

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band: 20 (1940)
Heft: 2

Artikel: Die Gesteine der Arollaserie im Valpelline (Provinz Aosta, Oberitalien)
Autor: Stutz, Alfred H.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-18400>

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 18.07.2025

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

Die Gesteine der Arollaserie im Valpeltine (Provinz Aosta, Oberitalien)

Von *Alfred H. Stutz*

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Vorwort	118
A. Einleitung	119
B. Einführung in das Untersuchungsgebiet	119
I. Geologisch-petrographische Übersicht des Kartierungsgebietes	120
1. Die Arollaserie und ihre Lagerungsverhältnisse	120
2. Die Valpeltineserie und ihre Lagerungsverhältnisse	122
3. Beschreibung zweier Profile durch die Kontaktzone der Arolla- und Valpeltineserie	126
II. Zur Tektonik des Kartierungsgebietes	135
C. Die Petrographie der Arollaserie	140
I. Die Arollaserie als magmatische Provinz	140
1. Die massigen Orthogesteine der Arollaserie	140
a) Granite und Granodiorite	140
b) Die basischen Schlieren der Granite	146
c) Das Ganggefüge der Granite	148
a) Aplite	148
β) Lamprophyre	150
d) Diorite und Gabbros	150
e) Die Diablagabbros des Mt. Collon	154
2. Die massigen Paragesteine der Arollaserie	157
3. Die magmatische Differentiation der Arollaserie	165
4. Zusammenfassung der magmatischen Provinzialverhältnisse	179
II. Die Arollaserie als metamorphe Provinz	180
1. Die dislokationsmetamorphen Gesteine der Arollaserie	180
a) Die Arollagneise	180
a) Die Sericit-Albitgneise	181
a) Die flaserigen Sericit-Albitgneise	181
β) Die gut geschieferten Sericit-Albitgneise	184
b) Die Phengit-Alkalifeldspatgneise	187
a) Die flaserigen Phengit-Alkalifeldspatgneise	187
β) Die lagigen Phengit-Alkalifeldspatgneise	188
b) Die Verschieferungsprodukte der Diorite und Gabbros	191
a) Die verschieferten Diorite	192
β) Die Chloritschiefer	192
c) Die Verschieferungsprodukte der Hornblendite	195

	Seite
2. Die Mineralumwandlungen im Laufe der Epimetamorphose	197
a) Kalifeldspat	197
b) Plagioklas	200
c) Hornblende	211
d) Biotit	218
e) Quarz	220
3. Die epizonale Mineralfacies der Arollaserie	223
4. Die Umbildung der Texturen im Laufe der Dislokationsmetamorphose	234
5. Zusammenfassung der epizonalen Verhältnisse	242

Vorwort

Die vorliegende Arbeit entstand, auf Vorschlag von Herrn Professor Dr. P. NIGGLI, aus dem Bedürfnis, von den Gesteinen der Dent Blanche-Decke, dem heutigen Stand der Petrographie angemessene Kenntnis zu erlangen. Der Arbeit liegen Feldaufnahmen aus den Sommerferien 1933—36 zu Grunde. Die petrographische Untersuchung der Gesteine erfolgte am mineralogisch-petrographischen Institut der E. T. H. während meiner Assistentenzeit.

Meinem verehrten Lehrer, Herrn Professor Dr. P. NIGGLI, möchte ich hier für seine steten und vielseitigen Anregungen meinen herzlichsten Dank aussprechen. Den Herren Professoren Dr. C. BURRI und Dr. R. L. PARKER und Herrn Dr. F. DE QUERVAIN danke ich für die vielen Ratschläge, die sie mir während meiner Studienzeit zukommen liessen. Herrn Professor Dr. J. JAKOB verdanke ich die Ausführung dreier Gesteinsanalysen. Auch Herrn Professor Dr. A. STRECKEISEN, der mir mit Diskussionen oft weitergeholfen hat, bin ich zu Dank verpflichtet. Herr Professor Dr. M. REINHARD hat mir, seit ich in Basel bin, in zuvorkommender Weise die Benützung der Bibliothek des mineralogisch-petrographischen Instituts der Universität Basel gestattet, und Herr Dr. R. U. WINTERHALTER stellte mir in verdankenswerter Weise seine Dünnschliffsammlung von Aollagesteinen zur Verfügung.

