

Der Gabbro der Jufer-Horen (Avers, GR)

Autor(en): **Dietrich, Volker / Oberhänsli, Roland**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **56 (1976)**

Heft 3

PDF erstellt am: **20.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-43697>

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.

Der Gabbro der Jufer-Horen (Avers, GR)

Von *Volker Dietrich* und *Roland Oberhänsli* (Zürich)*)

Mit 12 Figuren und 4 Tabellen

Abstract

This article contains the first petrographical and chemical study of a meta-gabbroic complex in the southeastern part of Grisons (Switzerland). The meta-gabbro is surrounded by tectonized antigorite-serpentinite and lies as an allochthonous body of several slices and recumbent folds in the Mesozoic "Bündnerschiefer" cover of the penninic Suretta nappe. The gabbroic rocks consist of the typical greenschist mineral assemblage: albite, chlorite, actinolite, epidote, phengite, calcite, diopside and sphene. Some highly deformed meta-gabbroic parts contain chromium bearing phengites.

Within the meta-gabbroic body three phases of deformation and crystallization can be established. In spite of this complex evolution, the gabbro still exhibits a primitive tholeiitic composition.

The gabbro was probably emplaced into the Bündnerschiefer environment during the formation of the Bündnerschiefer troughs near the southern edge of the continental Briançonnais platform.

During the upper Cretaceous and lower Tertiary phases of deformation and metamorphism the gabbros recrystallized into greenschist facies mineral assemblages.

Zusammenfassung

Eine erste petrographisch-chemische Studie über den Gabbro der Jufer-Horen (Avers) wurde abgeschlossen. Der aus mehreren Schuppen bestehende Meta-Gabbro liegt als allochthoner Körper in den jurassischen bis kretazischen Bündnerschiefern. Er wird von tektonisierten Antigorit-Serpentiniten umhüllt. Die gabbroiden Gesteine setzen sich aus typischen Mineralien der Grünschieferfazies zusammen: Albit, Chlorit, Aktinolith, Epidot, Phengit, Calcit, Diopsid und Titanit. In stark deformierten Meta-Gabbropartien treten Chrom-führende Phengite auf. Primäre Mineralien sind nicht mehr vorhanden. Assoziierte Grünschiefer enthalten zudem zonierte Alkalamphibole und Stilpnomelan. Trotz einer dreiphasigen Deformation und Kristallisation scheint sich der ursprüngliche undifferenzierte tholeiitische Chemismus des Gabbros erhalten zu haben. Die Platznahme des Gabbros erfolgte wahrscheinlich während der Ablagerung der Bündnerschiefer am mittelpenninischen Kontinentalrand (Südrand der Briançonnais-Schwelle). Während den alpinen Phasen der Deckenbildung wurde der Gabbro metamorphosiert und deformiert.

*) Institut für Kristallographie und Petrographie, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich.

GEOLOGISCHE SITUATION

Zwischen den Tälern Avers und Madris liegen die mit 20–40° nach Norden bis Nordosten abtauchenden, mindestens 1500 m mächtigen Bündnerschiefer. Sie stellen die jungmesozoischen Anteile der autochthonen bis parautochthonen Bedeckung der oberpenninischen Suretta-Decke dar (STAUB, 1916 und 1926). Eine Zuordnung der Averser Bündnerschiefer als Sedimente eines oberpenninischen Bündnerschiefertroges (Walliser Trog) wäre aus ihrer tektonischen Stellung unterhalb der südlichen Ausläufer der Schamser Decken in Avers abzuleiten (TRÜMPY, 1960, und STREIFF, 1962). Aufgrund palinspatischer Rekonstruktionen des Penninikums, insbesondere der Schamser Decken (KRUYSSSE, 1967), wäre auch eine Beheimatung der Bündnerschiefer auf dem Südabfall der Briançonnaischwelle, also gegen den südpeninischen (piemontesischen) Ozean wahrscheinlich (DIETRICH, 1970 und 1976).

Im südlichen Avers konnten allerdings weder stratigraphisch-fazielle noch tektonische Verbindungen zwischen den Bündnerschiefern und den darüberliegenden Ophiolithen der Platta-Decke nachgewiesen werden. Die tektonische Trennung wird im Avers gegen Norden durch die Schamser Decken (Averser Weissberg) und gegen Süden durch den nordpenninischen Arblatsch-Flysch gebildet, dessen Relikte bis in die markante tektonische Kontaktzone des Piz Turba hineinziehen (DIETRICH, 1970). Insofern müssen die Averser Bündnerschiefer als eine von den Platta-Ophiolithen verschiedene Einheit betrachtet werden.

Die Bündnerschiefer enthalten in sehr unregelmässiger Verteilung «Grüngesteinslagen» (Grünschiefer, Prasinite und Glaukophanschiefer), welche nicht mit tektonisch voneinander getrennten Gesteinseinheiten einer typischen Ophiolithabfolge verglichen werden können. Die meist wenige Meter mächtigen Grüngesteinslagen stellen eher stratigraphische Einlagerungen von Meta-Basalten, Tuffiten usw. in den Sedimenten dar. Allerdings treten stark tektonisierte Serpentine und Ophicalcite auf, welche tektonische Horizonte markieren dürften. Wenn auch in den Bündnerschiefern eine recht starke Faltung und Verscherung (mit Zunahme gegen das Bergell) auftritt, kann von einer Verdopplung oder Vervielfachung der gesamten Bündnerschiefermassen abgesehen werden.

Die «Geologische Karte des Avers» (STAUB, 1926) stellt die Lagerungsverhältnisse und die Tektonik der Averser Bündnerschiefer übersichtlich dar. Die bemerkenswerte Zunahme der Grüngesteinsanteile hat STAUB schon 1922 treffend charakterisiert:

«Die Bündnerschiefer des Avers, die zwischen dem Hohen Haus im Madris und Cresta noch völlig ophiolithfrei waren, nehmen also gegen Süden mehr und mehr Ophiolithe auf. Im Val Maroz beginnen dieselben immer mehr die Bündnerschiefer zu verdrängen, und im oberen Bergell sehen wir die Ophiolithe schon auf grosse Strecken die Hauptmasse des Gebirges bilden und die Bündnerschiefer auf schmale Bänder zwischen denselben beschränkt.»

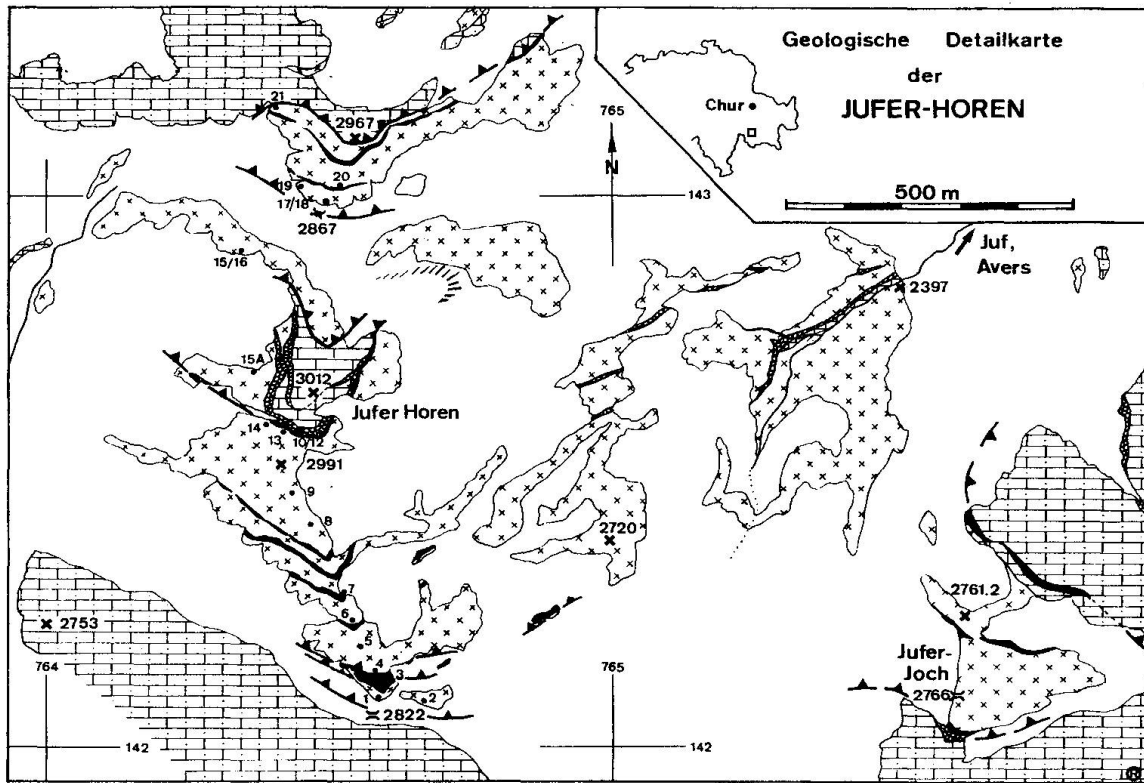


Fig. 1. Geologische Karte der Jufer-Horen, Legende siehe Fig. 2.

