorite, die den zentralen Teil des Munt Pers aufbauen, und Alkalifeldspat-Granite ein. Aus ihnen besteht der nördliche Ausläufer des Munt Pers bis hinunter nach Morteratsch sowie der südliche Teil des Piz d'Arlas. Im weiteren sind an wenigen Aufschlüssen Quarzsyenite und Diorite zu beobachten. Extrusive Gesteine treten im untersuchten Gebiet gegenüber den intrusiven mengenmässig stark zurück. Sie liegen im zentralen Teil des untersuchten Gebietes als geringmächtige Decklage den intrusiven und altkristallinen Gesteinen auf (Fig. 1). Als «Quarzporphyre der Diavolezza» (STAUB, 1916, 1946) bauen sie den Sass Queder und den Piz Trovat auf und senden zahlreiche Gänge vor allem ins umliegende Altkristallin. Ähnliche Gesteine sind von STAUB (1916, 1946) in der oberostalpinen Languard-Decke sowie nördlich der Engadiner Linie im Oberhalbstein und im Oberengadin als «Neirporphyroid» und als «violette Sprenkelschiefer» beschrieben worden (CORNELIUS, 1935, 1950; MERCOLLI, 1982).

Alle Gesteine zeigen mehr oder weniger deutlich die Auswirkungen einer alpinen Regionalmetamorphose der unteren bis mittleren Grünschieferfazies.

Östlich der Linie Bernina Suot-Piz d'Arlas stossen die Intrusiva entlang eines Intrusivkontaktes an ein Gebiet gneisiger und schiefriger Gesteine, die STAUB (1916 und 1946) als altkristallines Grundgebirge bezeichnet hat. Es handelt sich um Augengneise, Glimmergneise, Quarz-Glimmerschiefer und -phylite. Als Ursprungsmaterial kommen aufgrund petrographischer und chemischer Ergebnisse Arkosen und Sandsteine in Frage (STAUB, 1916; RAGETH, 1982).

Basische Gänge durchschlagen an zahlreichen Orten die kristallinen Gesteine. Besonders häufig sind sie diskordant zur voralpinen Schieferung im Altkristallin zu beobachten, weniger zahlreich im Granodiorit, Alkalifeldspat-Granit und -Rhyolith. Chemisch zeigen die basischen Gänge weder mit den Intrusiva noch mit den Extrusiva Verwandtschaftsbeziehungen. Sie dürften damit Produkte einer eigenen, jüngeren magmatischen Tätigkeit sein.

Im Val d'Arlas tritt basisches vulkanisches Material stratigraphisch in den

Sedimenten der mittleren Trias auf. Chemisch unterscheiden sich diese Gesteine aber deutlich von den erwähnten basischen Gängen.

### **Petrographie**

Die intrusiven und extrusiven Gesteine werden nach magmatischen Kriterien klassifiziert, obwohl ihr magmatischer Mineralbestand durch die alpine Metamorphose schwach deformiert und teilweise umgewandelt wurde.

## **INTRUSIVA**

### **Hornblende-Granodiorit**

Makroskopisch lassen sich die Granodiorite an ihrer intensiven stahlblau-grauen Farbe leicht erkennen. Diese wird durch zahllose Flüssigkeitseinschlüsse im Quarz und durch Entmischungsercheinungen im Plagioklas verursacht. Mikroskopisch liegt ein schwach deformiertes, grob- und gleichkörniges magmatisches Gefüge vor, das von alpin-metamorphen Mineralneubildungen teilweise überwachsen wird. Zum magmatischen Mineralbestand gehören bis 1 cm grosse Plagioklase (Oligoklase), die von einer starken Serizitisierung und teilweisen Saussuritisierung ergriffen wurden. Ein dichter, grau-schwarzer Filz von Zersetzungsprodukten (Serizit, Epidot, Albit) zeichnet die alten Korngrenzen nach. Dagegen sind die magmatischen Alkalifeldspäte (Mikrokline, Orthoklase) meist unzersetzt erhalten geblieben, haben sich aber perthitisch entmischt. Zum primären Mineralbestand zählen auch Biotite, an denen sich als Folge von Titanausscheidungen häufig eine Bleichung und das Auftreten einer Sagenitgitterung beobachten lässt, sowie tschermakitische Hornblenden, die nur noch aus einem Mosaik zerrissener und zerfranter Körner bestehen. An einzelnen grösseren Individuen ist eine magmatische Zonierung mit dunkelbraunem Kern und braungrünem Rand zu erkennen. Als magmatische Akzessorien sind Zirkon und Epidot zu erwähnen, letztere typisch mit an Orthit reichen dunklen Kernen. Unter den alpin-metamorphen Mineralneubildungen sind besonders Stilpnomelan und Aktinolith typisch. Aktinolith bildet hellgrüne büschelige Anwachsrande an magmatischer Hornblende, Stilpnomelan wächst als stark pleochroitische, strahlig-büschelige Aggregate vorwiegend entlang den Korngrenzen von Biotit und Hornblende. Albit bildet klare Anwachsrande an zersetzte Plagioklase; rekristallisierter Quarz tritt bevorzugt in Mörtelzonen auf.

### **Biotit-Hornblende-Alkalifeldspat-Granit**

Im Handstück lassen sich zwei farblich verschiedene Typen erkennen. Einerseits tritt eine rotweiss gesprenkelte Ausbildung auf, wobei das Rot von einem intensiven Violett-Rot bis zu einem blassen Rosa alle Zwischenstufen haben kann, andererseits eine leuchtend weisse Ausbildung. Bei beiden Typen sind dunkler Biotit und Hornblende makroskopisch erkennbar. Zwischen der roten und weissen Ausbildung besteht ein allmählicher Übergang; es scheint, dass im untersuchten Gebiet der rote, gesprenkelte Typ mengenmässig viel stärker vertreten ist. Die weisse Ausbildung ist beschränkt auf den Nordrand des Alkalifeldspat-Granit-Körpers.

Wie beim Granodiorit zeigt sich im Mikroskop ein schwach deformiertes magmatisches Gefüge, das von alpinen, metamorphen Mineralneubildungen teilweise überwachsen wird. Gegenüber den hellen Gemengteilen treten Biotit und Hornblende mengenmässig stark zurück. Die magmatische

Hornblende der Tschermakit-Reihe ist unter Erzausscheidung meist vollständig zu Stilpnomelan umgewandelt worden. Sehr häufig tritt Stilpnomelan auch als metamorphes Mineral in magmatischen Alkalifeldspatrelikten auf. Typisch ist dabei ein orientiertes Einwachsen von Stilpnomelan als Nadeln und Büschel in Mikrorissen oder entlang Korngrenzen von Unterkörnern. Stilpnomelan zeigt sich einerseits undeformiert, andererseits lassen sich in Mikro-Scherzonen im Alkalifeldspat synkinematisch gewachsene Leisten und Nadeln beobachten. Das bevorzugte Auftreten von Stilpnomelan mit Biotit, Hornblende und Alkalifeldspat lässt sich damit erklären, dass für ein Stilpnomelan-Wachstum Eisen und Kalium ausreichend vorhanden sein müssen. Kalium liefert der Alkalifeldspat, Eisen stammt aus den dunklen Gemengteilen.

### Diorit

Die westlich des Morteratschtales mit grosser Häufigkeit auftretenden Diorite, so am Piz Tschierva oder am Piz Rosatsch, sind im untersuchten Gebiet auf wenige Aufschlüsse beschränkt. An diesen Lokalitäten erkennt man, dass die Diorite an- und aufgeschmolzene Schollen im Granodiorit darstellen. Der grösste Diorit-Körper (100 × 300 m) befindet sich bei der Station Morteratsch.

Bei den Dioriten handelt es sich um feinkörnige, grüngrau und weiss gesprenkelte Gesteine. Typisch sind die makroskopisch gut erkennbaren milchig weissen Plagioklas-Leisten.

Mikroskopisch zeigt sich ein schwach deformiertes, sperriges magmatisches Gefüge aus Plagioklasleisten, die von idiomorphen Hornblenden teilweise randlich eingeschlossen werden. Einen ursprünglichen Chemismus oder eine magmatische Zonierung lassen die Plagioklase nicht mehr erkennen. Sie sind durch eine starke Serizitisierung und Saussuritisierung vollständig umgewandelt worden.

Ebenso sind die magmatischen Hornblenden stark zersetzt. Unter den alpinen, metamorphen Mineralneubildungen treten mengenmässig Albit als klare Anwachsrande an den zersetzten Plagioklasen und Aktinolith als büschelige Aggregate entlang den Korngrenzen der magmatischen Hornblenden hervor.

### Hornblende führender Quarzsyenit

Die Quarzsyenite treten innerhalb des Untersuchungsgebietes nur in einem Aufschluss auf. Dieses Vorkommen befindet sich in den Alkalifeldspat-Graniten am Munt-Pers-NW-Abhang (792250/144890).

Die Quarzsyenite sind im Mineralbestand petrographisch den Alkalifeldspat-Graniten ähnlich. Makroskopisch lassen sich neben rosafarbenen Alkalifeldspäten blassgrüne Plagioklase und vereinzelt wasserklare Quarze erkennen. Mikroskopisch sind besonders grosse Alkalifeldspäte typisch, die bevorzugt perthitisch entmischt vorliegen. Häufig tritt dabei Schachbrettalbit auf.

### EXTRUSIVA

Zwischen dem Piz d'Arlas im Süden und dem Munt Pers im Norden lässt sich eine dem Altkristallin diskordant aufliegende Decklage extrusiver Gesteine beobachten. Es sind dies die von Staub (1916) beschriebenen «Quarzporphyre der Diavolezza». Aufgrund des normativen Mineralbestandes bezeichne ich diese Gesteine als Alkalifeldspat-Rhyolithe und unterscheide anhand der ver-

schiedenen farblichen und textuellen Ausbildung einen Piz-Trovat- und einen Sass-Queder-Typ. Beide Varietäten haben ihre Hauptverbreitung an den namengebenden Lokalitäten.