Mit meinen beiden Valpelline-Kameraden R. MASSON und E. A. DIEHL verbindet mich eine freundschaftliche Erinnerung an enge Zusammenarbeit und gemeinsame Feldarbeit und Studienzeit.

Besonderen Dank schulden wir Herrn Professor GB. DAL PIAZ, durch dessen lebenswürdiges Entgegenkommen der Druck unserer petrographischen Karte des Valpelline und des Val d'Ollomont mit Begleittext ermöglicht wurde. Beides wird in den Memorie dell'Istituto Geologico della R. Università di Padova erscheinen.

A. Einleitung

Seit 1871, als H. GERLACH (32) die petrographischen Verhältnisse der „Zentralmasse des Wallis“ beschrieb, sind in der heute als Überschiebungsmasse erkannten Dent Blanche-Decke keine umfassenden und eingehenden Untersuchungen mehr durchgeführt worden. Es war daher eine Notwendigkeit, die Gesteine dieser Decke nach den neueren petrographischen Methoden zu untersuchen und zu beschreiben.

Die bereits 1938 erschienenen Arbeiten von E. A. DIEHL (25) „Geologisch-Petrographische Untersuchungen der Zone du Grand Combin im Val d'Ollomont“ und R. MASSON (44) „Geologisch-Petrographische Untersuchungen im unteren Valpelline, Provinz Aosta (Italien)“, haben unsere Kenntnisse der Decke weitgehend vertieft. Die beiden Autoren befassten sich besonders mit der mesozoischen Unterlage der Decke und der sedimentären Gesteinsserie des Deckenkerns, während in der vorliegenden Arbeit die epimetamorphe Orthogesteinsserie bearbeitet wird.

Die drei Arbeiten ergeben so als Gesamtheit einen Bericht über die petrographischen Verhältnisse der Dent Blanche-Decke. Die Untersuchungen wurden in dem südlichen Teil der Decke, im Valpelline durchgeführt, da die Vergletscherung und der hochalpine Charakter der in der Schweiz gelegenen Partien die Feldarbeiten stark beeinträchtigt hätten, und die katametamorphe Valpellineserie in der Schweiz nur spärlich vertreten ist.

Es ist Hauptaufgabe der vorliegenden Arbeit, die Arollaserie zu beschreiben und als magmatische und metamorphe Provinz zu charakterisieren. Einführend soll jedoch zuerst eine kurze Skizzierung der Arolla- und Valpellineserie und ein Überblick über die Tektonik des Kartierungsgebietes gegeben werden. Eine ausführliche petrographische Beschreibung der Valpellineserie ist nicht beabsichtigt. Sie findet sich in der eingehenden Arbeit von R. MASSON (44), die auch die Valpellinegesteine meines Untersuchungsgebietes einschliesst. Andererseits sollen hier auch diejenigen Teile der Arollaserie mitverarbeitet werden, die von MASSON und DIEHL kartiert wurden.

B. Einführung in das Untersuchungsgebiet

Mein spezielles Untersuchungsgebiet umfasst das mittlere Valpelline (Provinz Aosta, Oberitalien) mit seinen Nebentälern von Oyace bis Pouillay. Westlich Oyace schliesst sich an mein Kartie-

rungsgebiet dasjenige MASSONS an. Die Gebietsgrenze verläuft von der Pta. Fiorio nach Oyace, dann entlang dem Buthier bis le Cliva und folgt hierauf der Comba di Vessona. Im Osten ist die Begrenzung meines Kartierungsgebietes durch den Abschluss der Tavoletta Oyace 1:25 000 (F⁰. 28 (Aosta della Carta al 100 000 dell'Istituto geografico militare) gegeben.