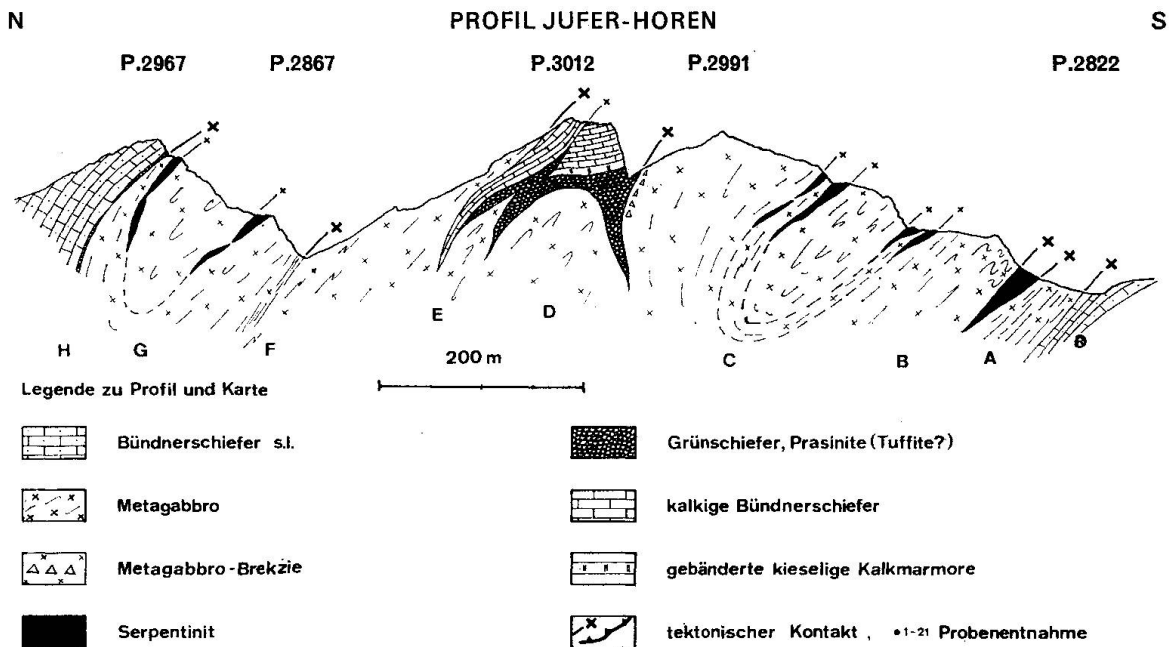


Fig. 2. Profil durch den Gabbro der Jufer-Horen.

Drei verschiedene Grüngesteinszonen wurden von STAUB (1922) innerhalb der Bündnerschiefer ausgeschieden. Der tiefere, mindestens 500 m mächtige Teil der Bündnerschiefer zwischen der Val Madris und dem Bergell enthält die Grüngesteinslagen der «Bregalgazone und der Duanzone». In den hangenden Partien dieser Zonen schalten sich Serpentinite und Ophicalcitlinsen ein, die eine nahezu kontinuierliche Verbindung zwischen dem Piz Moroz/Val di Camp im Südosten und dem Tscheischhorn/Val Madris im Nordwesten darstellen und eine tektonische Grenze darstellen dürften. Darüber folgt der obere, grüngesteinsarme und etwa 500 m mächtige Teil der Bündnerschiefer.

Nördlich des Piz Piot (3038 m) erheben sich aus den monotonen kieseligen Kalkschiefern unvermittelt die Felstürme der Jufer-Horen (3012 m; in der Geologischen Karte des Avers als Schinettahorn bezeichnet). Diese Gipfel werden aus Meta-Gabbros, Serpentiniten, Prasiniten und Kalkschiefern der «dritten Ophiolithzone» STAUBS, der «Schinettazone» aufgebaut, welche eine 200–300 m mächtige zusammenhängende, aber tektonisch komplexe Zone innerhalb der oberen Bündnerschiefer darstellt. Sie ist auf zirka 3 km² aufgeschlossen (Fig. 1). Die höchsten Anteile dieser Zone treten im Norden unterhalb des Gipfels des Mingalunhornes (Pkt. 2967, Blatt Val Bregaglia der Landeskarte 1 : 25 000) auf. Ihre westliche Fortsetzung liegt auf dem Bel Giardin. Im Süden beginnt die Zone nördlich des Piz Piot am Pkt. 2822 mit einem Basisserpentin. Gegen Osten zieht die gesamte Zone tektonisch stark reduziert in die Forcella di Vallunga (Pkt. 2766, Jufer Joch) und keilt in der oberen Vallunga vollständig aus. Meta-Gabbros stellen die Hauptanteile dieser Grüngesteinszone dar. Die Kontaktverhältnisse mit den umgebenden Bündnerschiefern sowie die interne Gabbrotektonik kommen im N-S-Profil (Fig. 2) zwischen Pkt. 2822 und dem Mingalunhorn (Pkt. 2967) zum Ausdruck.

DAS N-S-PROFIL DURCH DEN GABBRO DER JUFER-HOREN

A. Die Basis gegen die Bündnerschiefer bildet ein westlich und östlich des Pkt. 2822 maximal 4 m mächtiger Meta-Gabbro, welcher in fast allen Aufschlüssen stark tektonisiert ist und alle Übergänge zu einem fein laminierten bis gefalteten Chlorit-Aktinolith-Phengit-Schiefer aufweist. Hinweise auf intrusive Kontakte (feinkörnige Erstarrungsränder des Gabbrozuges) sind nicht mehr zu erkennen.

Da auch die Bündnerschiefer in Kontaktnähe stark tektonisiert und zum Teil mylonitisiert sind, dürfte es sich um einen tektonischen Kontakt handeln.

B. Über dem ersten Gabbrozug folgt ein maximal 25 m mächtiger Diallag-Serpentin, welcher noch einige undeformierte interne Partien aufweist. Der Kontakt zu der darüberliegenden Hauptgabbromasse ist wieder tektonisch, da

sowohl der Serpentinite als auch der Gabbro vollkommen schiefrig (z. T. mylonitisiert) ausgebildet sind.

C. Die bis zum Vorgipfel der Jufer-Horen (Pkt. 2991) ansteigende Gabbromasse stellt eine nach Norden mit etwa 20° abtauchende liegende Falte dar, welche bis ins Jufer Joch nach Osten hineinzieht. Der Kern wird von zwei verschieften Serpentinitzügen umgeben, welche kleine Gabbrolinsen und Boudins enthalten. Die internen Strukturen dieser Gabbrofalte sind recht variabel. Zwei Deformationsphasen können beobachtet werden. Während im Druckschatten der Falte (Stirn und Flanken) nahezu undeformierte Partien vorliegen, sind der hangende und der liegende Schenkel intensiv gefältelt und geschiefert. Alle Übergänge der vier schematisierten Meta-Gabbrotypen (Fig. 3), d. h. vom undeformierten grobkörnigen Gabbro bis zum Phengitschiefer, liegen vor.

D. Im Sattel zwischen Pkt. 2991 und Pkt. 3012 (Jufer-Horen) folgen über einer weiteren 4–5 m breiten Kontaktzone (markiert durch einen Gabbromylonit und Chloritschiefer mit Quarzknuern, welche teilweise brekziert sind) rotgrüne, phyllitische und gefältelte Grünschiefer. Aufgrund ihrer Heterogenität und Feinlagigkeit interpretieren wir diese Grünschiefer als submarine Hyaloklastite (Tuffe). Über den Grünschiefern liegen ohne tektonischen Kontakt massige dunkelgrüne Prasinite. Anzeichen von ehemaligen Pillowstrukturen sind nicht zu erkennen. Im Hangenden schalten sich 0,5–1 m graue Kalkschiefer ein, welche stellenweise dezimetergrosse Grünschiefer-Fetzen und -Schlieren enthalten. Es schliessen 1–2 m bunte Kieselschiefer mit feinen Grünschieferlagen an. Auch diese Abfolge scheint tuffogener Herkunft zu sein.

E. Die Felsköpfe der Jufer-Horen werden an der Basis von gebänderten kieseligen Kalkmarmoren (Typ Hyänenmarmor) aufgebaut, welche nach oben allmählich in kalkige Bündnerschiefer übergehen. Zwischen den tuffogenen Grünschiefern und den Kalkmarmoren liegen normal stratigraphische Kontakte vor.

F. Nördlich der Jufer-Horen stellt sich mit tektonischem Kontakt wieder ein zirka 100 m mächtiger Gabbrozug ein, der an der Basis sehr stark laminiert ist. Im Joch (Pkt. 2867) liegt über dem mylonitisierten Gabbro ein verschieferter, wenige Dezimeter mächtiger Chloritschiefer.

G. Die Schuppe G stellt wiederum einen sehr stark deformierten Kern einer Falte dar, deren liegender Schenkel von der Zone F gebildet wird und deren hangender Schenkel stark ausgedünnt unterhalb Pkt. 2967 ausstreicht. Der Gabbrokern wird ähnlich wie in der Schuppe C durch tektonisierte Serpentinzüge umgeben. Im Zentrum liegen recht komplizierte Stauchfalten vor. Häufig ist der Meta-Gabbro bis zur Unkenntlichkeit geschiefert und gefältelt.

H. Die wenige Meter mächtige Übergangszone vom Meta-Gabbro zu den von Grüngestein freien Bündnerschiefern wird durch Wechsellagerungen von prasinitischen Horizonten und Bündnerschiefern gebildet.

Innerhalb der Gabbrofalten und -schuppen A bis H treten weder undefor-

mierte noch deformierte diskordante Gabbro- und Diabasgänge auf. Auch die Serpentine enthalten keinerlei Spuren von Rodingiten. Calcit- und Tremolitadern sind häufig.

PETROGRAPHIE

Vier metamorphe Eruptivgesteine treten im Gabbrokomplex der Jufer-Horen auf: Serpentinite, Meta-Gabbro, Grünschiefer und Prasinit.

Die *Serpentinite* sind bis auf den 25 m mächtigen Basiszug (B) meist stark verschiefert. Lokal ist in ungestörten Partien noch ein «Layering» der Pyroxenpseudomorphosen zu erkennen. Unter dem Mikroskop zeigen die Serpentinite die typische Maschenstruktur der Serpentinmineralien nach Olivin. Optisch und röntgenographisch wurden die Maschen als Chrysotil-Antigorit-Magnetit-Gemenge identifiziert. Auch die Pseudomorphosen nach Orthopyroxen bestehen aus Antigorit.