Die mikroskopische Beschreibung erfolgt für beide Typen gemeinsam.

#### **Alkalifeldspat-Rhyolith Typ Piz Trovat**

Der Piz-Trovat-Typ zeigt auf den Bruchflächen eine blassgelbe, grünlich-weiße Farbe, oft mit einem Stich ins Blassgrün oder Blassrosa. Von den intrusiven Gesteinen unterscheiden sich die Rhyolithe makroskopisch durch ihre dichte Ausbildung und durch das Auftreten von bis 3 mm grossen, wasserklaren Quarzeinsprenglingen mit runden Umrissen. Das Gestein ist sehr hart und splittrig. Es ist meist kataklastisch in polyedrische, scharfkantige Bruchstücke zerbrochen.

#### **Alkalifeldspat-Rhyolith Typ Sass Queder**

Auf frischen Bruchflächen zeigt sich eine rosa-weiße bis blass violette dichte Grundmasse, in der bis 1 cm grosse hellrote Alkalifeldspat-Einsprenglinge liegen. Kleinere, magmatisch korrodierte Quarze treten als wasserklare Tropfen hervor. Innerhalb einer massigen Ausbildung sind im Gegensatz zum Piz-Trovat-Typ 1–2 m mächtige Lagen und Bänder mit ausgeprägt fluidaler Textur zu beobachten.

Mikroskopisch zeigen beide Typen ein altes, ursprünglich zum Teil glasiges Gefüge, welches deformiert und teilweise umgewandelt wurde. Metamorphe Mineralneubildungen überwachsen den magmatischen Mineralbestand. Die ursprüngliche Struktur kann als hemikristallin-porphyrisch mit einer glasigen oder mikrofelsitischen Grundmasse bezeichnet werden. Aufgrund des hohen Anteils der rekristallisierten Grundmasse (70–90%) ist eine Namengebung nach den Einsprenglingen wenig sinnvoll. Zur Klassifikation im QAP-Dreieck (STRECKEISEN, 1967) wurde von der CIPW-Norm (CROSS et al., 1903) Gebrauch gemacht. Dabei wird aus der chemischen Zusammensetzung ein theoretischer «normativer» Mineralbestand errechnet, wobei zu beachten ist, dass bei Mischkristallen nur Endglieder berechnet werden. Wasserhaltige Minerale bleiben unberücksichtigt. Ein daraus resultierender Al-Überschuss erscheint normativ als Korund ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) (Tab. 4). Da im QAP-Dreieck der reine Albit (An 00–05) zum Alkalifeldspat gezählt wird, ergibt sich normativ ein Alkalifeldspat-Rhyolith. Dies dürfte auch annähernd dem modalen Bestand entsprechen, obwohl einige basischere Plagioklase als Einsprenglinge auftreten.

Quarz liegt als makroskopisch erkennbare Einsprenglinge mit typisch bipyramidalen Kristallformen mit hexagonalen oder quadratischen Grundflächen vor. Als Folge einer magmatischen Korrosion sind buchtige Resorptionerscheinungen zu deuten. Weitere Einsprenglinge sind Alkalifeldspäte und vereinzelt Plagioklase. Erstere bestehen aus bis 1 cm grossen idiomorphen Körnern. Typisch ist eine perthitische Entmischung und eine schwache Serizitisierung.

Charakteristisch sind im weiteren Einsprenglinge aus eutektisch erstarrten Verwachsungen von Quarz und Feldspat. Die Plagioklas-Einsprenglinge zeigen eine Oligoklas-Zusammensetzung (An 25). Eine Saussuritisierung und Serizitisierung ist typisch.

Die ursprünglich glasige Grundmasse liegt jetzt als rekristallisiertes, kryptokristallines Mineralgemenge aus feinkörnigem Albit, Quarz, Alkalifeldspat, Epidot, Serizit und Chlorit vor. Dazu treten akzessorisch feinste Erzsclieren (vorwiegend Pyrit, Hämatit, Ilmenit und Eisenhydroxide). Ebenfalls Produkte einer Entglasung dürften sphärische Aggregate aus feinsten Quarz- und Feldspat-Fasern sein.

Stilpnomelan wurde nur im Sass-Queder-Typ gefunden. Er tritt akzessorisch entlang von Serizitlagen auf. Ein schwach ausgeprägter Pleochroismus deutet auf ein Wachstums-Anfangsstadium hin. Möglicherweise fehlt das zur Stilpnomelan-Bildung nötige Eisen. Chemische Analysen der rhyolithischen Gesteine (Tab. 3) zeigen sehr geringe Eisengehalte.

#### **Kristallisation und Deformation, Metamorphose**

Die *intrusiven* Gesteine lassen ein weitgehend erhaltenes, grobkörniges Gefüge mit primär-magmatischem Mineralbestand erkennen. Uran-Blei-Messungen an Zirkonen belegen für die Granodiorite und Granite ein obercarbonisches Kristallisationsalter ( $305 \pm 10$  my) (persönliche Mitteilung von Prof. Dr. M. Grünenfelder, Inst. für Kristallographie und Petrographie, ETH Zürich). Während der alpinen Regionalmetamorphose wurde das alte Gefüge mechanisch beansprucht. Die im Handstück undeformiert erscheinenden Intrusiva lassen unter dem Mikroskop die Folgen einer spröden Deformation erkennen: Zerbrechen grosser Körner, Kinkbänder in Biotiten, undulöses Auslöschen unter polarisiertem Licht. Gleichzeitig erfolgte eine teilweise Zersetzung und Umwandlung des magmatischen Mineralbestandes. Plagioklas (Oligoklas) wandelt sich unter Epidot- (Ca-Abgabe) und Serizit-Bildung (K-Abgabe) in einen Albit um. Alkalifeldspat entmischt sich perthitisch. Biotit und Hornblende werden unter Titan-Ausscheidungen (Titanit, Ilmenit, Ti-Magnetit) chloritisiert und von Stilpnomelan überwachsen.

Die Kristallisation der metamorphen Mineralneubildungen (Stilpnomelan, Albit, Serizit, Aktinolith, Chlorit) begann synkinematisch und überdauerte die Bewegungen. So lässt sich in Mikro-Scherzonen im Alkalifeldspat synkinematisch gewachsener Stilpnomelan beobachten, während er auch als undeformierte Nadeln und Büschel Amphibol und Biotit umrandet. Klare Anwachsrränder an altem Plagioklas bestehen aus undeformiertem Albit. Metamorpher Quarz lässt sich bevorzugt als Mörtelkränze um magmatische Körner und als Zement in verheilten Deformationszonen beobachten.



Die extrusiven Gesteine (Alkalifeldspat-Rhyolithe) lassen ein altes, porphyrisches Gefüge erkennen. Quarz- und Feldspateinsprenglinge liegen in einer ursprünglich glasigen Grundmasse. Das alte magmatische Gefüge ist deformiert. Die Einsprenglinge sind zerbrochen und teilweise umgewandelt, die Grundmasse vollständig rekristallisiert.

In diesen sehr sauren, an femischen Mineralen armen Vulkaniten ist die alpine Metamorphose weniger deutlich erkennbar; es decken sich aber alle Beobachtungen mit den bei den Intrusiva gemachten.

Das Auftreten von Epidot, Albit, Stilpnomelan und Aktinolith lässt auf eine untere *Faziesgrenze* der alpinen Metamorphose schliessen. Diese Minerale erfordern mindestens die Bedingungen der beginnenden Grünschieferfazies. Die obere Grünschieferfazies wurde nicht erreicht, da Stilpnomelan und Chlorit stabil sind, alpiner Biotit noch nicht auftritt.

Die Intensität der alpinen Regionalmetamorphose nimmt im Berninagebiet von NE gegen SW zu. Die Linie ersten Auftretens von alpinem Biotit ziehen BUCHER und PFEIFFER (1973) entlang dem Val Fex, 14 km SE des untersuchten Gebietes.

Eine altersmässige Eingrenzung des Metamorphose-Ereignisses gestaltet sich schwierig. Die jüngsten im Untersuchungsgebiet (Val d'Arlas) aufgeschlossenen Sedimente haben liasisches Alter («Alv-Brekzie», SCHÜPBACH, 1970). Sie zeigen ein mit den magmatischen Gesteinen vergleichbares Wachstum metamorpher Minerale. Das Metamorphose-Ereignis ist damit sicher alpinen Alters, lässt sich aber aufgrund von Feldbeobachtungen nicht genauer als postliasisch festlegen. Syn- bis postkinematisch gewachsene Alkalamphibole ermöglichten PHILIPP (1982) in der Platta-Decke NW des Silsersees eine Datierung der letzten penetrativen Durchbewegung der tektonischen Einheiten im Oberengadin. Die an Mg-Riebeckit und Richterit bestimmten K-Ar-Alter von 62–84 my (Turon-Campan) deutet er als in der Oberkreide erfolgte Platznahme der unterostalpinen Decken auf das Penninikum und als damit verbundenes Metamorphose-Ereignis. Oberkretazische Alter sind auch in den Ostalpen weit verbreitet. Aus dem Ötztal- und Silvrettakristallin und aus dem unterostalpinen Rahmen des Engadiner Fensters sind K-Ar-Alter zwischen 65 und 90 my bekannt (THÖNI, 1981; SATIR, 1976). Oberkreide-Alter dürfte damit auch dem in der Bernina-Decke beobachteten und beschriebenen Metamorphose-Ereignis zukommen.