I. Geologisch-petrographische Übersicht des Kartierungsgebietes

Einen grossen Teil der Oberfläche des Valpelline bedecken jüngere Schuttablagerungen. Die mächtige Moränenbedeckung deutet auf eine starke diluviale Vergletscherung des Tales. Die Moränen bestehen durchwegs aus dem benachbarten Felsmaterial und reichen auf eine mittlere Höhe von 2500—2700 m über Meer. In den höher gelegenen Tälern wird das Landschaftsbild durch die ausgedehnten Schutthalden, Schuttlawinenkegel und Lokalmoränen beherrscht, gebildet durch die postglacialen Verwitterungs- und Erosionsvorgänge. Das Valpelline zeigt, als Folge der Vergletscherung, oft schöne U-Formen der Täler, die, ebenso wie die mächtigen Talriegel, unter Bildung tiefer Schluchten angesägt wurden. Die Talsohlen der Nebentäler liegen meist beträchtlich höher als die des Haupttales. Die Morphologie des Valpelline ist für hochalpine Täler charakteristisch. Auf sie und auf die jüngeren Schuttablagerungen, sowie auch auf die verschiedenen Gletschervorstösse, soll jedoch nicht näher eingegangen werden.

In bezug auf das anstehende Felsmaterial drängt sich im Gebiet des Valpelline von vornherein eine petrographische Zweiteilung auf, wie sie schon H. GERLACH (32) als erster scharf durchgeführt hat. Einer liegenden, weitgehend epimetamorphen Orthogesteinsserie steht eine hangende, katametamorphe Sedimentserie gegenüber. Die Orthogesteinsserie wird nach ihrer weiten und mächtigen Ausdehnung bei Arolla (Val d'Hérens, Wallis, Schweiz) kurz als Arollaserie bezeichnet, die Sedimentserie, die vorwiegend auf das Valpelline beschränkt ist, als Valpellineserie. Die beiden Gesteinsserien sollen im folgenden kurz charakterisiert werden.

1. DIE AROLLASERIE UND IHRE LAGERUNGSVERHÄLTNISSE

Die Arollaserie ist zur Hauptsache ein mächtiger Komplex blutsverwandter, eruptiver Gesteine. Als Einschlüsse, in Graniten und Gneisen, erlangen Paragesteine nur untergeordnete Bedeutung. Die grösste Verbreitung erreicht die Arollaserie in ihrem nördlichen, zur

Hauptsache in der Schweiz gelegenen Teil. Vom Weisshorn, über die Dent Blanche und den Mt. Collon, bis zum Mt. Morion baut sie in diesem Sektor das ganze Walliser-Hochgebirge auf und verleiht mit ihren massigen Partien und den oft steilgestellten Gneisen den Bergen ihren imposanten Anblick. Ein südlicher, kleinerer Teil trennt sich am Matterhorn und der Dent d'Hérens vom grösseren ab und reicht als stark zerlapptes Band bis gegen den Mt. Mary im unteren Valpelline.

Die Variation der Arollaeruptiva zeigt die normale Abfolge einer pazifischen Gesteinsvergesellschaftung. Weitaus die grösste Verbreitung besitzen Granite und Granodiorite, in deren Gefolge Aplite und untergeordnet auch Lamprophyre auftreten. Daneben sind Diorite und Quarzdiorite vorhanden. Ultrabasische Gesteine wurden in grösserem Umfang im Gebiete des Valpelline nicht gefunden, doch sind solche vom Mt. Collon und Umgebung (Val d'Hérens, Schweiz) bekannt. Durch das Studium der Kontaktverhältnisse zwischen Dioriten und Gabbros einerseits und den Graniten andererseits wird klar, dass die basischen Gesteine, die von den Apliten stark durchadert werden, in der Erstarrung etwas älter sind als die Granite und deren weniger differenzierte basische Vorläufer darstellen.

Während der alpinen Dislokation wurden fast alle Gesteine der Arollaserie von einer Epimetamorphose mit starker Mineralumwandlung und Texturumbildung überprägt. Die Gesteine liegen daher vorwiegend als Gneise und Schiefer vor. Der primäre katametamorphe Mineralbestand wurde den Bedingungen der Epizone angepasst, und einseitig gerichteter Druck und Schub führten zur Bildung charakteristischer Texturen. Bei den verschiedenen Stufen der Metamorphose kommen Gesteine, die noch massige Struktur aufweisen, den ursprünglichen Eruptivgesteinen am nächsten; sie sind noch klar als solche zu erkennen. Es handelt sich jedoch um beschränkte Vorkommen, die, als reliktsche Linsen, die der Verschieferung entgingen, in den stark verbreiteten Gneisen eingebettet liegen. Die Gneise wurden von GERLACH (32) unter dem Begriff der Arollagneise zusammengefasst.