Die *Meta-Gabbros* scheinen allgemein sehr einheitlich zusammengesetzt zu sein. Innerhalb der verschiedenen Schuppen und Falten zeigen die eher leuko-

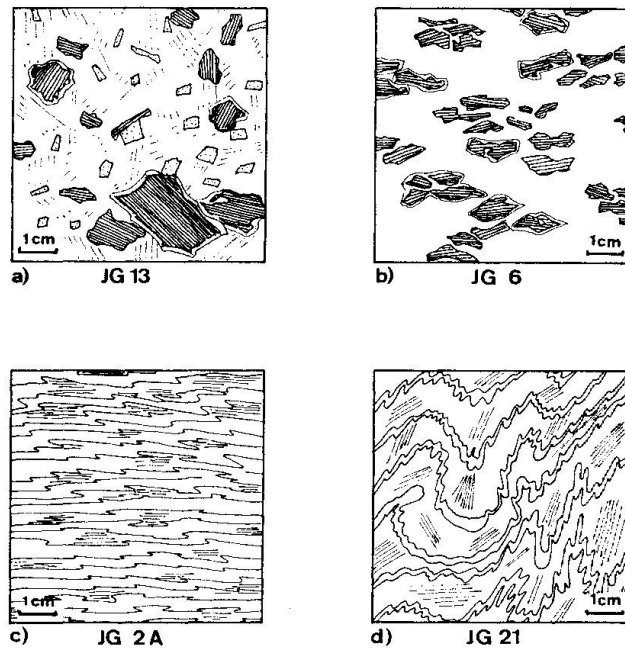


Fig. 3. Typische Deformationsstadien in verschiedenen Bereichen des Jufer Gabbros.

- a) *JG-13*: Undeformierter Meta-Gabbro. Max. 2–3 cm grosse Diopside (pseudomorph nach Pyroxen) mit feinsten Aktinolithrändern. Grundmasse: poikiloblastischer Albit, Epidot, Aktinolith II, Chlorit und Calcit.
- b) *JG-6*: Schwach deformierter Meta-Gabbro (Flasergabbro). Diopside z. T. schon in der Schieferung eingeregelt. Grundmasse: Epidot, Chlorit, Aktinolith und vereinzelt Phengit und Calcit.
- c) *JG-2A*: Stark verschieferter Meta-Gabbro am Kontakt gegen Serpentinite. Wechsellagerung zwischen millimeterbreiten Albit- und Chlorit-Epidot-Aktinolith-Lagen.
- d) *JG-21*: Gefalteter Meta-Gabbro aus dem Faltenkern der oberen Gabbrofalte.

kraten Gesteine keine wesentlichen Änderungen zu mafischeren Varietäten. Allmähliche Übergänge zu den Serpentiniten liegen nicht vor. Meist sind die Gabbros gegen die scharfen Serpentinittkontakte auf den letzten 10 bis 20 cm vollständig chloritisiert.

Strukturell sind die Gabbros dagegen recht unterschiedlich ausgebildet. Während lokal in gewissen Partien (z. B. Druckschatten der Falten) nahezu undeformierte Gesteine vorliegen, treten innerhalb der Faltenschenkel und besonders gegen die Serpentinittkontakte stark verschieferte und gefältelte Gabbros auf. Fig. 3 stellt vier typische Deformationsstadien dar.

Die Korngrößen der undeformierten Gabbros (Fig. 3a) variieren stark. Die Pyroxene, welche häufig millimeterbreite Aktinolithsäume aufweisen, zum Teil aber auch schon vollständig in Aktinolith umgewandelt sind, erreichen in pegmatitischen Partien einige Zentimeter Grösse. Die zentimeterlangen saussuritisierten Plagioklase bilden vereinzelt grob intersertale Strukturen. Beide Mineralien zeigen Anzeichen einer Kataklyse.

Die schwach deformierten, geschieferten Gabbros (Fig. 3b) nehmen den Habitus von «Flasergabbros» an. Grössere Pyroxene und saussuritisierte Plagioklase bilden Augen in einer verschieferten, zum Teil gewellten, feinkörnigen Grundmasse aus Albit, Epidot, Chlorit, Aktinolith und Calcit. Zwischen diesen Gesteinen und den völlig geschieferten und gefältelten Varietäten (Fig. 3c und 3d) treten alle Übergänge auf. Es liegen schliesslich nur noch feinlagige Gesteine vor, die ihre primären gabbroiden Strukturen verloren haben. Pyroxenrelikte sind kaum noch zu erkennen. Es wechseln feinkörnige weissliche bis gelbgrüne Albit-Epidot-Aktinolith-Lagen mit dunkelgrünen Aktinolith-Chlorit-Phengit-Lagen.

Die *Grünschiefer und Prasinite* der Jufer-Horen (Zone D im Profil) entwickeln sich nicht aus den unterliegenden Gabbros. Sie setzen über den Gabbros mit einem scharfen tektonischen Kontakt ein. Es wäre möglich, diesen Kontakt auch als einen Intrusivkontakt zu deuten, da der verschieferte Gabbro in den obersten Dezimetern feinkörniger ist und am Kontakt in einen Chloritschiefer übergeht.

Die Grünschiefer sind in den tieferen Partien feinlagig und gefältelt. Sie enthalten viele hämatitreiche Kieselschieferlagen und -linsen und erinnern teilweise an die Radiolarite des Oberhalbsteins. Gegen oben gehen die Grünschiefer in mehrere Meter mächtige Prasinite mit ihren typischen poikiloblastischen Albitschnüren über. Vulkanitstrukturen sind nicht mehr erkennbar.

MINERALOGIE DER META-GABBROS

Auf der Figur 4 sind die Mineralassoziationen ausgewählter Handstücke (JG-1 bis -22; Lokalisierung in Fig. 1 und 2) tabellarisch im NS-Profil durch den

Tabelle 1. Mineralanalysen und Formelberechnungen der

Analysenmethodik: Mikroelektronensonde Petrographie ETH Zürich, Analytiker: R. Oberhänsli.

| | Aktinolithische Hornblenden | | Alkali- Amphibole | | Chrom führende | | |
|--------------------------------|--------------------------------|--------|----------------------|--------|----------------|--------|--------|
| | JG-2-1 | JG-2-2 | JG-10Z | JG-10R | JG-8-1 | JG-8-2 | JG-8-3 |
| SiO ₂ | 54,62 | 55,30 | 55,03 | 55,49 | 51,68 | 51,99 | 52,52 |
| Al ₂ O ₃ | 1,79 | 3,00 | 1,61 | 1,00 | 28,33 | 27,44 | 26,49 |
| Cr ₂ O ₃ | — | — | — | — | 0,24 | 0,76 | 0,95 |
| TiO ₂ | 0,18 | — | 0,08 | 0,06 | 0,03 | 0,04 | 0,06 |
| FeO _{tot} | 9,34 | 8,89 | 18,67 | 16,03 | 1,55 | 1,33 | 1,50 |
| MnO | 0,40 | 0,23 | 0,25 | 0,34 | — | — | — |
| MgO | 18,10 | 16,59 | 11,26 | 12,95 | 4,74 | 4,48 | 4,68 |
| CaO | 11,75 | 11,99 | 6,66 | 9,56 | — | 0,01 | — |
| Na ₂ O | 0,99 | 1,09 | 3,44 | 1,57 | 0,15 | 0,32 | 0,17 |
| K ₂ O | 0,06 | 0,08 | 0,05 | 0,04 | 9,75 | 10,74 | 9,33 |
| | 97,23 | 97,17 | 97,05 | 97,04 | 96,47 | 97,11 | 95,7 |
| H ₂ O als Differenz | 2,77 | 2,83 | 2,95 | 2,96 | 3,53 | 2,89 | 4,3 |
| Si | 7,754 | 7,812 | 7,96 | 7,95 | 6,88 | 7,008 | 6,934 |
| Al | 0,246 | 0,187 | 0,04 | 0,05 | 1,119 | 0,992 | 1,066 |
| Σ IV | 8 | 8 | 8 | 8 | 8 | 8 | 8 |
| Al | 0,053 | 0,311 | 0,236 | 0,129 | 3,325 | 3,367 | 3,056 |
| Cr | — | — | — | — | 0,025 | 0,081 | 0,099 |
| Ti | 0,019 | — | 0,009 | 0,006 | 0,003 | 0,004 | 0,006 |
| Fe | 1,109 | 1,05 | 2,260 | 1,920 | 0,173 | 0,15 | 0,166 |
| Mn | 0,048 | 0,028 | 0,030 | 0,041 | — | — | — |
| Mg | 3,83 | 3,493 | 2,427 | 2,764 | 0,941 | 0,9 | 0,921 |
| Σ VI | 5,059 | 4,882 | 4,962 | 4,860 | 4,467 | 4,502 | 4,248 |
| Ca | 1,787 | 1,815 | 1,031 | 1,467 | — | 0,001 | — |
| Na | 0,272 | 0,299 | 0,964 | 0,435 | 0,039 | 0,084 | 0,044 |
| K | 0,011 | 0,014 | 0,009 | 0,007 | 1,656 | 1,847 | 1,571 |
| Σ | 2,070 | 2,127 | 2,004 | 1,909 | 1,695 | 1,932 | 1,615 |
| OH | 2,178 | 2,167 | 2,845 | 2,847 | 3,135 | 2,599 | 3,787 |

Gabbro der Jufer-Horen dargestellt. Die Tabelle 1 enthält nur die Mineralanalysen der wichtigsten metamorphen Mineralien aus verschiedenen Partien des Profiles.

Die idiomorphen *saussuritisierten Plagioklase* der undeformierten Meta-Gabbros bestehen aus reinem *Albit* (Analyse JG-2, Fig. 5) mit feinsten Einschlüssen aus Epidot, Aktinolith, Chlorit und vereinzelt Hellglimmer (? Phengit). Basische Plagioklase treten nicht auf. Die Albitpseudomorphosen nach primären Plagioklasen werden häufig von einer zweiten Generation reiner Albite saumartig umgeben. Reine Albitaggregate mit Mosaikstrukturen sowie poikiloblastische Albite treten in den geschieferten Gabbrovarietäten auf.