### Geochemie

Die Röntgenfluoreszenz-Analytik wurde benützt, um neben den Hauptelementen (Si, Na, Mg, Al, Ca, Ni, P, K, Ti, Cr, Fe) 22 Spurenelemente zu bestimmen (Tab. 2+3). Die Analysen wurden mit einem vollautomatischen Röntgenfluoreszenzspektrometer Philips PW 1450 an der EMPA Dübendorf ausgeführt. Die Probenaufbereitung erfolgte gemäss der internen Arbeitsanleitung für die

Röntgenfluoreszenzanalyse der Silikatgesteine (DIETRICH und WALPEN, 1980). Die Eichung der Spurenelementmessungen basiert auf USGS-Gesteinsstandards (NISBET, DIETRICH und ESENWEIN, 1979). FeO wurde kolorimetrisch mit  $\alpha$ - $\alpha'$ -Dipyridyl (AYRANCI, 1976), Kohlenstoff als CO<sub>2</sub> (SIXTA, 1977) bestimmt. H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> (enthält Spuren von S) wurde aus der Oxidation von FeO, dem Glühverlust und dem Kohlenstoffgehalt berechnet. Konzentrationsangaben erfolgen für die Hauptelemente in Gewichtsprozenten (wenn besonders vermerkt aus wasserfreier Basis) und für die Spurenelemente in Gewichts-ppm.

Eine Zusammenstellung der chemischen Daten (Tab. 2+3) sowie ein Verzeichnis der Probenherkunft (Tab. 1) findet sich am Schluss der Arbeit.

#### CHEMISCHE CHARAKTERISIERUNG DER BERNINA-MAGMATITE

Die magmatischen Gesteine der Bernina-Decke entsprechen in ihrem AFM-Differentiationsverlauf anderen intermediären bis sauren Intrusionskomplexen (HUGHES, 1982, RITTMANN, 1981).

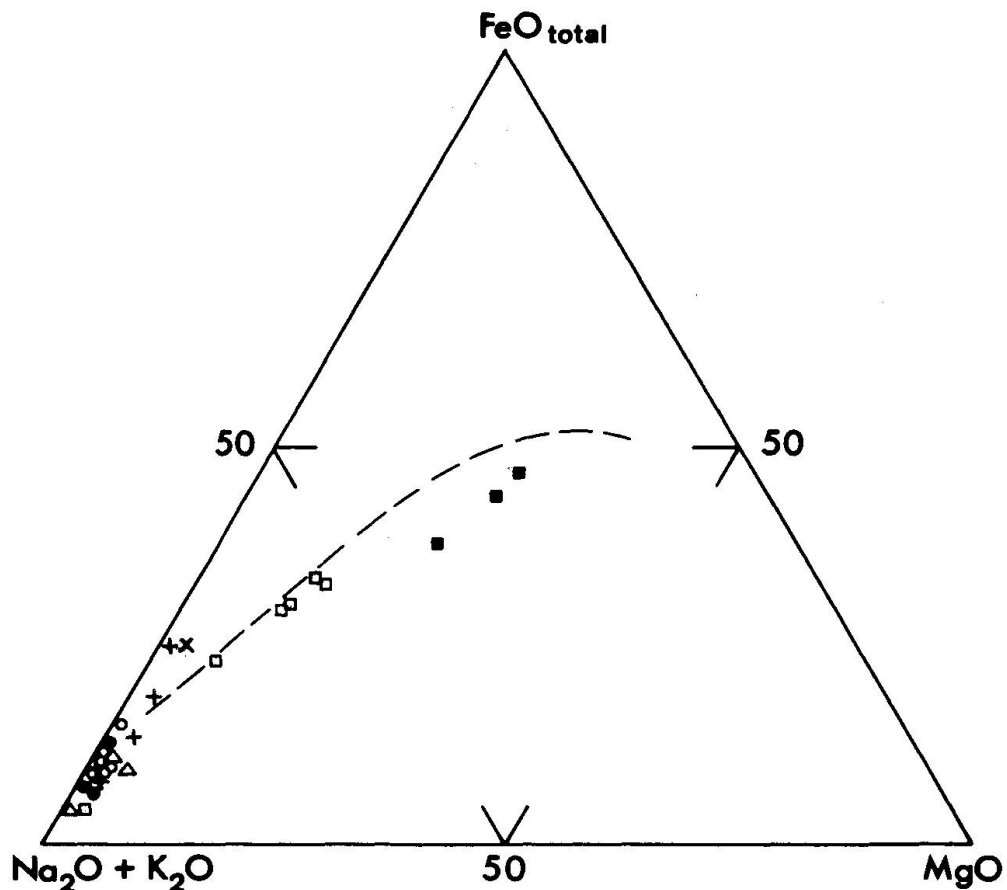


Fig. 2 AFM-Diagramm mit typischem Kalkalkalitrend (---) nach HUGHES (1982) und RITTMANN (1981).  
 □ Granodiorit, ■ Diorit, × Quarzsyenit, + Alkalifeldspat-Granit, ● Alkalifeldspat-Rhyolith Typ Piz Trovat,  
 △ Alkalifeldspat-Rhyolith Typ Sass Queder, ○ Alkalifeldspat-Rhyolith-Gänge

Die untersuchten Gesteinsproben folgen innerhalb eines nur kleinen Streubereiches dem Kalkkali-Trend; daraus lässt sich auf eine mehrheitliche Erhaltung der ursprünglichen Chemismen schliessen.

#### Granodiorite

Die untersuchten Granodiorite weisen  $\text{SiO}_2$ -Gehalte bis 70 Gew.% auf. Eine Probe (149 D) vom äussersten Rand des Intrusivkörpers mit 77.5 Gew.%  $\text{SiO}_2$  kann als hochsaurer Restdifferentiat interpretiert werden. Alle Hauptelementgehalte entsprechen typisch kalkalkalischen Gesteinschemismen; abgesehen von der Probe 149 D ist ein durchwegs kleiner Streubereich auffällig. Die Granodiorite zeigen Ti-Gehalte um 3000 ppm; Werte, welche deutlich über denjenigen der Alkalifeldspat-Granite oder -Rhyolithe liegen. Wasser (in Biotiten und Amphibolen) und Kohlenstoff wurde in allen Proben in geringen Konzentrationen nachgewiesen. Im Spurenelementspektrum sind typisch: hohe Ba-Gehalte (500–600 ppm), und mittlere Zr- (um 150 ppm), Sr- (100–330 ppm) und Rb-Werte (120–240 ppm). Alle weiteren Elemente liegen unter 100 ppm (Tab. 2).

Die Granodiorite erscheinen als chemisch homogener Gesteinskörper mit weitgehend ursprünglichem Chemismus. Ausgangsmaterial dürfte eine typisch kalkalkalische, wasserhaltige Schmelze gewesen sein.

#### Diorite

Diorite treten nur als kleinere Körper bei Morteratsch und als vereinzelte Schollen im Granodiorit auf. Typische Dioritvorkommen liegen wenig ausserhalb des untersuchten Gebietes, z. B. am Piz Misaun südwestlich Morteratsch. Von dieser Lokalität stammen die Proben Bni 9 und Bni 15. Die Diorite zeigen typisch basisch-intermediären kalkalkalischen Chemismus. Die Ti-Gehalte erreichen Werte bis über 10000 ppm (Tab. 2).

#### Alkalifeldspat-Granite

Die untersuchten Alkalifeldspat-Granite heben sich chemisch deutlich von den Granodioriten und Dioriten ab. Den höheren Si- wie auch Na- und K-Werten stehen niedrigere Fe- und Mg-Werte gegenüber. Im Spurenelementspektrum treten im Vergleich zu den Granodioriten die Elemente Zr (bis 636 ppm), Rb (bis 309 ppm) mit deutlich höheren, Ti (alle Proben unter 1000 ppm), Sr (alle Proben unter 30 ppm) und Ba (bis 113 ppm) mit niedrigeren Werten hervor (Tab. 2). Die Alkalifeldspat-Granite können als alkalibetonte, saure kalkalkalische Gesteine charakterisiert werden.



### Quarzsyenite

Die Quarzsyenite sind in einem einzigen grösseren Vorkommen am West-Abhang des Munt Pers (792250/144890) aufgeschlossen. Chemisch entsprechen sie wenig sauren Alkalifeldspat-Graniten. Der  $\text{SiO}_2$ -Gehalt liegt bei 67.5 Gew.% (Probe 164 A). Am auffallendsten ist der hohe Zr-Gehalt von 778 ppm (Tab. 2).

### Alkalifeldspat-Rhyolithe

Chemisch präsentieren sich die Alkalifeldspat-Rhyolithe (Typ Sass Queder, Typ Piz Trovat, Gänge) innerhalb eines kleinen Streubereichs einheitlich (Tab. 3). Typisch sind die hohen  $\text{SiO}_2$ -Gehalte von 76.6 bis 85.0 Gew.%; einen höheren Wert erreicht die Probe 116 A (85.7 Gew.%  $\text{SiO}_2$ ). Als Erklärung kommt hier eine postmagmatische Silifizierung in Frage. Entsprechend den sehr hohen  $\text{SiO}_2$ -Gehalten sind ausser  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (8.7 bis 12.7 Gew.%),  $\text{K}_2\text{O}$  (1.3 bis 6.2 Gew.%) und  $\text{Na}_2\text{O}$  (bis 4.1 Gew.%) alle weiteren Elemente verarmt. Bei den Alkalien überwiegt in typischer Weise  $\text{K}_2\text{O}$  über  $\text{Na}_2\text{O}$ . Im Vergleich mit den intrusiven Gesteinen fällt der an Spurenelementen arme Chemismus auf. Einzig Rb und Y zeigen den Intrusiva ähnliche Werte. In drei Proben wurde Schwefel nachgewiesen; in der Probe 91 C betrug der S-Gehalt 1200 ppm (Tab. 3). Schwefel ist vorwiegend im Pyrit gebunden.