Kontakt- und Injektionserscheinungen stark verschiedenaltiger Granite und von Graniten gegen die Gneise der Arollaserie sind nirgends zu erkennen. Dagegen lassen sich von den massigen Granitpartien alle Übergänge der Verschieferung in die Gneise feststellen. Die verschiedenen Typen der Gneise können alle zwanglos entsprechenden Varietäten der massigen Eruptivgesteine zugeordnet werden.

Die Hüllgesteine des scheinbaren „Arollalakkoliths“ sind in ungestörter Lagerung nirgends erhalten geblieben, sodass das Alter der Eruptivgesteine nicht bestimmt werden kann.

Die Arollaserie bildet mit ihren Gesteinen ein längliches Ellipsoid, in dessen nördlichem und südlichem Teil die Gneise, von sekundären Längs- und Querfalten abgesehen, eine flache Lagerung aufweisen. Dagegen zeigen die Gneise entlang der südwest-nordost verlaufenden Mittellinie des „Arollaellipsoids“, die mit dem Tallauf des Valpeline zusammenfällt, sehr steiles bis senkrechtes Einfallen, sodass das Valpeline einer mächtigen Mulde entspricht. Das Streichen der Gneise ist SW-NO und, von geringen lokalen Abweichungen abgesehen, recht konstant. In erster Annäherung ist demnach die Lagerung der Arollagneise den Blättern eines aufgeschlagenen Buches zu vergleichen, dessen Rücken in südwest-nordöstlicher Richtung verläuft.

Die Gneise ruhen auf jüngeren mesozoischen Sedimenten der Combinzone, die von „schistes lustrés“ mit eingelagerten Ophiolithen aufgebaut wird. Der Kontakt gegen diese Gesteine ist eine deutliche Überschiebungsfläche, worauf im Kapitel über die Tektonik etwas näher eingegangen werden soll.

2. DIE VALPELLINESERIE UND IHRE LAGERUNGSVERHÄLTNISSE

In der Mulde des Valpeline liegt auf der Arollaserie die kata-metamorphe Valpellineserie. Ihre charakteristischen Züge innerhalb meines Untersuchungsgebietes sollen hier kurz besprochen werden.

Unter den verschiedenen Gesteinen der Valpellineserie besitzen die Kaättonerdesilikatgesteine die Hauptverbreitung. In ihnen finden sich Schichten von Marmoren bis Kalksilikاتفelsen und von Amphiboliten eingelagert. Nur als einziger Fall tritt in meinem Gebiet eine Linse von Quarzit auf, die ich erstmals auf einer Exkursion gemeinsam mit Herrn H. P. CORNELIUS beobachtete.

Die Alumosilikatgesteine zeigen eine starke Variation verschiedener Glieder, die quer zum Streichen der Schichten in reicher Alternation vorliegen, sodass die Gesteine in dieser Richtung meist von Meter zu Meter ihren Charakter ändern. Diese Reichhaltigkeit wird noch verstärkt durch den ungleichen Grad der Injektion und der Stoffzufuhr, wodurch das Ausscheiden einzelner Schichten in der Karte unmöglich wird. Dasselbe gilt für die Marmore und Kalksilikاتفelse, die etwas häufiger sind als die Amphibolite. Marmore und Amphibolite sind in ihrer Verteilung durchaus regellos, doch lässt sich erkennen, dass sie geschart auftreten. In Gebieten häufiger,

mächtiger Marmorzüge sind nur kleinere Amphibolitlinsen vorhanden, und umgekehrt sind in Gebieten häufiger mächtiger Amphibolitzüge grosse Marmorbänke nicht anzutreffen. Innerhalb des Kartierungsgebietes finden sich auch drei verschiedene Erzvorkommen. Dagegen fehlen die von MASSON beobachteten basischen Eruptiva, die aber ausserhalb meines Gebietes, an der linken Talseite der Comba della Sassa, anstehend gefunden wurden.