Die *Diopside* der schwach deformierten Gabbros (z. B. JG-6, Fig. 3 und 6) zeigen erhöhte Fe- und Al-Gehalte. Dies dürfte auf die Umwandlung aus ursprünglichem Pyroxen zurückzuführen sein.

typischen gesteinsbildenden Mineralien des Jufer Gabbros

Kationen normiert auf (O, OH, F): Amphibol 24, Phengit 24, Chlorit 36, Diopsid 6, Albit 32 und Epidot 13.

| Phengite | | Chlorit | Diopside | | Albit | Epidot |
|----------|--------|---------|----------|--------|--------|----------|
| JG-8-4 | JG-8-5 | JG-15 | JG-6-1 | JG-6-2 | JG-2 | JG-6 |
| 51,70 | 52,21 | 29,05 | 52,26 | 52,86 | 68,85 | 38,59 |
| 27,76 | 27,00 | 20,82 | 4,66 | 2,74 | 19,40 | 29,07 |
| 0,43 | 0,76 | 0,08 | 0,37 | 0,20 | — | 0,10 |
| 0,03 | 0,07 | — | 0,51 | 0,54 | — | 0,05 |
| 1,31 | 1,26 | 9,75 | 4,69 | 4,35 | 0,11 | 6,00 |
| — | — | 0,25 | 0,24 | 0,26 | — | 0,06 |
| 4,40 | 4,48 | 26,11 | 16,16 | 15,93 | — | 0,02 |
| 0,01 | — | — | 21,28 | 23,41 | 0,02 | 23,84 |
| 0,31 | 0,30 | — | 0,40 | 0,50 | 10,75 | 0,45 |
| 10,82 | 10,68 | 0,01 | — | — | 0,07 | — |
| 96,77 | 96,76 | 86,07 | 100,57 | 100,79 | 99,2 | 98,18 |
| 3,23 | 3,24 | 13,93 | — | — | — | 1,82 |
| 6,933 | 7,008 | 5,541 | 1,896 | 1,925 | 12,067 | 3,025 |
| 1,067 | 0,992 | 2,459 | 0,104 | 0,075 | 4,007 | — |
| 8 | 8 | 8 | 2 | 2 | — | 3 |
| 3,320 | 3,279 | 2,220 | 0,095 | 0,043 | — | Al 2,686 |
| 0,046 | 0,081 | 0,012 | 0,011 | 0,006 | — | Fe 0,393 |
| 0,003 | 0,007 | — | 0,014 | 0,015 | — | Σ 3,079 |
| 0,147 | 0,141 | 1,555 | 0,142 | 0,132 | 0,16 | — |
| — | — | 0,04 | 0,007 | 0,008 | — | Cr 0,006 |
| 0,879 | 0,896 | 7,423 | 0,874 | 0,865 | — | Ti 0,003 |
| 4,395 | 4,404 | — | — | — | — | Mn 0,004 |
| — | — | — | — | — | — | Mg 0,002 |
| 0,001 | — | — | 0,827 | 0,913 | 0,004 | Ca 2,002 |
| 0,081 | 0,078 | — | 0,028 | 0,035 | 3,653 | Na 0,068 |
| 1,851 | 1,829 | 0,002 | — | — | 0,016 | K — |
| 1,933 | 1,907 | 11,253 | 1,998 | 2,017 | — | Σ 2,085 |
| 2,97 | 2,901 | 17,722 | — | — | — | OH 0,941 |

In zwei Generationen scheinen *Aktinolith*e aufzutreten. JG-2-1 stellt eine Durchschnittsanalyse mehrerer Messungen im zentralen Bereich eines grossen Aktinolithaggregates (Aktinolith I) dar, welches zusammen mit Calcitlamellen eine Pseudomorphose nach Pyroxen (Fig. 5) bildet. JG-2-2 ist die Durchschnittsanalyse der Aktinolithsäume (Aktinolith II) um Aktinolith I. Beide Aktinolithgenerationen weisen sehr ähnliche Chemismen auf.

Eine deutliche Zonierung zeigen die *Alkaliamphibole* aus den tuffitischen Grünschiefern der Zone D (Fig. 8). Die Kerne bestehen aus Mg-Riebeckiten (JG-10Z), die randlichen Zonen aus variablen Na-reichen Aktinolithen.

Epidot liegt in verschiedenen Varietäten vor. In feinkörnigen Lagen der verschieferten Meta-Gabbros tritt eher eisenärmerer, unzonierter Epidot auf (Analyse JG-G, Fig. 6), während grössere idiomorphe Kristalle meistens zoniert sind und einen eisenreichen Kern besitzen.

| Pkt. 2967 | Nr. JG | Ab | Cc | Al | AlI | Ep | Ch | Di | Ph | Qz | Ti | Hm | AA | Sti |
|--------------|--------|----|----|----|-----|----|----|----|----|----|----|----|----|-----|
| Grünschiefer | 22 | | | | | | | | | | | | | |
| Metagabbro | 21 | | | | | | | | | | | | | |
| Serpentinit | 20 | | | | | | | | | | | | | |
| Metagabbro | 19 | | | | | | | | | | | | | |
| | 18 | | | | | | | | | | | | | |
| | 17 | | | | | | | | | | | | | |
| | 16 | | | | | | | | | | | | | |
| | 15A | | | | | | | | | | | | | |
| Grünschiefer | 12 | | | | | | | | | | | | | |
| | 11 | | | | | | | | | | | | | |
| | 10 | | | | | | | | | | | | | |
| Metagabbro | 14 | | | | | | | | | | | | | |
| | 13A | | | | | | | | | | | | | |
| | 13 | | | | | | | | | | | | | |
| | 9 | | | | | | | | | | | | | |
| Serpentinit | 8 | | | | | | | | | | | | | |
| | 7 | | | | | | | | | | | | | |
| Metagabbro | 6A | | | | | | | | | | | | | |
| | 6 | | | | | | | | | | | | | |
| | 6A | | | | | | | | | | | | | |
| Serpentinit | 5A | | | | | | | | | | | | | |
| Metagabbro | 5 | | | | | | | | | | | | | |
| Serpentinit | 4 | | | | | | | | | | | | | |
| | 3A | | | | | | | | | | | | | |
| | 3 | | | | | | | | | | | | | |
| Metagabbro | 2A | | | | | | | | | | | | | |
| | 2 | | | | | | | | | | | | | |
| Serpentinit | 1A | | | | | | | | | | | | | |
| Metagabbro | 1 | | | | | | | | | | | | | |
| Pkt. 2822 | | Ab | Cc | Al | AlI | Ep | Ch | Di | Ph | Qz | Ti | Hm | AA | Sti |

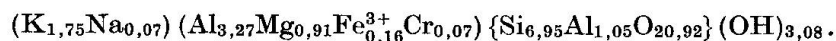
Fig. 4. Mineralassoziationen im NS-Profil durch den Gabbro der Jufer-Horen. Ab = Albit, Cc = Calcit, AlI = Aktinolith I, AlII = Aktinolith II, Ep = Epidot, Ch = Chlorit, Di = Diopsid, Ph = Phengit, Qz = Quarz, Ti = Titanit, Hm = Hämatit, AA = Alkalamphibole (Mg-Riebeckit und Na-Aktinolith), Sti = Stilpnomelan.

Eisenreicher, stark zonierter Epidot ist in den Grünschiefern und Prasiniten enthalten.

In den Gabbros treten *Sheridanite* (Analyse JG-15) mit grauen, schwach anomalen Interferenzfarben sowohl zusammen mit Epidot und Aktinolith in der Grundmasse als auch zwischen den Diopsidlamellen auf. Eisenreichere *Rhipidolithe* liegen in den tuffitischen Grünschiefern vor.

Von besonderem Interesse sind die *Chromführenden Phengite* (Analysen JG-8, Fig. 7), welche im Gegensatz zu Chrom freien Phengiten (ERNST, 1963; VELDE, 1965; GRAESER und NIGGLI, 1966) noch nicht beschrieben wurden. Bisher wurden nur Chrom führende Muskovite mit maximal 4% Cr₂O₃ analysiert (WHITMORE et al., 1946; LEO et al., 1965). Die Phengite treten vor allem in stark verschieferten Meta-Gabbros auf und zeichnen sich durch eine grüne «Fuchsit ähnliche» Farbe aus.

Aus dem Durchschnitt der Phengitanalysen ergibt sich folgende Phengitformel:



Die niedrigen H₂O-Gehalte stimmen mit den Wassergehalten Chrom führender Muskovite überein (DEER et al., 1966). Da keine kristallographischen Daten

von Chrom führenden Phengiten existieren, wurden einige grössere Kristalle röntgenographisch untersucht (Tabelle 2).

Tabelle 2. *Pulver-Diagramm der Chrom führenden Phengite*

| <i>Phengit JG-8 (2M-Typ)</i> | | | | |
|------------------------------|-----------------|---------|--------------|---------------------------|
| 2θ beob. | $d(\text{\AA})$ | I/I_1 | hkl | |
| 8,83 | 10,006 | m | 002 | |
| 17,86 | 4,962 | ss | 004 | |
| 19,86 | 4,467 | m | -111 | |
| 20,14 | 4,405 | ss | 021 | |
| 20,61 | 4,306 | ss | 111 | |
| 21,57 | 4,114 | ss | 022 | |
| 23,81 | 3,734 | st | 023 | |
| 25,52 | 3,487 | st | -114 | |
| 26,64 | 3,343 | m | 024 | } $\Delta 2\theta = 0,26$ |
| 26,90 | 3,312 | m | 006 | |
| 27,88 | 3,197 | m | 114 | |
| 29,93 | 2,983 | m | 025 | |
| 31,28 | 2,857 | s | 115 | |
| 32,11 | 2,785 | ss | -116 | |
| 34,52 ¹⁾ | 2,596 | st | -131 | |
| 34,92 ²⁾ | 2,567 | st | -202 | |
| 36,39 | 2,467 | s | -133 | |
| 36,73 ³⁾ | 2,445 | m | 202 oder 211 | |
| 37,46 | 2,405 | s | -204 | |
| 42,00 | 2,149 | s | -206 | |
| 42,36 | 2,132 | s | 135 | |
| 61,53 ⁴⁾ | 1,506 | st | 060 | |

$$a_0 = 5,2106 \pm 0,0025 \text{ \AA} \quad \beta = 95,747 \pm 0,033^\circ$$

$$b_0 = 9,0354 \pm 0,0021 \text{ \AA}$$

$$c_0 = 19,9744 \pm 0,0083 \text{ \AA}$$

Aufnahme: Jagodzinski-Camera 114,6 mm \varnothing , $\text{CuK}\alpha_1$, $\lambda = 1,54051 \text{ \AA}$.