Die Alkalifeldspat-Rhyolithe entsprechen chemisch sehr sauren, kaliumbetonten kalkalkalischen Gesteinen. Die K- und besonders die Na-Gehalte sind zu gering, um die Alkalifeldspat-Rhyolithe als Vertreter der Alkali-Reihe anzusprechen (PECCERILLO & TAYLOR, 1976; MACDONALD & KATSURA, 1964).

Zusammenfassend zeigt sich, dass sich die magmatischen Gesteine der Bernina-Decke chemisch in die petrographisch ausgeschiedenen Gruppen der Granodiorite, Diorite, Alkalifeldspat-Granite, Quarzsyenite und Alkalifeldspat-Rhyolithe einordnen lassen. Jede Gruppe zeigt charakteristische chemische Eigenschaften. Die Streuungen der Chemismen innerhalb einer Gruppe sind im Vergleich zu den Unterschieden zwischen den Gruppen klein. Chemisch ähnlich sind einerseits Granodiorite und Diorite, andererseits Alkalifeldspat-Granite und Quarzsyenite.

Gegenstand der folgenden Ausführungen wird sein, wie sich zwischen den einzelnen Gesteinsgruppen genetische Beziehungen aufzeigen lassen.

### CHEMISCHE VERWANDTSCHAFTSBEZIEHUNGEN ZWISCHEN INTRUSIVA UND EXTRUSIVA

Eine Darstellung der magmatischen Berninagesteine im Diagramm  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} / \text{SiO}_2$  (Fig. 3) zeigt eine normale Ausscheidungsfolge: die

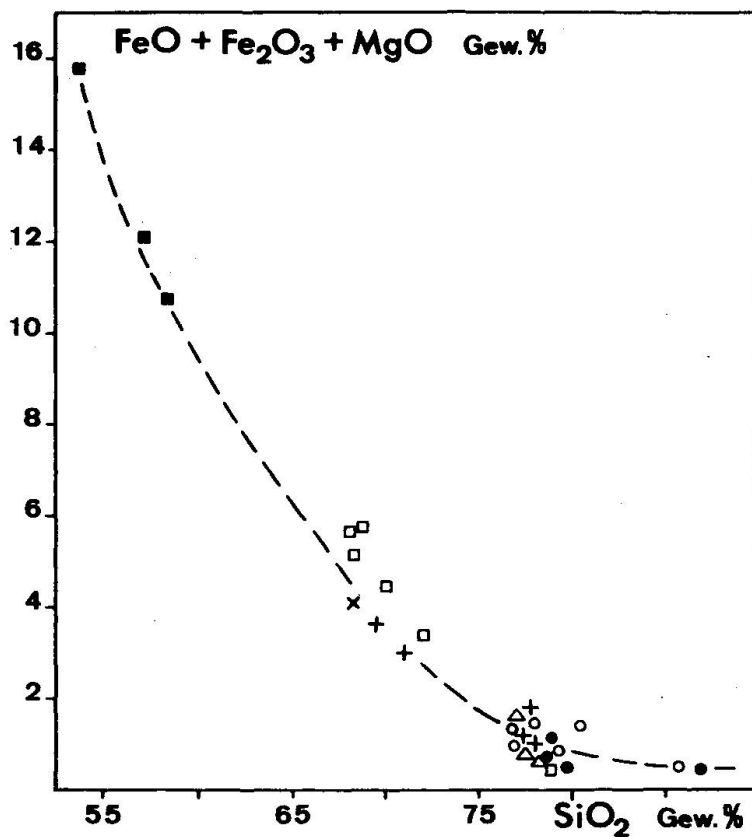


Fig. 3 FeO + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + MgO / SiO<sub>2</sub> auf wasserfreier Basis

□ Granodiorit, ■ Diorit, × Quarzsyenit, + Alkalifeldspat-Granit, ● Alkalifeldspat-Rhyolith Typ Piz Trovat, △ Alkalifeldspat-Rhyolith Typ Sass Queder, ○ Alkalifeldspat-Rhyolith-Gänge

dunklen Phasen Fe und Mg werden in den mafischen Gemengteilen eingebaut (besonders Biotite und Amphibole). Diese nehmen mit zunehmendem SiO<sub>2</sub>-Gehalt von den meso- bis leukokraten Dioriten zu den hololeukokraten Alkalifeldspat-Rhyolithen mengenmässig stark ab. Vom Diorit zum «Quarzporphyr» zeichnet sich somit ein deutlicher Differentiationstrend ab. Der Grad der Differentiation lässt sich idealerweise mit dem SiO<sub>2</sub>-Gehalt darstellen (grosse Variationsbreite von 50 bis 87 Gew.% SiO<sub>2</sub>); davon wird bei den folgenden Variations-Diagrammen Gebrauch gemacht.

Die Darstellung der Fig. 3 gibt keine Möglichkeit zur Diskriminierung. Genetische Verwandtschaftsbeziehungen einzelner Gesteinsgruppen lassen sich keine erkennen.

Im Laufe der Feldarbeiten gewann ich den Eindruck einer genetischen Verwandtschaft zwischen den Alkalifeldspat-Graniten (inkl. Quarzsyeniten) und -Rhyolithen einerseits, einer Unvereinbarkeit des Einbezuges der Granodiorite (inkl. Diorite) in diese Abfolge andererseits. Diese Idee widerspricht den Meinungen früherer Bearbeiter der Bernina-Gesteine, insbesondere STAUB (1916),

der einen kontinuierlichen Übergang von den Granodioriten zu den Alkalifeldspat-Graniten wie zu den «Quarzporphyren» beschreibt. Das Resultat der folgenden Ausführungen soll hier vorweggenommen werden: aufgrund der Gesteinschemismen gelang eine Differenzierung der Bernina-Magmatite in eine *Diorit-Granodiorit-Reihe* und in eine *Quarzsyenit-Alkalifeldspat-Granit-Alkalifeldspat-Rhyolith-Reihe*. In einem *Ti/Zr*-Variationsdiagramm (Fig. 4) sind die beiden unterschiedlichen Differenzierungsreihen klar zu erkennen. Zr zeigt mit  $\text{SiO}_2$  eine negative Korrelation, der Differenzierungsgrad nimmt mit sinkendem Zr-Gehalt zu. Ti-Einbau erfolgt im Titanit, Magnetit, im Biotit und in Amphibolen.

Beide Reihen können nicht die gleiche Ausgangsschmelze gehabt haben, da sie unterschiedliche *Ti/Zr*-Verhältnisse besitzen.

In einem *Zr/SiO<sub>2</sub>*-Variationsdiagramm (Fig. 5) zeigt Zr mit  $\text{SiO}_2$  eine negative Korrelation. Zr wird in den Mineralen Zirkon und Monazit eingebaut, deren Konzentration oberhalb von 70%  $\text{SiO}_2$  rasch abnimmt. Wie im Diagramm *Ti/Zr* (Fig. 4) unterscheiden sich die Differenzierungsreihen A und B durch stark verschiedene Ausgangsgehalte.

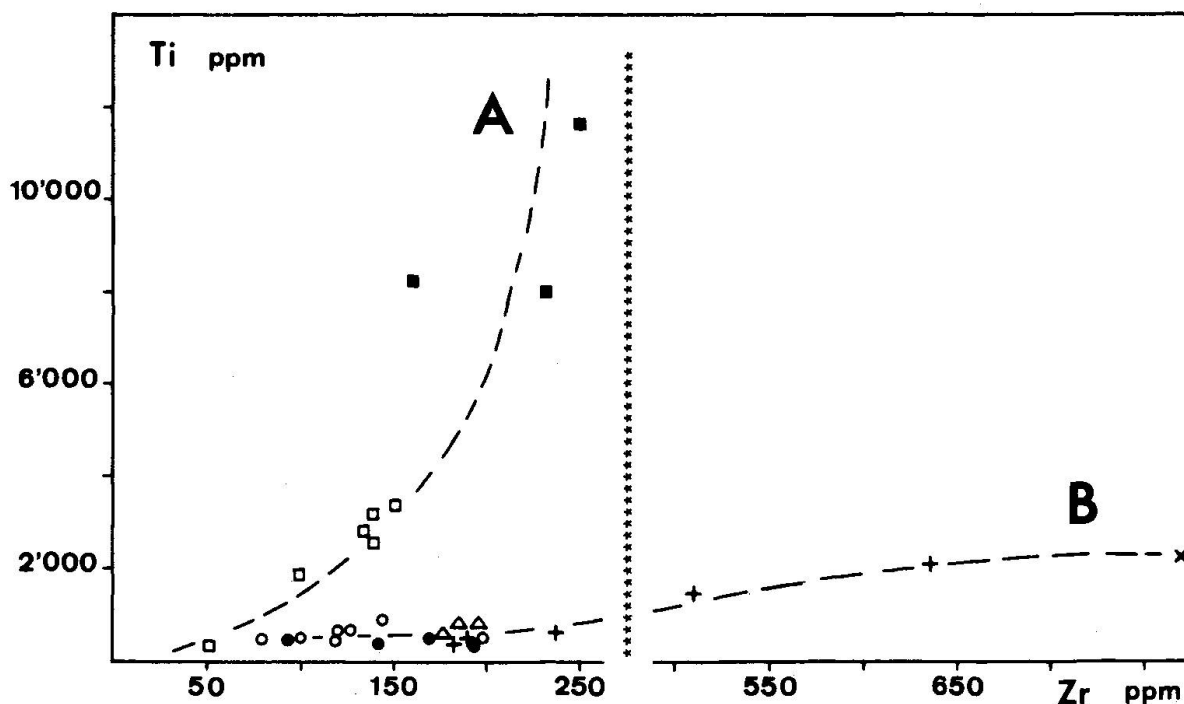


Fig. 4 *Ti/Zr* auf wasserfreier Basis

□ Granodiorit, ■ Diorit, × Quarzsyenit, + Alkalifeldspat-Granit, ● Alkalifeldspat-Rhyolith Typ Piz Trovat, △ Alkalifeldspat-Rhyolith Typ Sass Queder, ○ Alkalifeldspat-Rhyolith-Gänge