a) Alumosilikatgesteine

Im Gebiet meiner Feldaufnahmen sind alle von MASSON (44) beschriebenen 14 Typen von Alumosilikatgesteinen des Valpelline vertreten. Es sind dies:

1. Biotit-Granatfelse, 2. Plagioklas-Granatfelse, 3. Biotit-Plagioklasgneise, 4. Kinzigite, 5. Kinzigitgneise, 6. Sillimanit-Granat-Plagioklasfelse, 7. quarzarme Sillimanit-Granat-Alkalifeldspatgneise, 8. Sillimanit-Granat-Alkalifeldspatgneise, 9. Sillimanitkinzigite, 10. Sillimanitkinzigitgneise, 11. graphit- und sillimanitführende Granat-Plagioklasgneise, 12. sillimanitführender Granat-Cordieritfels, 13. sillimanit- und biotitführende Cordierit-Granatfelse, 14. sillimanitführende Cordierit-Granatgneise.

Haupttypen sind zweifellos 3, 4 und 5. Während nach Angaben von MASSON im unteren Valpelline die Kinzigite und Kinzigitgneise über die Biotit-Plagioklasgneise schwach vorwiegen, sind letztere im mittleren Valpelline ebenso häufig und werden im Nordosten (Prarayé) zum Hauptgestein. Alkalifeldspatführende Gesteine treten gegenüber den plagioklasführenden hier wie andernorts zurück. Die Typen mit Sillimanit sind in meinem Kartierungsgebiet noch relativ häufig, wogegen cordierithaltige Gesteine zu den ausgesprochenen Seltenheiten gehören.

Interessante Vorkommen von Epidotfels, einem Gestein, das im unteren Valpelline nicht auftritt, wurden an zwei Stellen gefunden; nämlich am Buthier südöstlich Bionaz mit einer Einschaltung von Quarzit und nordöstlich Chamin, am Weg nach Prarayé. Der Epidotfels ist ein bräunlichgraues massiges Gestein, das bis zu 90 % aus Fe-armem Epidot besteht. Auf Rutsch- und Kluftflächen sind Neubildungen von Grammatit zu beobachten. Injektionserscheinungen treten nicht auf. Der mit diesem Gestein am Buthier vorkommende Quarzit ist vollkommen weiss und sehr feinkörnig. Er weist keinerlei Nebengemengteile auf. Der Kontakt zwischen den Schichten ist sehr scharf. Über die Lagerungsverhältnisse gibt am besten Fig. 1 Auskunft.

b) Marmore und Silikatmarmore

Marmore, Silikatmarmore und aus ihnen durch Injektion hervorgegangene Kalksilikatfelse bilden typische Glieder der Valpellinegesteine. Reine, weisse, meist etwas grobkörnige Marmore sind selten. Gewöhnlich sind sie feinkörnig und enthalten wenigstens akzessorisch Silikatminerale und Graphitschüppchen. Am verbreitetsten sind die Silikatmarmore und unter diesen die Diopsid- und Phlogopitmarmore, weniger verbreitet die Plagioklas-Diopsidmarmore, Olivinmarmore und Phlogopit-Olivinmarmore. Prachtvoll können all diese Gesteine in den mächtigen Marmorzügen von Chez-Chenauz studiert werden. Die Kalksilikatfelse sind durchgehend an eine Injektion mit Substanzzufuhr gebunden. Die Haupttypen sind: Calcit-Diopsid-Plagioklasfelse, Diopsid-Plagioklasfelse und Calcit-Skapolith-Diopsid-Plagioklasfelse. Von einer Stelle (links vom Bu-

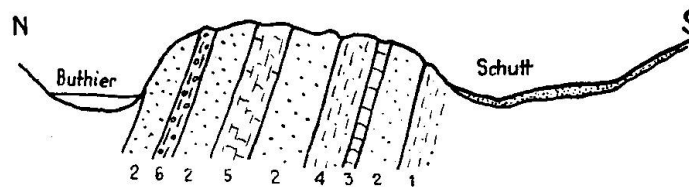


Fig. 1. Profil durch die Quarzitbank am Buthier südöstlich Bionaz

- | | |
|---------------------------------------|---------------------------------|
| 1. Biotit-Plagioklasfels | 4. Biotitreicher Plagioklasfels |
| 2. Epidotfels | 5. Quarzit. |
| 3. Marmor mit scharfer Grenze gegen 2 | 6. Kinzigit |

thier südlich Bionaz, oberhalb der großen Schutthalde) ist auch ein schöner, feinkörniger Calcit-Granat-Diopsidfels bekannt geworden.