¹⁾ und ³⁾: Reflexe nicht benutzt für Gitterkonstanten-Berechnung.

¹⁾ 200 eliminiert durch Vergleich mit Phengite (Borg and SMITH, 1969), 130 eliminiert durch Vergleich mit Indizierung.

²⁾ 131 eliminiert durch Vergleich mit Indizierung.

⁴⁾ -331 eliminiert durch Vergleich mit Indizierung.

Die Phengitprobe war mit Aktinolith und etwas Chlorit verwachsen. Die Reflexe der störenden Minerale wurden nach Vergleich mit Standardproben eliminiert.

I/I_1 : st = stark, m = mittelstark, s = schwach, ss = sehr schwach.

BEZIEHUNGEN ZWISCHEN KRISTALLISATION UND DEFORMATION

Folgende Paragenesen wurden innerhalb der Meta-Gabbros beobachtet:

- Di-Akt I + II-Chl
- Di-Chl-Ep
- Pheng-Akt I + II-Chl-Ep
- Ep-Chl-Akt II
- Akt I-Cct-Akt II
- Ab-Chl-Akt II-Ep-Ti-(? Hellglimmer)

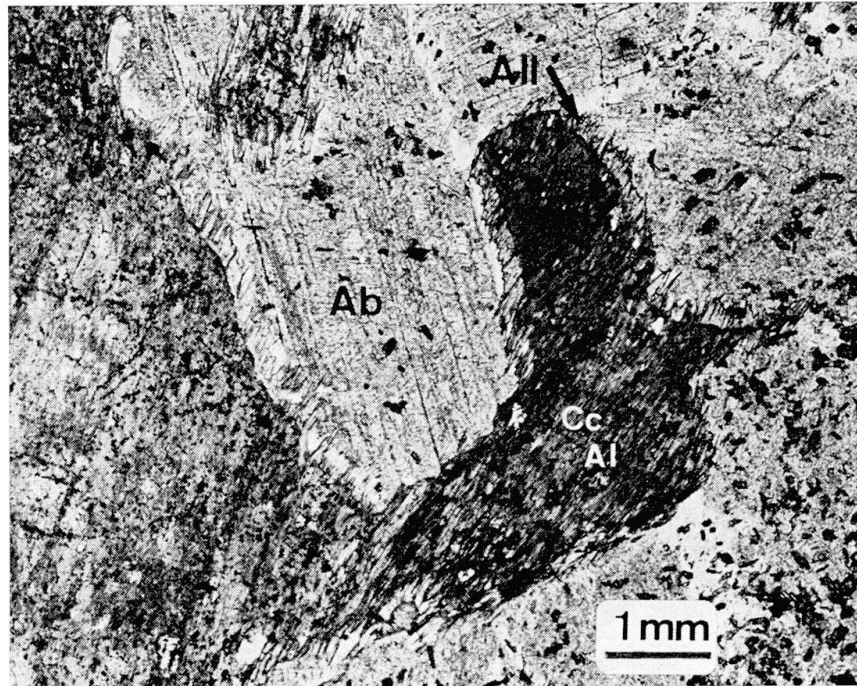


Fig. 5. Undeformierter Meta-Gabbro (JG-2, entspricht etwa Fig. 3a). *Plagioklas*: reiner Albit (Tabelle 1) mit feinsten Einschlüssen von Epidot, Aktinolith II und Serizit (? Phengit); *Pyroxen-pseudomorphose*: Aktinolith I + Calcit (Tabelle 1, JG-2-1), randlicher Saum auf Lamellen Aktinolith II (Tabelle 1, JG-2-2), weiss = Chlorit; opake Mineralien: Hämatit und Titanit.

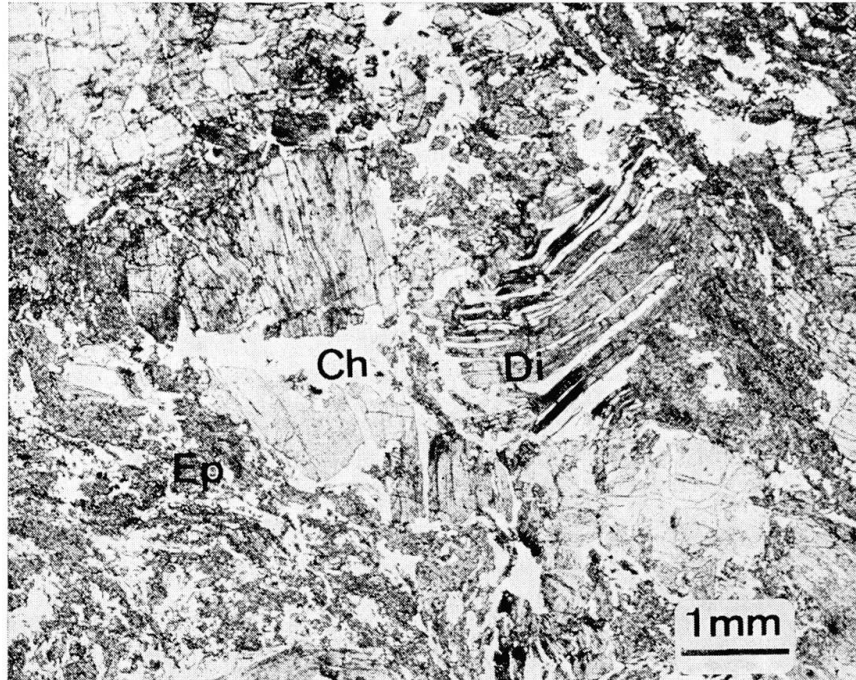


Fig. 6. Schwach deformierter Meta-Gabbro (JG-6 = Fig. 3b). Max. 1 cm grosse Diopside (Tabelle 1) mit Knickfalten. Randlich weisen diese Diopside feinste Aktinolith-II-Nadeln auf. Weiss = Chlorit. Die Grundmasse besteht aus einem Kornaggregat von Chlorit und Epidot mit vereinzelt Phengitlagen und Calcitanreicherungen.

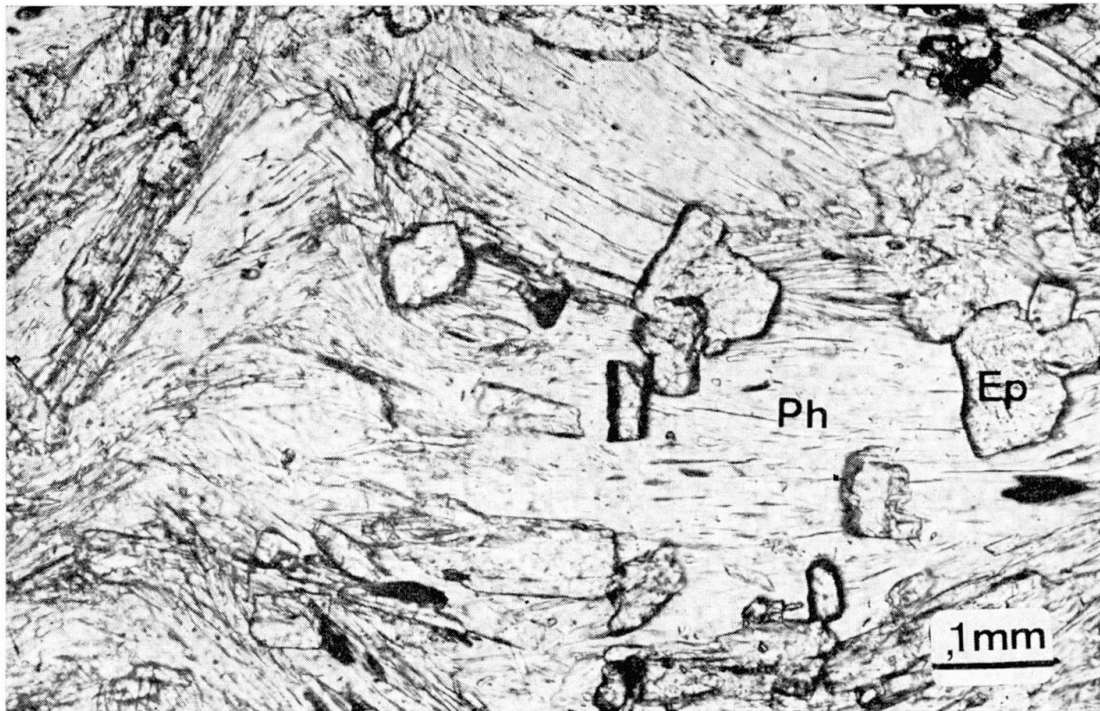


Fig. 7. Phengitreiche Lage in deformiertem Meta-Gabbro (JG-8, entspricht etwa Fig. 3c),
 Paragenese: Phengit, Chlorit, Aktinolith II und Epidot. Phengitanalysen: Tabellen 1 und 2.