A: Differenzierungsreihe Diorit-Granodiorit (das höchst differenzierte Endglied, Probe 149 D, stammt vom äußersten Rand des Intrusivkörpers)

B: Differenzierungsreihe Quarzsyenit-Alkalifeldspat-Granit-Alkalifeldspat-Rhyolith

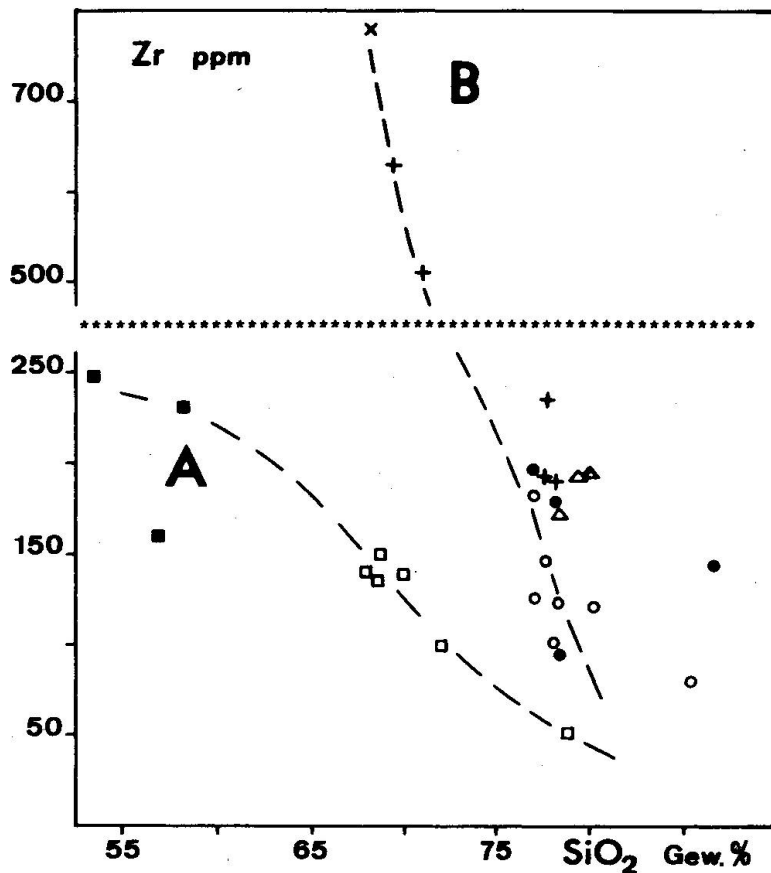


Fig. 5 Zr/SiO<sub>2</sub> auf wasserfreier Basis

□ Granodiorit, ■ Diorit, × Quarzsyenit, + Alkalifeldspat-Granit, ● Alkalifeldspat-Rhyolith Typ Piz Trovat, △ Alkalifeldspat-Rhyolith Typ Sass Queder, ○ Alkalifeldspat-Rhyolith-Gänge

A: Differentiationsreihe Diorit-Granodiorit

B: Differentiationsreihe Quarzsyenit-Alkalifeldspat-Granit-Alkalifeldspat-Rhyolith

Variationsdiagramm  $Sr/SiO_2$ : Sr wird bevorzugt im Epidot eingebaut. Maximalwerte werden bei 65 bis 70 Gew.% SiO<sub>2</sub> erreicht; darüber hinaus erfolgt eine rasche Konzentrationsabnahme.

Die beiden Differentiationsreihen unterscheiden sich deutlich durch ihre unterschiedlichen Sr-Gehalte. Weil die Reihe B (Quarzsyenite-Alkalifeldspat-Granite-Alkalifeldspat-Rhyolithe) erst bei hohem SiO<sub>2</sub>-Gehalt einsetzt, ist hier nur der Differentiationsverlauf mit negativer Korrelation verwirklicht.

### Geologischer Bau

#### AUFBAU DES ALKALIFELDSPAT-RHYOLITH-KÖRPERS

Die Alkalifeldspat-Rhyolithe können makroskopisch nach ihrer textuellen und farblichen Ausbildung in zwei Haupttypen getrennt werden: in den Piz-

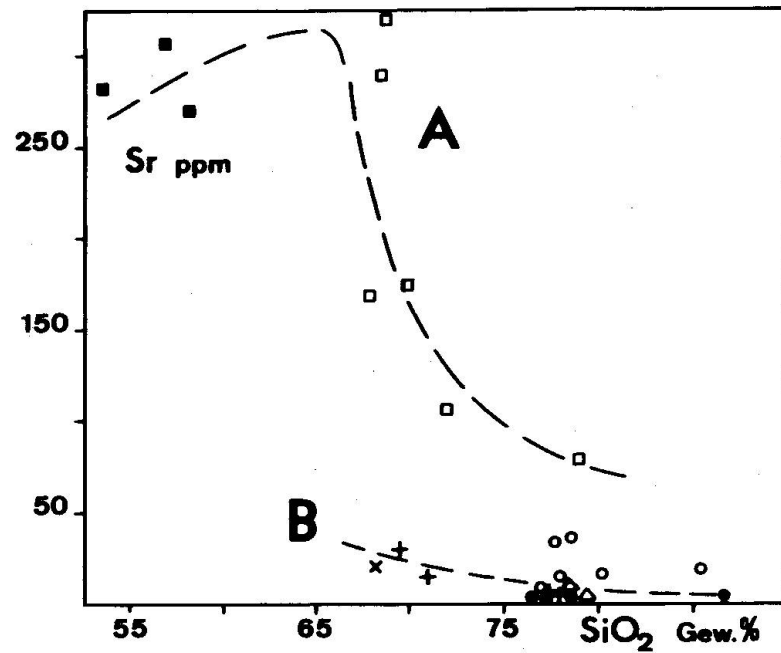


Fig. 6 Sr/SiO<sub>2</sub> auf wasserfreier Basis

□ Granodiorit, ■ Diorit, × Quarzsyenit, + Alkalifeldspat-Granit, ● Alkalifeldspat-Rhyolith Typ Piz Trovat, △ Alkalifeldspat-Rhyolith Typ Sass Queder, ○ Alkalifeldspat-Rhyolith-Gänge

A: Differentiationsreihe Diorit-Granodiorit

B: Differentiationsreihe Quarzsyenit-Alkalifeldspat-Granit-Alkalifeldspat-Rhyolith

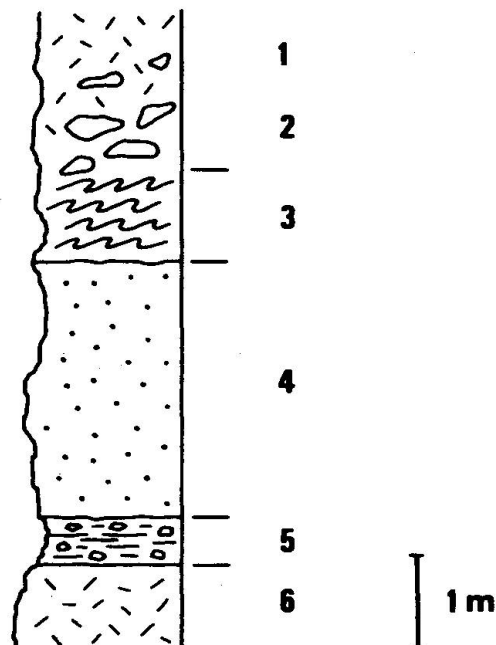


Fig. 7 Profil durch den Alkalifeldspat-Rhyolith des Sass Queder (794640/142990)

1: dichte Ausbildung, 2: knollige Ausbildung, 3: Fließstrukturen, 4: körnige Ausbildung, 5: Brekzien, Kataklastite, Rutschharnische, 6: dichte Ausbildung

Trovat- und in den Sass-Queder-Typ (Kap. Petrographie). Dazu kommen noch Gangbildungen, die dem Piz-Trovat-Typ ähnlich sind.

Der blassgelbe, gräulich-weiße oder blassgrüne *Piz-Trovat-Typ* lässt sich nicht näher gliedern. Er baut den Piz Trovat auf und breitet sich von dort gegen Südosten zum Piz d'Arlas und gegen Nordwesten zum Munt Pers hin aus (Fig. 1). Im Piz-Trovat-Typ konnte ich nirgends primäre Strukturen beobachten.

Bei der Skilift-Endstation auf dem Diavolezza-Gletscher (794630/143000) ist der Kontakt zum blassviolett bis rosa gefärbten *Sass-Queder-Typ* aufgeschlossen. Nebst einer massigen Ausbildung sind im Sass-Queder-Typ verschiedene texturale Varietäten zu beobachten. Am auffallendsten sind 1–2 m mächtige violette Lagen mit ausgeprägt fluidaler Textur. Flächenmässig tritt der Sass-Queder-Typ gegenüber dem Piz-Trovat-Typ zurück; immerhin baut er den ganzen Sass Queder auf (Fig. 1).

Wenig südlich des Kontaktes der beiden Typen lassen sich die textuellen Varietäten des Sass-Queder-Typs in einem Profil übereinander beobachten (Fig. 7).