c) Die Amphibolite

Die Amphibolite bilden gleich den Marmoren längliche Züge, Bänke und Linsen. Oft handelt es sich nur um handbreite Lagen, die in den Tonerdesilikatgesteinen eingelagert sind. Marmore und Amphibolite sind nie miteinander in Kontakt gefunden worden. Die meist schwarzen, lagenartigen Amphibolite sind viel einheitlicher und gleichmässiger als die Marmore. Lokal können sie in Augit- und Biotit-Augitamphibolite übergehen. Etwas häufiger sind Granat-amphibolite. Meist sind letztere an die Injektion gebunden und durch Stoffzufuhr entstanden. Nach dem Chemismus, der Lagerung und den Kontaktverhältnissen konnte MASSON eindeutig zeigen, dass es sich hier um Paraamphibolite handelt. Hiefür besonders instruktiv ist der Kontakt des grössten Amphibolitziuges gegen die Tonerde-

silikatgesteine. Bei le Cliou (links am Weg in die Comba di Vessona) folgt nach dem grossen Amphibolit eine Zone feinsten Wechsellagerung von hand- bis fingerdicken Kinzigit- und Amphibolitbändchen. Letztere werden in grösserer Entfernung vom Amphibolit seltener und verschwinden schliesslich.

d) Die Injektion

Sie erstreckt sich über das gesamte Gebiet der Valpelineserie und kommt in feinsten Äderchen und mächtigen Pegmatiten zur Geltung. Im Nordosten (Prarayé, Glacier Tsa de Tsan) nimmt sie oft aplitischen Charakter an. Die Pegmatite meines Untersuchungsgebietes sind mit denjenigen, die MASSON beschrieben hat, identisch. Es sind nach der Altersfolge:

1. Plagioklas-Quarz-Alkalifeldspatpegmatite,
2. Alkalifeldspat-Quarz-Plagioklaspegmatite und
3. Quarz-Alkalifeldspatpegmatite plus minus Plagioklas.

Die feine, aderartige, hauptsächlich plagioklasführende Injektion ist stets vorhanden, in ihrer Intensität jedoch stark wechselnd. Ein Gebiet stärkster Injektion ist das des Torre Tornalla östlich Oyace. Ein wunderbarer Aufschluss, in dem ein schollenartig aufgelöster Amphibolit zu erkennen ist, findet sich in Oyace am Weg zwischen dem ersten Haus nach der Kirche und der Trattoria Alpina.

Aus der Tatsache der reichen Plagioklasführung der Pegmatite und der Injektionsadern hat MASSON (44, p. 191) auf eine Injektion durch ein basisches Magma geschlossen und die Möglichkeit der Katametamorphose der Valpelineserie durch die Arollagranite verneint. Wie wir später sehen werden, sind die Arollagranite im Kontakt mit eingeschmolzenen Paragesteinen stark verändert und führen ebenfalls vorwiegend Plagioklas. Die Paragesteine zeigen auch gewisse Ähnlichkeit mit den Gesteinen der Valpelineserie und sind von dem kontaktlich veränderten plagioklasreichen Granit injiziert worden. Obwohl eine genetische Beziehung zwischen Arolla- und Valpelineserie dadurch nicht eindeutig bewiesen wird, zeigen diese Umstände doch, dass die Frage nach der Herkunft des Injektions-Materials der Valpelineserie noch offen gelassen werden muss.