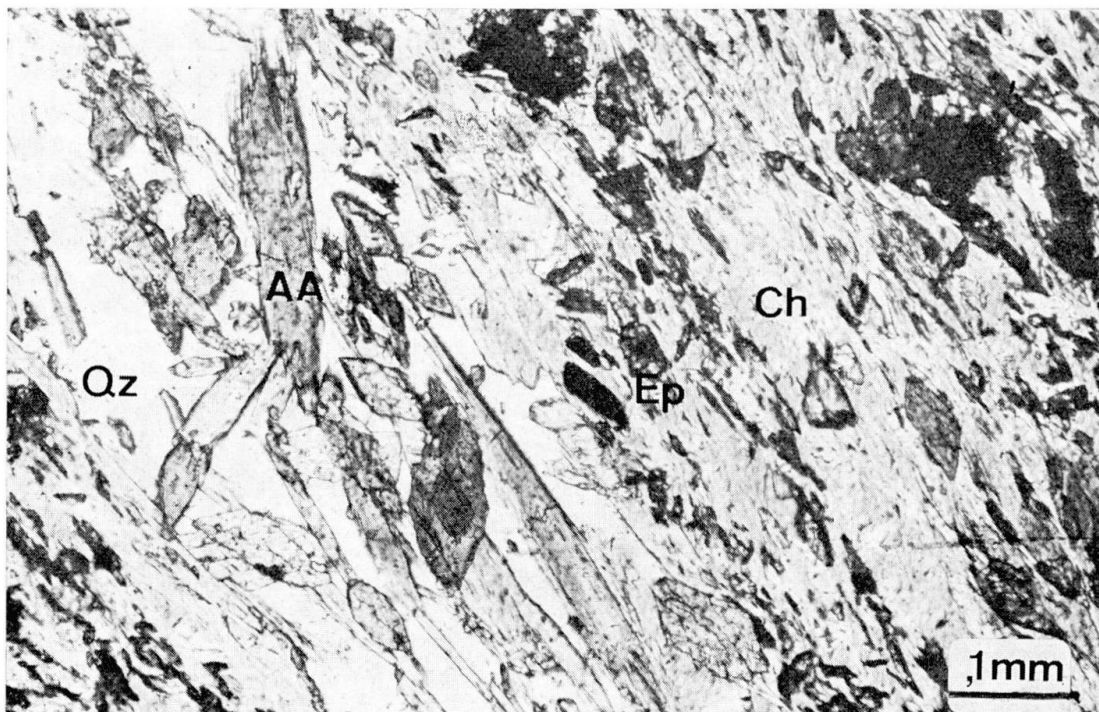


Fig. 8. Grünschiefer (JG-10) mit Alkali amphibolen. Wechsellagerung zwischen millimeterbreiten Quarz-Alkali amphibol- und Chlorit-Alkali amphibol-Titanit-Hämatit-Lagen. Zonierung der Amphibole (Kern: Mg-Riebeckit, Rand: Na-Aktinolith; vgl. Tabelle 1).

Die Grünschiefer und Prasinite enthalten dagegen:

- Ab-Chl-Ep-Cct-Qz
- Ab-Chl-Qz-Ti-Hä-Alk. Amph-Stilp

Die Figuren 5–8 zeigen verschiedene Phasen der Kristallisation und Deformation.

In den undeformierten Partien der Gabbros (Fig. 5) wird wahrscheinlich eine *erste Phase der Deformation* durch die Kataklyse der Plagioklaspseudomorphosen und durch die Knickfalten der Pyroxene (Fig. 6) angedeutet. Es ist schwer zu entscheiden, ob in diese Deformationsphase auch die Bildung von Aktinolith I und Phengit fällt. Beide Mineralien sind in den verschieferten und gefältehten Gabbros eingeregelt (Fig. 7). Wir ordnen diese Kristallisation einer *Hauptdeformationsphase* zu.

Epidot scheint ebenfalls während verschiedener Kristallisationsphasen gebildet worden zu sein. Die stark deformierten Meta-Gabbros enthalten epidotreiche, häufig gefältehten Lagen, welche während der Hauptdeformationsphase entstanden sein dürften.

Schliesslich scheint noch eine *postkinematische Kristallisation* stattgefunden zu haben. Epidot, Chlorit, Aktinolith II und Albit überwachsen ältere Struk-

Schema Kristallisation–Deformation

| | Möglicher primärer Mineralbestand | 1. Phase Kataklyse | 2. Phase Hauptdeformationsphase, synkinematische Kristallisation | 3. Phase Postkinematische Rekristallisation |
|---------------|-----------------------------------|--------------------------------|--|---|
| Gabbro | bas. Plagioklas | Plagioklas | Ab + Cc + Ep + AI | Ab + Cc + Ep + AII |
| | Klinopyroxen | Klinopyroxen ? Aktinolith I | Diopsid Aktinolith I + Cc | Aktinolith II |
| | Orthopyroxen | Orthopyroxen | Epidot Chlorit | Epidot Chlorit |
| | Ilmenit | Ilmenit | Titanit Hämatit | Titanit Hämatit |
| | | ? | Phengit | |
| | | | | |
| Basalt (Tuff) | bas. Plagioklas | ? | Albit | Albit |
| | Pyroxen | ? | Epidot | Epidot |
| | Glas | ? | Chlorit | Chlorit |
| | Ilmenit | ? | Alkalamphibol I (Mg-Riebeckit) | Alkalamphibol II (Na-Aktinolith) |
| | (Quarz) | ? | Quarz | Quarz |
| | | ? | Titanit | Stilpnomelan |
| | ? | Hämatit | | |

turen. Epidot bildet zonierte Kristalle, Chlorit füllt die Lücken zwischen den Diopsidlamellen (Fig. 6) und Aktinolith II bildet Mäntel um Aktinolith I.

Ähnliche mehrphasige Abläufe treten in den Grünschiefern und Prasiniten auf. Besonders zeigen dies die zonierten Alkali amphibole (Fig. 8), die meist mit Chlorit und Epidot in die Hauptschieferungsebene eingeregelt sind. Die Kerne der Amphibole werden von Riebeckit, die Ränder von Na-Aktinolith aufgebaut. Epidot ist oft zoniert. Stilpnomelan scheint innerhalb der Quarz-reichen Lagen postkinematisch gewachsen zu sein.

GESTEINSCHEMISMEN

Mit 12 Vollanalysen (Tabelle 3) aus verschiedenen Lagen des Jufer Gabbros soll der durchschnittliche Chemismus charakterisiert werden. Aufgrund der beschriebenen Kristallisations- und Deformationsphänomene dürfte der primäre Chemismus besonders stark beanspruchter Partien verwischt worden sein. Eine

Tabelle 3. *Chemismus verschiedener Gabbrotypen*

Analysenmethodik: Röntgenfluoreszenzanalyse mit Philips-Sequenzspektrometer PW 1450 (EMPA Dübendorf); FeO titrimetrisch mit KMnO_4 , H_2O nach Penfield, CO_2 nach Passon. JG-1-8 und -13-21 Meta-Gabbros (Lokalisierung Fig. 1), JG-X undeformierter Meta-Gabbro aus der Zone B (Fig. 2), JG-12 Prasinit der Zone D.

| | JG-1 | JG-2A | JG-3 | JG-6 | JG-8 | JG-12 | JG-13 | JG-15 | JG-16 | JG-19 | JG-21 | JG-X |
|--------------------------------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|
| SiO ₂ | 46,98 | 54,76 | 50,77 | 40,90 | 50,14 | 44,00 | 45,60 | 49,10 | 49,45 | 48,82 | 48,28 | 52,36 |
| TiO ₂ | 0,36 | 0,40 | 0,33 | 0,34 | 0,37 | 1,83 | 0,33 | 0,25 | 0,27 | 0,24 | 0,25 | 0,29 |
| Al ₂ O ₃ | 19,19 | 15,88 | 15,71 | 17,53 | 18,19 | 15,00 | 16,60 | 17,20 | 17,22 | 18,19 | 17,07 | 14,57 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,85 | 2,12 | 1,64 | 3,63 | 1,05 | 7,40 | 2,75 | 1,91 | 2,31 | 2,13 | 1,30 | 1,46 |
| FeO | 2,60 | 3,01 | 3,13 | 2,04 | 2,30 | 3,35 | 1,78 | 2,67 | 2,00 | 2,00 | 2,73 | 1,95 |
| MnO | 0,10 | 0,11 | 0,09 | 0,12 | 0,08 | 0,28 | 0,08 | 0,10 | 0,09 | 0,08 | 0,08 | 0,08 |
| MgO | 12,23 | 7,11 | 10,26 | 14,10 | 8,27 | 6,40 | 5,66 | 9,44 | 9,95 | 9,75 | 11,26 | 11,44 |
| CaO | 9,09 | 8,34 | 13,38 | 16,05 | 12,89 | 11,80 | 15,90 | 13,80 | 13,28 | 13,19 | 12,62 | 11,91 |
| Na ₂ O | 2,74 | 5,22 | 2,28 | 0,44 | 2,46 | 3,69 | 3,69 | 2,15 | 2,28 | 2,10 | 2,31 | 2,85 |
| K ₂ O | 0,35 | 0,18 | 0,05 | 0,31 | 0,90 | 0,07 | 0,33 | 0,36 | 0,35 | 0,63 | 0,00 | 0,17 |
| P ₂ O ₅ | 0,03 | 0,03 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,02 |
| H ₂ O ⁺ | 3,54 | 2,18 | 1,98 | 3,78 | 3,00 | 2,96 | 2,36 | 2,70 | 3,25 | 2,68 | 2,92 | 1,96 |
| CO ₂ | 0,00 | 0,50 | 0,00 | 0,70 | 0,00 | 2,50 | 4,50 | 0,20 | 0,20 | 0,20 | 0,50 | 0,50 |
| Cr ₂ O ₃ | 0,07 | 0,01 | 0,05 | 0,12 | 0,09 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,09 | 0,07 | 0,13 | 0,05 |
| Total | 100,13 | 99,85 | 99,69 | 100,08 | 99,77 | 99,28 | 99,58 | 99,88 | 100,76 | 100,10 | 99,48 | 99,61 |
| Spuren | | | | | | | | | | | | |
| ppm | | | | | | | | | | | | |
| Nb | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 |
| Zr | 8 | 7 | <5 | <5 | 13 | 130 | 13 | <5 | <5 | <5 | <5 | 6 |
| Y | 7 | 12 | 12 | 13 | 10 | 44 | 11 | 10 | 8 | 8 | 8 | 9 |
| Sr | 303 | 198 | 330 | 699 | 102 | 286 | 210 | 236 | 248 | 183 | 306 | 90 |
| Rb | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 | <5 |

Genauigkeit der Spurenelementanalyse: 5–10 ppm. Als «blanks» für Untergrundkorrekturen wurden reiner Quarz und PCC-I (Peridotit) verwendet.