Die *dichte* und *körnige* Ausbildung entspricht dem beschriebenen «normalen» Sass-Queder-Typ. Letztere zeichnet sich durch ein mengenmässiges Überhandnehmen der Einsprenglinge gegenüber der Grundmasse aus.

Zwischen der dichten und körnigen Varietät ist eine 0,5 m mächtige Lage *brekziöser* und *kataklasitischer* Ausbildung zu beobachten. Die Brekzien bestehen aus knapp 1 cm dicken milchig-weißen Schlieren und Flasern, die in eine dunkelgrüne bis schwarzgrüne Grundmasse eingebettet sind. Zunehmende Deformation leitet in einen milchig-weiß und dunkelgrün gestreiften Kataklasit über. Vereinzelt sind Rutschharnische ausgebildet.

Über der körnigen Ausbildung folgen mit scharfer Grenze die *Fliess-Strukturen*: in einer blassgelben bis blassvioletten Grundmasse liegen bis cm-mächtige dunkelviolette Lagen in fluidaler Anordnung. Ein Zurücktreten zusammenhängender Lagen gegenüber losgelösten Schlieren und Flasern leitet in *knollig-augige* Bildungen über: bis 10 cm grosse ausgezogene violette Knollen schwimmen in einer hellen Grundmasse. Mit dem allmählichen Verschwinden der Knollen setzt oben wieder die dichte Ausbildung ein.

Bei den Knollenbildungen und den Fließstrukturen dürfte es sich um primäre, magmatische Strukturen handeln; letztere entstanden durch Scherbewegungen in einer zähflüssigen Rhyolith-Lava. Demgegenüber stellen die Brekzien und Kataklasite Produkte jüngerer Deformationsereignisse dar.

Die Alkalifeldspat-Rhyolithe breiten sich vom Piz d'Arlas zum Munt Pers auf einer Strecke von über 3 km aus. Daraus kann auf eine ursprünglich von Rhyolith bedeckte Fläche von mehreren Quadratkilometern geschlossen werden. Dabei beträgt die aus Profilen abgeleitete Mächtigkeit weniger als 200 m.

Es stellt sich die Frage der *Entstehung* dieses Rhyolith-Körpers. Möglich wä-

re eine Deutung der Rhyolithe als Ignimbrite, als Ablagerungen überquellender Glutwolken bei explosiven Ausbrüchen saurer Schmelzen.

Dieser ignimbritischen Entstehung widerspricht aber die Tatsache, dass nirgends Pyroklastika (Bomben, Aschenlagen) gefunden werden konnten. Ebenso fehlte in Dünnschliffen das für Ignimbrite typische Gefüge schlieriger Kristallbruchstücke in verschweisster Grundmasse (RITTMANN, 1981). Selbst unter Berücksichtigung einer weitgehenden Rekristallisation ursprünglich glasiger Partien (Kap. Petrographie) ist die flächenhafte Verbreitung das einzige Anzeichen ignimbritischer Entstehung. Bei den Alkalifeldspat-Rhyolithen des Piz Trovat und des Sass Queder dürfte es sich somit zu einem Grossteil um Produkte einer effusiven Fördertätigkeit rhyolithischer Schmelzen handeln. Die im Sass-Queder-Typ beobachteten Lagen fluidaler Textur zeugen von Scherbewegungen in dieser zähflüssigen Schmelze.

Auffällig ist die klare makroskopische Trennung in den Piz-Trovat- und in den Sass-Queder-Typ. Diese Trennung ist aber mehr in lateraler als in vertikaler Richtung ausgebildet. Chemisch unterscheiden sich die beiden Typen nicht (Kap. Geochemie). Ob es sich um zwei zeitlich getrennte Ausbrüche, der eine in nördlicher Richtung, der andere in mehr östlicher Richtung handelt, oder ob hier Produkte einer gemeinsamen Eruption vorliegen, die sich lokal in zwei Ströme teilte, lässt sich nicht entscheiden. Auch konnte aus der beschriebenen Lithologie des Sass-Queder-Typs (Fig. 7) keine Mehrphasigkeit der eruptiven Tätigkeit abgeleitet werden, so dass jetzt von mehreren übereinanderliegenden, nacheinander geförderten Rhyolith-Lagen gesprochen werden könnte.

Neben der eruptiven Tätigkeit entwickelte sich eine ausgedehnte Gang-Aktivität. Alkalifeldspat-Rhyolith-Gänge durchschlagen an zahlreichen Stellen Altkristallin. Die am weitesten vom Zentrum des Rhyolith-Körpers entfernten Gänge sind südwestlich Alp da Buond Suot (795580/145320), vom Piz Trovat 3 km entfernt, aufgeschlossen.

Verbreitet sind dunkle Schollen altkristallinen Gesteins im Alkalifeldspat-Rhyolith, die von den ausfliessenden Lavaströmen mitgerissen und umflossen wurden. Am häufigsten sind sie zwischen der Diavolezza-Bergstation und dem Munt Pers, sowie am Südhang des Sass Queder zu finden. Chemische Analysen dieser Schollen zeigen, dass ihr Chemismus durch die Rhyolith-Laven nicht verändert wurde, also keine Kontamination stattgefunden hat (RAGETH, 1982).

#### KONTAKT- UND LAGERUNGSVERHÄLTNISSE

Im Laufe der variszischen Orogenese intrudierten die Berninagranitoide in die altkristallinen Gesteine und bildeten ausgedehnte Plutone. Entlang des Intrusionskontaktes lassen sich diskordant ins Nebengestein eingedrungene Apophysen sowie altkristalline, aufgeschmolzene und umgewandelte Schollen be-



obachten. Gneise und Schiefer der altkristallinen Hülle wurden kontaktmetamorph überprägt. Typisch ist in Kontaktnähe ein ausgeprägtes Wachstum von alpin chloritisierten und deformierten Biotiten.

Den Intrusiva kommt ein oberkarbonisches Alter zu (Kapitel Metamorphose). Eine relative Altersabfolge der Differentiation Diorite zu Granodiorite und Quarzsyenite zu Alkalifeldspat-Granite lässt sich im Felde belegen. Wie stehen aber Granodiorite und Alkalifeldspat-Granite zueinander? Direkte Kontaktverhältnisse geben keine eindeutige Auskunft. Xenolithe, Schollen oder Apophysen lassen sich nirgends beobachten. Hingegen ist am Munt-Pers-Nordost-Grat, westlich Pt. 3046 (793710/144740) im Granodiorit ein Alkalifeldspat-Rhyolith-Gang aufgeschlossen. Chemisch konnten die Alkalifeldspat-Rhyolithe als Differentiationsprodukt der Alkalifeldspat-Granite erkannt werden (Kap. Geochemie). Sie durchschlagen Granodiorite. Das ist ein Indiz dafür, dass die Differentiationsreihe der Alkalifeldspat-Granite jünger ist als die der Granodiorite. Das chemische Modell der Genese der Berninamagmatite (Kap. Geochemie) kann somit durch Feldbeobachtungen bestätigt werden.

Die Intrusion spielte sich demnach in zwei Phasen ab. Zuerst wurde eine Schmelze gefördert, aus der die Diorite und Granodiorite auskristallisierten. Anschliessend intrudierten die Quarzsyenite und die Alkalifeldspat-Granite.

Der intrusiven Tätigkeit folgte die extrusive. Aus dem Dach des Alkalifeldspat-Granit-Plutons floss als kalkalkalische, stark differenzierte Restschmelze der Alkalifeldspat-Rhyolith aus. In Form saurer Lavaströme breiteten sich die Rhyolithe auf mehreren Quadratkilometern über die altkristalline Unterlage aus. Nebengestein wurde in Schollen und Blöcken mitgerissen.

STAUB (1916) interpretierte die Alkalifeldspat-Rhyolithe als saure Differentiate der Granodiorite und beschrieb einen kontinuierlichen Übergang von den Granodioriten des Munt Pers zu den «Quarzporphyren der Diavolezza». Dieser Ansicht können aber zwei Argumente entgegengehalten werden:

1. Die Alkalifeldspat-Rhyolithe lassen sich anhand ihrer Spurenelement-Verteilung nicht in die Differentiationsreihe der Diorite und Granodiorite einfügen (Kap. Geochemie).

2. Am Munt-Pers-Nordostgrat ist ein Alkalifeldspat-Rhyolith-Gang aufgeschlossen, der den Granodiorit diskordant durchschlägt (Kap. Kontakt- und Lagerungsverhältnisse).

Im weiteren gestattet eine ideale Ausbildung der Fluidaltexturen am Sass Queder (Kap. Aufbau des Alkalifeldspat-Rhyolith-Körpers) eine Orientierung der Fliessrichtung von Süden nach Norden, so dass die Alkalifeldspat-Rhyolithe nicht als Randfazies der im Norden liegenden Granodiorite gedeutet werden können.



## SCHLUSSBEMERKUNGEN

Anhand chemischer Daten konnten die Alkalifeldspat-Rhyolithe als hochsaure Endglieder der Differentiationsreihe Quarzsyenite-Alkalifeldspat-Granite erkannt werden. Vorläufig ist jedoch unklar, wie die Tatsache zu deuten ist, dass die Rhyolithe in direktem Kontakt mit den Graniten (z. B. am Piz d'Arlas) stehen. Die intrusiven Granite müssen in einigen km Tiefe erstarrt sein, die Rhyolithe dagegen oberflächennah bis subaerisch. Leider konnten nirgends genetische Zwischenglieder (hypabyssische Gesteine wie z. B. Granophyre) gefunden werden.

## Verdankungen

Prof. Dr. V. Trommsdorff und Prof. Dr. V. Dietrich vom Institut für Kristallographie und Petrographie der ETH Zürich bin ich für die Gelegenheit zur Ausführung der diesem Artikel zugrunde liegenden Arbeit sowie für ihre vielseitige Unterstützung zu grossem Dank verpflichtet. Prof. Dr. M. Grünenfelder danke ich für die Überlassung unpublizierter Altersdaten aus dem Berninagebiet.