Die Eichung erfolgte mit den internationalen Gesteinsstandards GSP-I, NIMS, NIMG und BM.

Die Massen-Absorptionskorrekturen wurden aus den Konzentrationen der Hauptelemente berechnet.

weitere Schwierigkeit liegt in der repräsentativen Probenentnahme aus einem gefalteten Gabbro.

Dennoch zeichnet sich in den verschiedenen Diagrammen (Fig. 9–12) eine Gruppierung der Chemismen ab.

Im Alkali/SiO₂-Variationsdiagramm (Fig. 9) fallen die Meta-Gabbros überwiegend ins Tholeiitfeld. Der SiO₂-Gehalt der Gabbros variiert zwischen 45% und 55%, mit durchschnittlichen Konzentrationen bei 50–51%. Hohe Na₂O- und K₂O-Gehalte sind nicht vorhanden, abgesehen von Proben aus stark defor-

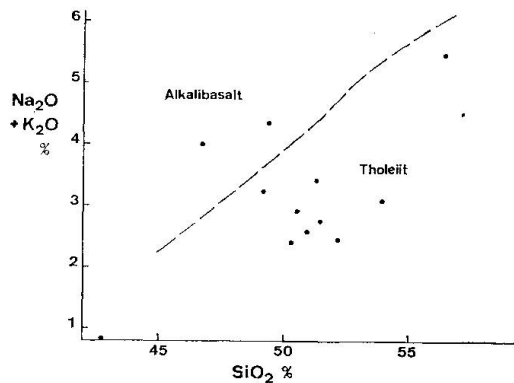


Fig. 9. Alkali/SiO₂-Variationsdiagramm des Jufer Gabbros (auf H₂O- und CO₂-freier Basis).

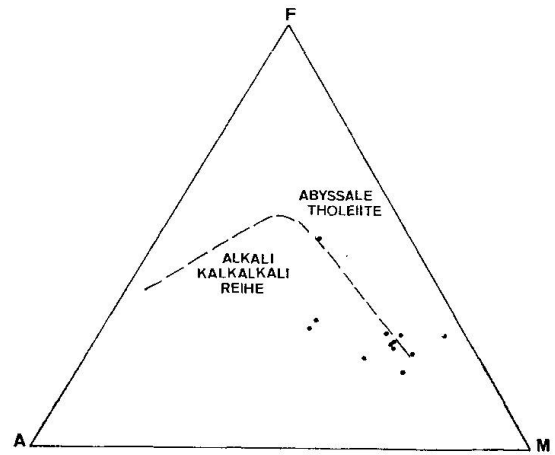


Fig. 10. AFM-(Na₂O + K₂O/FeO_{total}/MgO-)Diagramm.

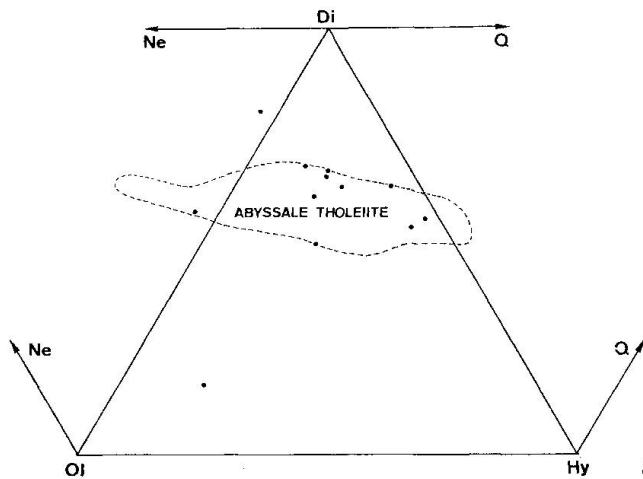


Fig. 11. Normativer Mineralbestand der Jufer Gabbros im System Ne-Ol-Di-Hy-Q. Der abgegrenzte Bereich stellt das Feld der abyssalen Tholeiitbasalte im mittelozeanischen Rücken dar.

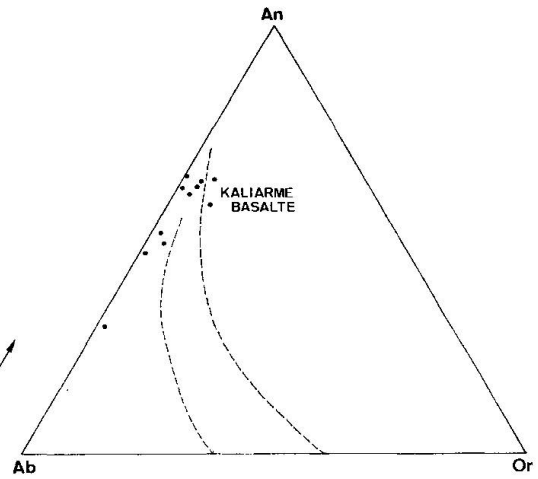


Fig. 12. An-Ab-Or-Projektion der normativen Feldspatzusammensetzungen (IRVINE and BARAGAR, 1971), um deutlich die K-armen Chemismen der Gabbros zu charakterisieren. Die gestrichelten Linien trennen K- oder Na-reiche Eruptivgesteine. Sie schliessen dagegen kalkalkalische und shoshonitische Chemismen ein.

mierten Partien (JG-2A). Das AFM-Diagramm zeigt einen abweichenden Trend. Dort liegen die Gabbros im Feld der Alkali- oder Kalkalkalibasalte. Dies dürfte auf die geringen Eisengehalte zurückzuführen sein. In der Projektion des normativen Mineralbestandes (CIPW-Norm) fallen die Gesteine wiederum ins Feld der Tholeiitbasalte (Fig. 11). Sie sind durchwegs Olivin-normativ mit hohem Anteil an Klinopyroxen (Tabelle 4). Die Mg-NO geben recht hohe Werte um 80, was für ein tholeiitisches Stammagma spricht. Dies drückt sich auch in der Armut an Fe, Ti, Mn, Nb, Zr, Y und Rb aus (Tabelle 3). Offenbar führte noch keine fraktionierte Kristallisation zu einem Fe-reichen, höherdifferenzierten Stadium des tholeiitischen Magmas. Sr scheint sekundär während alpin metamorpher Prozesse zusammen mit Ca in den Aktinolithen angereichert worden zu sein.

Fig. 12 zeigt die An-Ab-Or-Projektion der normativen Feldspatzusammensetzung. Auch in dieser Darstellung fallen die Gabbros in das Feld der K-armen Tholeiitbasalte.

Tabelle 4. CIPW-Norm der verschiedenen Gabbrotypen

$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 0,15$ (COOMBS, 1963), da durch die alpine Metamorphose das ursprüngliche Verhältnis des basaltischen Magmas sicher verändert wurde. $\text{Mg-NO} = \frac{100 \text{ Mg}}{(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})}$ stellt den Fraktionierungsgrad des Magmas dar (GREEN and RINGWOOD, 1967). D.I. bedeutet Differentiationsindex.