## Literaturverzeichnis

- AYRANCI, B. (1976): FeO-, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>- und SiO<sub>2</sub>-Bestimmung im gleichen Aufschluss bei der Silikatanalyse. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56, 513-520.
- BUCHER, K. und PFEIFFER, H.R. (1973): Über Metamorphose und Deformation der östlichen Malenco-Ultramafitite und deren Rahmengesteine (Prov. Sondrio, N-Italien). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 53, 231-241.
- CORNELIUS, H. P. (1935): Geologie der Err-Julier-Gruppe, I. Teil: Das Baumaterial (Stratigraphie und Petrographie). Beitr. geol. Karte Schweiz N. F. 70.
- (1950): Geologie der Err-Julier-Gruppe, II. Teil: Der Gebirgsbau. Beitr. geol. Karte Schweiz N. F. 70.
- CROSS, W., IDINGS, I. P., PIRSSON, L. V. & WASHINGTON, H. S. (1903): Quantitative classification of igneous rocks. Univ. Chicago Press.
- DIETRICH, V. & WALPEN, P. (1980): Interne Arbeitsanleitung zur Röntgenfluoreszenz-Analyse. ETH Zürich (unveröffentlicht).
- HUGHES, C. J. (1982): Igneous Petrology; Developments in Petrology 7. Elsevier.
- MACDONALD, G. A. & KATSURA, T. (1964): Chemical composition of Hawaiian lavas. J. Petrol. 5, 82-133.
- MERCOLLI, I. (1982): Die Metavulkanite des Piz Neir (Oberhalbstein). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 62, 85-97.
- NISBET, E. G., DIETRICH, V. & ESENWEIN, A. (1979): Routine trace element determination in silicate minerals and rocks by X-ray fluorescence. Fortschr. Mineral. 57, 264-279.
- NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F. & WINTERHALTER, R. (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Serie, Liefg. 14.
- PECCERILLO, A. & TAYLOR, S. (1976): Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. Contrib. Mineral. Petrol. 58, 63-81.
- PHILIPP, R. (1982): Die Alkali amphibole der Platta-Decke zwischen Silsersee und Lunghinpass (Graubünden). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 62, 437-455.

- RAGETH, R. (1982): Geologie und Petrographie der Bernina, Teil III: Diavolezza. Diplomarbeit ETH Zürich (unveröffentlicht).
- RITTMANN, A. (1981): Vulkane und ihre Tätigkeit. Enke, Stuttgart.
- SATIR, M. (1976): Rb-Sr- und K-Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen und Mineralien des südlichen Ötztal-Kristallins und der westlichen Hohen Tauern. Geol. Rundschau 65, 394-410.
- SCHÜPBACH, M. (1970): Der Sedimentzug Piz Alv - Val da Fain. Vjschr. natf. Ges. Zürich, 115/2, 231-237.
- SIXTA, V. (1977): Coulometric determination of carbonates in rock samples. Z. Anal. Chem. 285, 369-372.
- STAUB, R. (1916): Tektonische Studien im östlichen Bernina-Gebirge. Vjschr. natf. Ges. Zürich, 61.  
- (1946): Geologische Karte der Berninagruppe 1:50000, Spez. Karte Nr. 118. Schweiz. geol. Komm.
- STRECKEISEN, A. L. (1976): Classification and nomenclature of igneous rocks (Final report of an inquiry). N. JB. Miner. Abh. 107, 144-210.
- THÖNI, M. (1981): Regional Distribution of Pre-alpine and Alpine Metamorphism between the Tauern Window and the Prättigau-Bernina-Region in the Light of K-Ar and Rb-Sr Age Determination on Biotite and White Micas. Jb. Geol. Bundesanstalt 124, Beilage 2 (Tafeln 2-5).

Manuskript erhalten: 16. Februar 1984.

## Appendix

Tab. 1 Probenherkunft

<u>Probe</u>	<u>Gesteinsbezeichnung</u>	<u>Fundortkoordinaten</u>
30 C	Granodiorit	794910/144450
88 A	Granodiorit	793360/144440
89 A	Granodiorit	793540/144700
105 A	Granodiorit	792860/147650
149 D	Granodiorit aplitisch	794530/144680
149 F	Granodiorit aplitisch	794530/144680
103 C	Diorit	792270/147720
Bni 9	Diorit	788700/144625
Bni 15	Diorit	788900/144900
95 B	Alkalifeldspat-Granit	793510/145240
103 B	Alkalifeldspat-Granit	792270/147740
122 A	Alkalifeldspat-Granit	795700/141500
124 A	Alkalifeldspat-Granit	795810/141730
172 A	Alkalifeldspat-Granit	794270/146460
164 A	Quarzsyenit	792250/144890
23 A	Alkfsp-Rhyolith Typ Piz Trovat	795240/142020
25 B	Alkfsp-Rhyolith Typ Piz Trovat	794290/143180
116 A	Alkfsp-Rhyolith Typ Piz Trovat	794770/142470
128 A	Alkfsp-Rhyolith Typ Piz Trovat	796100/142040
28 A	Alkfsp-Rhyolith Typ Sass Queder	794820/143310
80 A	Alkfsp-Rhyolith Typ Sass Queder	794640/143000
108 A	Alkfsp-Rhyolith Typ Sass Queder	794730/142990
7 E	Alkfsp-Rhyolith Gang im Altkrist	795570/145330
78 D	Alkfsp-Rhyolith Gang im Altkrist	795270/145020
91 C	Alkfsp-Rhyolith Gang im Granodio	793710/144740
147 A	Alkfsp-Rhyolith Gang im Altkrist	795470/145030
151 A	Alkfsp-Rhyolith Gang im Altkrist	794560/145000
161 A	Alkfsp-Rhyolith Gang im Altkrist	796420/143240
167 B	Alkfsp-Rhyolith Gang im Altkrist	795560/144780

Tab. 2 INTRUSIVA Zusammenstellung chemischer Daten

Hauptelemente (Gewichts-%)										
	30 C	88 A	89 A	105 A	149 D	149 F	103 C	Bni 9	Bni 15	
SiO <sub>2</sub>	66.93	67.03	66.45	68.55	77.53	70.13	53.99	51.81	55.79	
TiO <sub>2</sub>	.51	.45	.52	.41	.05	.29	1.30	1.87	1.27	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.36	15.59	15.06	15.06	12.88	14.61	16.74	15.52	16.28	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	.90	1.20	.96	.89	.03	1.01	1.87	3.53	1.90	
FeO	3.15	2.50	3.10	2.35	.30	1.55	5.30	6.30	4.55	
MnO	.08	.07	.06	.07	.01	.07	.13	.17	.12	
MgO	1.51	1.34	1.59	1.11	.17	.75	4.29	5.46	3.82	
CaO	3.64	3.08	2.60	3.13	.48	1.60	7.47	6.51	5.76	
Na <sub>2</sub> O	2.97	2.73	2.48	3.05	6.00	3.13	3.51	3.07	3.19	
K <sub>2</sub> O	3.36	4.07	3.86	3.28	.68	4.35	1.11	2.05	3.10	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	.14	.13	.16	.12	.04	.10	.21	.43	.35	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.43	1.72	1.98	1.70	.54	1.40	2.76	2.98	2.23	
CO <sub>2</sub>	.10	.21	.07	.10	.08	.06	.99	.10	.24	
Total	100.08	100.12	98.89	99.82	98.79	99.05	99.67	99.80	98.69	
Spurenelemente (ppm)										
										NG
Nb	10	8	--	8	--	--	4	7	1	3
Zr	140	136	150	139	52	99	160	249	232	4
Y	15	12	18	13	14	15	20	38	27	4
Sr	169	290	325	175	81	106	308	283	270	4
U	--	--	--	--	--	--	--	--	--	2
Rb	137	173	177	123	33	244	39	79	104	4
Th	--	--	--	--	--	--	--	--	--	6
Pb	20	16	--	15	--	--	--	--	--	6
Ga	14	13	12	13	4	11	13	16	14	2
Zn	53	47	39	45	--	30	68	101	61	5
Cu	41	41	--	41	--	--	41	--	--	7
Ni	--	--	--	--	--	--	8	46	16	7
Co	25	21	12	18	--	--	35	40	11	6
Cr	15	15	--	--	--	--	24	92	14	10
V	91	83	91	65	--	40	220	151	122	3
Ce	60	37	--	51	--	--	70	26	--	23
Nd	19	16	--	--	--	--	28	16	--	12
Ba	528	571	610	521	78	423	167	302	382	2
La	37	28	33	26	--	19	41	--	--	12
Sc	13	10	12	9	1	7	27	27	19	1
S	--	--	--	--	--	--	307	--	--	16
Total	1389	1523	1508	1270	262	1004	1584	1482	1274	
Granodiorite → (aplitisch) Diorite →										

Tab. 2 (Fortsetzung)

	95 B	103 B	122 A	124 A	172 A	164 A		
<u>Hauptelemente</u> (Gewichts-%)	SiO <sub>2</sub>	69.47	68.12	77.20	77.38	77.27	67.47	
	TiO <sub>2</sub>	.24	.34	.08	.08	.10	.37	
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.97	15.19	11.70	12.00	11.91	15.76	
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.75	1.07	.31	.44	1.39	1.97	
	FeO	.70	2.35	.50	.50	.09	1.80	
	MnO	.08	.10	.01	.01	.01	.09	
	MgO	.41	.15	.14	.03	.30	.30	
	CaO	.50	1.17	.14	.31	.21	.87	
	Na <sub>2</sub> O	3.97	3.79	3.14	3.31	3.25	4.19	
	K <sub>2</sub> O	5.75	5.64	5.43	5.23	4.79	6.12	
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	.03	.05	.02	.02	.02	.04	
	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	.89	.77	.40	.41	.46	.69	
	CO <sub>2</sub>	.16	.04	.04	.03	.03	.05	
	Total	98.92	98.78	99.11	99.75	99.83	99.72	
<u>Spurenelemente</u> (ppm)	Nb	10	5	17	27	19	18	3
	Zr	513	636	189	191	237	778	4
	Y	36	25	56	38	29	26	4
	Sr	14	29	--	--	--	21	4
	U	--	--	--	--	--	--	2
	Rb	153	153	289	309	214	129	4
	Th	13	--	12	17	11	--	6
	Pb	--	--	--	23	27	22	6
	Ga	14	13	16	20	17	18	2
	Zn	39	66	6	28	62	63	5
	Cu	--	--	--	41	41	41	7
	Ni	--	--	--	--	--	--	7
	Co	--	--	7	26	28	15	6
	Cr	--	--	--	--	--	--	10
	V	--	--	--	--	--	--	3
	Ce	278	91	--	42	75	74	23
	Nd	116	43	--	13	21	30	12
	Ba	80	215	7	29	23	235	2
	La	165	56	30	17	44	36	12
	Sc	6	15	1	--	--	17	1
S	--	--	--	--	--	--	16	
Total	1442	1355	667	826	853	1530		

Alkalifeldspat-Granite  $\longrightarrow$  Quarzsyenit

--: Konzentration kleiner als Nachweisgrenze

NG: Nachweisgrenze (ppm)

*maximaler relativer Fehler* (konzentrationsabhängig):

Hauptelemente (Oxide):

100% =  $\pm 1\%$ , 50% =  $\pm 1\%$ , 10% =  $\pm 2\%$ , 5% =  $\pm 3\%$ , 1% =  $\pm 5\%$ 

Spurenelemente:

1000 ppm =  $\pm 5\%$ , 100 ppm =  $\pm 10\%$ , 10 ppm =  $\pm 20\%$ , 1 ppm =  $\pm 50\%$

Tab. 3 EXTRUSIVA Zusammenstellung chemischer Daten

Hauptelemente (Gewichts-%)

	23 A	25 B	116 A	128 A	28 A	80 A	108 A
SiO <sub>2</sub>	79.10	78.10	85.70	78.20	76.73	77.10	77.10
TiO <sub>2</sub>	.08	.08	.06	.07	.09	.09	.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.53	12.22	9.36	12.49	12.16	12.42	11.98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	.19	.52	.14	.64	.91	.78	.70
FeO	.30	.40	.20	.25	.45	.15	.10
MnO	.02	.01	.01	.02	.01	.01	.04
MgO	.02	.08	.16	.01	.10	.00	.08
CaO	.07	.03	.02	.03	.03	.08	.75
Na <sub>2</sub> O	2.05	2.49	.00	4.71	3.46	3.35	3.19
K <sub>2</sub> O	6.15	5.53	3.03	3.29	5.27	5.54	5.11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	.02	.02	.02	.02	.02	.02	.02
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	.49	.61	1.39	.31	.31	.28	.43
CO <sub>2</sub>	.08	.06	.03	.04	.03	.06	.60
Total	100.10	100.15	100.12	100.08	100.02	99.80	100.17

Spurenelemente

(ppm)	23	21	9	11	21	21	20	NG
Nb	23	21	9	11	21	21	20	3
Zr	192	170	143	93	190	192	178	4
Y	42	30	33	39	42	48	44	4
Sr	--	--	--	--	--	--	--	4
U	--	--	--	--	--	--	--	2
Rb	321	224	202	105	243	220	207	4
Th	16	11	--	--	13	13	11	6
Pb	17	8	33	--	--	--	--	6
Ga	16	13	16	17	16	16	14	2
Zn	23	38	26	24	23	23	23	5
Cu	41	41	41	41	41	41	41	7
Ni	--	--	--	--	--	--	--	7
Co	28	22	16	26	17	22	18	6
Cr	--	--	--	--	--	--	--	10
V	3	6	--	--	3	--	--	3
Ce	49	--	19	42	77	62	50	23
Nd	20	--	--	28	29	29	26	12
Ba	72	95	55	37	57	55	45	2
La	31	--	--	22	35	44	27	12
Sc	--	2	--	2	2	2	2	1
S	265	--	--	--	--	--	--	16
Total	1163	733	618	495	820	797	713	

Alkfsp-Rhyolith Piz Trovat Sass Queder →

Tab. 3 (Fortsetzung)

		7 E	78 D	91 C	147 A	151 A	161 A	167 B	
Hauptelemente (Gewichts-%)	SiO <sub>2</sub>	78.00	77.00	78.99	77.00	78.00	76.60	85.00	
	TiO <sub>2</sub>	.10	.10	.07	.14	.08	.08	.07	
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.49	12.58	10.35	12.48	12.43	12.69	8.67	
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	.44	.42	1.18	.41	.40	.91	.00	
	FeO	.50	.55	.20	.70	.45	.45	.45	
	MnO	.02	.03	.01	.02	.02	.01	.01	
	MgO	.00	.07	.06	.13	.08	.03	.06	
	CaO	.06	.25	.20	.63	.14	.03	.56	
	Na <sub>2</sub> O	4.06	3.54	3.19	3.65	3.23	3.71	3.37	
	K <sub>2</sub> O	3.72	5.19	3.95	4.12	4.89	4.96	1.25	
	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	.03	.03	.03	.03	.03	.02	.03	
	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	.50	.39	.69	.62	.43	.45	.61	
	CO <sub>2</sub>	.07	.05	.06	.33	.05	.04	.04	
	Total	99.99	100.20	98.98	100.26	100.23	99.98	100.12	NG
Spurenelemente (ppm)	Nb	13	14	--	11	14	17	7	3
	Zr	123	127	121	146	102	194	80	4
	Y	27	28	6	29	29	33	14	4
	Sr	38	7	17	35	13	--	20	4
	U	--	--	--	--	--	--	--	2
	Rb	197	284	135	189	260	130	63	4
	Th	17	20	--	16	19	6	--	6
	Pb	17	36	9	23	15	8	17	6
	Ga	9	12	6	11	13	16	4	2
	Zn	23	23	--	28	23	23	23	5
	Cu	41	41	--	41	41	41	41	7
	Ni	--	--	--	--	--	--	--	7
	Co	18	17	--	13	18	21	19	6
	Cr	--	--	--	--	--	--	--	10
	V	--	--	3	6	--	--	--	3
	Ce	--	46	--	81	19	41	25	23
	Nd	--	16	--	25	13	13	16	12
	Ba	81	64	242	137	52	149	83	2
	La	--	34	--	48	22	16	--	12
	Sc	2	2	1	2	3	2	--	1
S	424	--	1206	--	--	151	--	16	
Total	1047	777	1753	845	662	868	426		

Alkalifeldspat-Rhyolith Gangbildungen →

--: Konzentration kleiner als Nachweisgrenze

NG: Nachweisgrenze

*maximaler relativer Fehler* (konzentrationsabhängig):

Hauptelemente (Oxide):

100% = ± 1%, 50% = ± 1%, 10% = ± 2%, 5% = ± 3%, 1% = ± 5%

Spurenelemente:

1000 ppm = ± 5%, 100 ppm = ± 10%, 10 ppm = ± 20%, 1 ppm = ± 50%

Tab. 4 EXTRUSIVA CIPW-NORM  
 normativer Mineralbestand auf wasserfreier Basis (Cross et al., 1903)

	23 A	25 B	116 A	128 A	28 A	80 A	108 A
Q	43.57	42.31	74.68	38.19	36.33	36.55	39.40
C	1.62	2.28	6.24	1.27	1.28	.96	1.30
Or	36.55	32.88	18.15	19.50	31.25	32.91	30.70
Ab	17.45	21.20	.00	39.98	29.38	28.50	27.44
An	.00	.00	.00	.00	.00	.00	.00
En	.05	.20	.40	.02	.25	.00	.20
Fs	.30	.19	.17	.00	.00	.00	.00
Mt	.28	.76	.21	.67	1.23	.26	.22
Il	.15	.15	.12	.13	.17	.17	.15
Hm	.00	.00	.00	.18	.07	.61	.56
Ap	.05	.05	.05	.05	.05	.05	.05
Total	100.01	100.01	100.01	100.01	100.01	100.01	100.01
	Typ Piz Trovat			→ Typ Sass Queder →			
	7 E	78 D	91 C	147 A	151 A	161 A	167 B
Q	40.04	35.99	45.91	39.55	40.25	36.07	59.54
C	1.92	.87	.69	1.73	1.76	1.31	.92
Or	22.13	30.76	23.78	24.62	28.99	29.48	7.43
Ab	34.59	30.05	27.50	31.23	27.42	31.57	28.68
An	.00	.73	.42	.85	.16	.00	2.34
En	.00	.17	.15	.33	.20	.08	.15
Fs	.43	.56	.00	.76	.40	.00	.73
Mt	.64	.61	.48	.60	.58	1.26	.00
Il	.19	.19	.14	.27	.15	.15	.13
Hm	.00	.00	.87	.00	.00	.05	.00
Ap	.07	.07	.07	.07	.07	.05	.07
Total	100.02	100.01	100.01	100.01	100.01	100.01	100.01
	Gangbildungen →						

Q: Quarz C: Korund Or: Orthoklas Ab: Albit An: Anorthit  
 En: Enstatit Fs: Ferrosilit Opx: Othopyroxene Mt: Magnetit  
 Il: Ilmenit Hm: Hämatit Ap: Apatit