| | JG-1 | JG-2A | JG-3 | JG-6 | JG-8 | JG-12 | JG-13 | JG-15 | JG-16 | JG-19 | JG-21 | JG-X | |
|------------------|--------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|
| Or | 2,07 | 1,06 | 0,30 | 0,00 | 5,32 | 0,41 | 1,95 | 2,13 | 2,07 | 3,72 | 0,00 | 1,00 | |
| Ab | 23,19 | 44,17 | 19,29 | 0,00 | 20,82 | 26,79 | 26,58 | 18,19 | 19,29 | 17,77 | 19,55 | 24,12 | |
| An | 39,03 | 19,37 | 32,49 | 44,94 | 35,93 | 24,16 | 27,76 | 36,22 | 35,72 | 38,35 | 36,24 | 26,46 | |
| Lc | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 1,44 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | |
| Ne | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 2,02 | 0,00 | 2,40 | 2,51 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | |
| Di | Wo | 2,45 | 7,79 | 14,10 | 8,18 | 11,62 | 7,76 | 9,47 | 12,94 | 12,01 | 10,73 | 9,61 | 12,25 |
| | En | 1,78 | 5,14 | 10,15 | 6,02 | 8,60 | 4,08 | 6,09 | 9,21 | 8,73 | 7,82 | 7,19 | 9,39 |
| | Fs | 0,45 | 2,09 | 2,67 | 1,39 | 1,89 | 3,45 | 2,74 | 2,58 | 2,16 | 1,90 | 1,47 | 1,57 |
| Hy | En | 0,20 | 6,03 | 8,81 | 0,00 | 1,88 | 0,00 | 0,00 | 2,74 | 3,61 | 1,95 | 5,99 | 13,61 |
| | Fs | 0,05 | 2,45 | 2,32 | 0,00 | 0,41 | 0,00 | 0,00 | 0,77 | 0,89 | 0,47 | 1,23 | 2,27 |
| Ol | Fo | 19,96 | 4,58 | 4,62 | 20,39 | 7,09 | 8,31 | 5,61 | 8,10 | 8,72 | 10,16 | 10,42 | 3,85 |
| | Fa | 5,57 | 2,05 | 1,34 | 5,19 | 1,72 | 7,76 | 2,78 | 2,50 | 2,38 | 2,72 | 2,35 | 0,71 |
| Cs | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 3,26 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | |
| Mt | 1,03 | 0,97 | 0,90 | 1,07 | 0,63 | 2,03 | 0,86 | 0,87 | 0,82 | 0,78 | 0,76 | 0,64 | |
| Il | 0,68 | 0,76 | 0,63 | 0,65 | 0,70 | 3,48 | 0,63 | 0,47 | 0,51 | 0,46 | 0,47 | 0,55 | |
| Ap | 0,07 | 0,07 | 0,05 | 0,05 | 0,07 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,05 | 0,05 | 0,07 | 0,05 | |
| Cc | 0,00 | 1,14 | 0,00 | 1,59 | 0,00 | 5,68 | 10,23 | 0,45 | 0,45 | 0,45 | 1,14 | 1,14 | |
| H ₂ O | 3,54 | 2,18 | 1,98 | 3,78 | 3,00 | 2,96 | 2,36 | 2,70 | 3,25 | 2,68 | 2,92 | 1,96 | |
| Total | 100,06 | 99,84 | 99,64 | 99,96 | 99,68 | 99,28 | 99,57 | 99,88 | 100,67 | 100,03 | 99,40 | 99,56 | |
| Mg-NO | 81,83 | 73,49 | 81,18 | 83,26 | 83,12 | 54,22 | 71,51 | 80,47 | 82,21 | 82,56 | 84,84 | 87,00 | |
| D.I. | 25,25 | 45,23 | 19,59 | 3,45 | 26,14 | 29,61 | 31,05 | 20,32 | 21,36 | 21,49 | 19,49 | 25,12 | |
| Pl-An | 62,73 | 30,48 | 62,74 | 100,00 | 63,32 | 47,42 | 51,08 | 66,56 | 64,93 | 68,33 | 64,96 | 52,32 | |
| Or | 3,22 | 1,65 | 0,57 | 0,00 | 8,57 | 0,81 | 3,46 | 3,76 | 3,62 | 6,22 | 0,00 | 1,95 | |
| Ab | 36,07 | 68,37 | 37,05 | 0,00 | 33,54 | 52,16 | 47,22 | 32,18 | 33,80 | 29,70 | 35,00 | 46,75 | |
| An | 60,72 | 29,98 | 62,38 | 100,00 | 57,89 | 47,04 | 49,31 | 64,06 | 62,58 | 64,08 | 65,00 | 51,30 | |

SCHLUSSBEMERKUNGEN

Die Chemismen der Meta-Gabbros belegen ein undifferenziertes tholeiitisches Magma, welches etwa den olivintholeiitischen Basaltchemismen der Pillowlaven der ozeanischen Rücken (SHIDO et al., 1971) entspricht. Gegen eine Interpretation als «island arc tholeiites» spricht der undifferenzierte Charakter der Gabbros.

In einigen deformierten Partien kam es wahrscheinlich während der Metamorphose zu K- und Cr-Anreicherungen, so dass die Chrom führenden Phengite gebildet werden konnten. Das Chrom dürfte aus den primären Pyroxenen stammen.

Aufgrund der mikroskopischen Beobachtungen und der Mineralchemismen können mindestens drei Rekristallisations- und Deformationsphasen belegt werden.

Eine *erste Deformationsphase* dürfte nach der Intrusion und Abkühlung erfolgt sein. Innerhalb der Bündnerschiefertröge am südlichen mittelpenninischen Kontinentalrandbereich der Briançonnais-Schwelle könnte eine aktive Bruchtektonik zur vertikalen Platznahme der Gabbros zusammen mit lokalen serpentinisierten Ultramafititen geführt haben. Es kam in den Gabbros zur Kataklyse und zur Mylonitisierung. Indizien über das Alter dieser Vorgänge fehlen bisher völlig.

Die *Hauptdeformation und Rekristallisation* der Ultramafitite, Gabbros, Grünschiefer und Sedimente dürfte dagegen während der frühalpinen, etwa 80 Mio. Jahre alten Metamorphose und Anlage der penninischen Decken stattgefunden haben (DIETRICH et al., 1974). Eine bisher postulierte mögliche Hochdruckmetamorphose dieser Gebiete konnte bisher nicht nachgewiesen werden.

Folgende metamorphe Mineralien charakterisieren die Ultramafitite und Mafitite: Antigorit mit Talk, Tremolit und Diopsid in den Serpentiniten, Phengit in den Meta-Gabbros und Alkali-Amphibol und Stilpnomelan in den Grünschiefern.

Anzeichen ehemaliger Hochdruckparagenesen mit Lawsonit, Zoisit, Jadeit und Aragonit wurden nicht beobachtet. In der Hauptdeformationsphase scheinen sich lediglich Paragenesen der höheren Grünschieferfazies eingestellt zu haben.

Während der *postkinematischen*, wahrscheinlich lepontinischen *Metamorphose* kristallisierten retrograd die typischen Mineralien einer tieferen Grünschieferfazies.

Eine genaue Abschätzung der Druck- und Temperaturverhältnisse in diesen Meta-Gabbros ist zur Zeit noch nicht möglich.

Aufgrund der vorliegenden experimentellen Daten für schwach metamorphe Gleichgewichtsreaktionen (Zusammenfassung bei ZEN und THOMPSON, 1975) lagen bei mittleren Drucken bis maximal 5 kbar ($P_{H_2O} = P_{total}$) während der

Hauptdeformationsphase Temperaturen zwischen 300° und 400° C. Die mit Talk koexistierenden Antigorite in den Averser Serpentiniten ergeben nach EVANS et al. (1976) ähnliche Temperaturwerte,

Verdankungen

Für die Hilfe am analytischen Teil der Arbeit schulden wir Frau E. Schädler und Herrn A. Eisenwein von der Eidgenössischen Materialprüfungsanstalt Dübendorf sowie Herrn E. Nisbet (Oxford) grossen Dank. Herrn R. Hännly (Zürich) danken wir für die röntgenographische Untersuchung der Phengite und Herrn Tj. Peters (Bern) für die Durchsicht des Manuskriptes. Die Arbeit wurde im Rahmen des Schweizerischen Nationalfonds-Projektes 2.497-0.75 durchgeführt.

Literatur

- BORG, I. Y. and D. K. SMITH (1969): Calculated X-ray powder patterns for silicate minerals. *Mem. geol. Soc. Amer.* 122.
- COOMBS, D. S. (1963): Trends and affinities of basaltic magmas and pyroxenes as illustrated on the diopside-olivine-silica diagram. *Spec. Paper mineral. Soc. Amer.* 1, 227–250.
- DEER, W. A., R. A. HOWIE, J. ZUSSMAN (1966): *Rock-forming minerals*. Longman Group Ltd., London.
- DIETRICH, V. (1970): Die Stratigraphie der Platta-Decke. Fazielle Zusammenhänge zwischen Oberpenninikum und Unterostalpin. *Ecolgae geol. Helv.* 63/2, 631–671.
- (1976): Plattentektonik in den Ostalpen, eine Arbeitshypothese. *Geotekt. Forsch.* 50, 1–84.
- DIETRICH, V., M. VUAGNAT and J. BERTRAND (1974): Alpine metamorphism of mafic rocks. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54, 2/3, 291–332.
- ERNST, W. G. (1963): Significance of phengitic micas from low-grade schists. *Amer. Mineralogist* 48, 1357–1373.
- EVANS, B. W., W. JOHANNES, H. OTERDOOM and V. TROMMSDORFF (1976): Stability of chrysotile and antigorite in the serpentinite multisystem. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 56, 79–93.
- GRAESER, S. und E. NIGGLI (1966): Zur Verbreitung der Phengite in den Schweizer Alpen; ein Beitrag zur Zoneographie der alpinen Metamorphosen. *Etages Tectoniques*, Inst. Géol. Univ. Neuchâtel, 89–104.
- GREEN, D. H. and A. E. RINGWOOD (1967): The genesis of basaltic magmas. *Contr. Mineral. Petrol.* 15, 103–190.
- IRVINE, T. N. and W. R. A. BARAGAR (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canad. J. Earth Sci.* 8, 523–548.
- KRUYSSSE, H. A. C. (1967): Geologie der Schamser Decken zwischen Avers und Oberhalbstein (Graubünden). *Ecolgae geol. Helv.* 60, 157–235.
- LEO, G. W., H. J. ROSE and J. J. WARR (1965): Chromium muscovite from the Serra de Jacobina, Bahia, Brazil. *Amer. Mineralogist* 50, 392–402.
- SHIDO, F., A. MIYASHIRO and M. EWING (1971): Crystallization of abyssal tholeiites. *Contr. Mineral. Petrol.* 31, 251–266.
- STAUB, R. (1916): Zur Tektonik der südlichen Schweizer Alpen. *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N.F. 46, 41 S.

- (1920): Geologische Beobachtungen im Avers und Oberhalbstein. *Eclogae Helv.* 25/4, 492–501.
- (1922): Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 2, 78–149.
- (1926): Geologische Karte des Avers, 1 : 50 000, Spezialkarte 97, Schweiz. Geol. Komm.
- STREIFF, V. (1962): Zur östlichen Beheimatung der Klippendecken. *Eclogae geol. Helv.* 55/1, 77–134.
- TRÜMPY, R. (1960): Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. *Bull. geol. Soc. Amer.* 71, 843–908.
- VELDE, B. (1965): Phengite micas: synthesis, stability and natural occurrence. *Amer. J. Sci.* 263, 886–913.
- WHITMORE, D. R. E., L. G. BERRY and J. E. HAWLEY (1946): Chrome micas. *Amer. Mineralogist* 31, 1–21.
- ZEN, E.-AN. and A. B. THOMPSON (1974): Low grade regional metamorphism: mineral equilibrium relations. *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.* 2, 179–211.

Manuskript eingegangen am 15. Oktober 1976.