Neben dieser weitverbreiteten Injektion treten vereinzelte hydrothermale Erzbildungen auf. Die Erzadern mit ausschliesslich quarziger Gangart durchbrechen die Valpellingesteine in diskordanter Lagerung. In meinem Kartierungsgebiet lassen sich zwei verschiedene Typen von Erzgängen erkennen. Der erste führt als sulfidisches

Hauptmineral Kupferkies und untergeordnet Magnetkies. Er ist aus der Mine von Bionaz bekannt geworden, deren Stollen heute vollständig verlassen sind. Der zweite Typus tritt in bis zwei Meter mächtigen Erzadern auf. Das Hauptsulfid ist hier Magnetkies, während Kupferkies untergeordnet ist. Solche Gänge finden sich südlich Closé und nordöstlich Chez-Chenauz. Der letztere Gang zerschlägt sich in einem Marmor, der von Erz stark imprägniert ist. Für Einzelheiten muss auf die Arbeit von MONTIBELLI (47) verwiesen werden.

Neben den katametamorphen Gesteinen finden sich in der Valpelineserie untergeordnet auch epimetamorphe Typen: Mylonite, Ultramylonite und Pseudotachylite. Sie sind deutlich nach der Injektion entstanden und auf Gleithorizonte und Bewegungsbahnen beschränkt. Diese Gleithorizonte sind in der ganzen Valpelineserie vorhanden, besonders jedoch am Kontakt zwischen Arollaserie und Valpelineserie.

Die Lagerung der Valpelineschichten ist den Gneisen der Arollaserie konform. Zu beiden Seiten des Valpeline fallen sie gegen das Tal ein. Die ausgeprägte Mylonitzone am Kontakt der beiden Gesteinsserien kann bis 50 m Mächtigkeit erreichen und ist von MASSON und mir auf ihrer gesamten Länge als deutlicher Überschiebungshorizont erkannt worden. Schichtübergänge zwischen Arolla- und Valpelineserie existieren nicht. Die Mylonitzone gehört vorwiegend der Valpelineserie an, doch ist diese Zugehörigkeit nicht immer leicht abzuklären und wird noch dadurch erschwert, dass an einzelnen Stellen Tektonite auftreten. Leicht fällt die Abgrenzung der beiden Gesteinsserien bei Anwesenheit von Marmoren oder graphithaltigen Gesteinen, die mit ihren schwarzen Flecken eindeutig der Valpelineserie zugeordnet werden können. Innerhalb meines speziellen Untersuchungsgebietes scheinen die Mylonite ausschliesslich der Valpelineserie anzugehören und direkt an Blastomylonite der Arollaserie anzustossen. Dagegen wurden von MASSON aus dieser Kontaktzone auch Mylonite der Arollaserie beschrieben.

Um die Verhältnisse des Kontakts und die Mannigfaltigkeit innerhalb der Valpelineserie zu verdeutlichen, sollen im Folgenden zwei Profile etwas näher beschrieben werden.

3. BESCHREIBUNG ZWEIER PROFILE DURCH DIE KONTAKTZONE DER AROLLA- UND VALPELLINESERIE

a) Profil bei Crêtes

Nordöstlich Crêtes wurde in den gut zugänglichen und schön aufgeschlossenen Hängen ein Profil aufgenommen, beginnend in den

Gneisen der Arollaserie und bis zu den Amphibolitzügen bei den Häusern von Crêtes verlaufend.

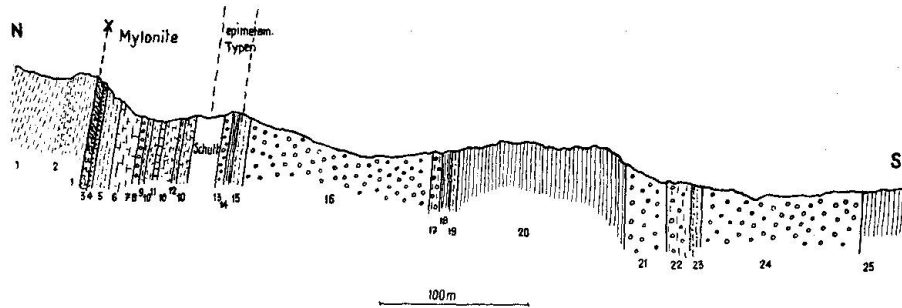


Fig. 2. Profil durch den Kontakt Arolla-Valpellineserie bei Crêtes
Arollaserie:

1. Phengit-Alkalifeldspatgneis
2. Chlorit-Sericitgneis ohne scharfen Übergang gegen 1

Valpellineserie:

3. Chloritreicher Gneis mit Kleinfältelung (Valpellineserie ?)
4. dunkler Chloritschiefer, relativ massig
5. sehr heller Sericitgneis
6. grobkörniger Marmor mit millimeterdünnen Lagen von mylonitisiertem Silikatanteil
7. grauer und rein weisser, feinkörniger Marmor allmählich aus 6 hervorgehend
8. injizierter, stark beanspruchter Kinzigitgneis mit chloritisiertem Granat
9. Sericitgneis mit Porphyroblasten von Alkalifeldspat
10. heller Sericit-Chloritschiefer mit Einlagerungen von fingerbreiten Marmorbändchen
11. schwarzer, grobkörniger Marmor mit fingerbreiten Lagen von Gneis
12. Pegmatit
13. Biotit-Granatkinzigit z. T. stark injiziert und mit Pegmatiten durchsetzt
14. Biotit-Granatamphibolit
15. Pegmatit
16. stark injizierter Biotit-Granatkinzigit
17. quarzarmer Sillimanit-Granat-Alkalifeldspatgneis
18. dichter Granatamphibolit
19. Pegmatit
20. Amphibolit z. T. von Pegmatiten durchbrochen
21. Kinzigit mit grossen Granatporphyroblasten, stark injiziert
22. quarzarmer Sillimanit-Granat-Alkalifeldspatgneis
23. Pegmatit
24. Granat-Biotitkinzigit
25. Amphibolit.

Die Arollaserie, die wir vor dem Kontakt mit der Valpellineserie antreffen, ist zur Hauptsache aus einem graugrünlichen Gneis aufgebaut, der stark verschiefert ist. Auf dem Hauptbruch zeigt er seidenglänzenden Sericit, während sich im Querbruch grössere Por-

phyroklasten von Alkalifeldspat erkennen lassen. Unter dem Mikroskop erweist sich das Gestein als ein Phengit-Alkalifeldspatgneis mit Quarz, Albit, Mikroklin und einem grün-pleochroitischen Sericit als Hauptgemengteilen. Akzessorisch treten Strahlstein und Apatit hinzu. Zwischen einem granoblastischen Grundgewebe von Quarz und Albit mit Porphyroklasten von Mikroklin, der starke Entmischung und Albitisation zeigt, tritt der sehr feinschuppige Sericit in Lagen und Zügen auf. Nach dem Mineralbestand, dem Auftreten im Felde und nach dem Chemismus (Analyse Nr. 19 mit engadinit-granitischen Chemismus) lässt sich das Gestein als epimetamorphes Produkt saurer Arollagranite erkennen. In diesem Orthogneis finden sich Einlagerungen geringerer Mächtigkeit (maximal 5 Meter) von relativ hellen Chloritschiefern. Es sind grüne, lagige Gesteine, die mitunter auch Kleinfältelung aufweisen. Als Hauptgemengteile treten Albit, Sericit und Chlorit, als Nebengemengteile Epidot, Quarz, Apatit, Pyrit und Limonit hinzu. Chlorit und Sericit bilden wiederum feinschuppige Züge zwischen dem granoblastischen Gewebe von Albit. Wegen des geringen Kalkgehaltes, bei Vorherrschen des Chlorits, kann das Gestein wohl als Paraschiefer gedeutet werden, die in massigen Orthogesteinen als Einschlüsse häufig angetroffen werden.

Das erste Gestein, das im Profil als zur Valpelineserie gehörig betrachtet werden kann, ist ein Chlorit-Sericitschiefer mit schöner Kleinfältelung (Nr. 3 des Profils). Es ist ein dunkelgrünes, lagiges Gestein, das auf den Schichtflächen oft die braunschwarzen Flecken der graphithaltigen Valpelinemylonite zeigt, wenn auch nur in schwacher, nicht sehr charakteristischer Ausbildung. Mineralogisch unterscheiden sich diese Gesteine und die hart darauf folgenden nicht von gewissen Typen der Arollaserie. Das ruhige Bild, das die Arollagneise in ihrer Gesteinsvergesellschaftung bieten, hört jedoch hier auf, und im Folgenden tritt eine starke Wechsellagerung der Gesteine auf. Die genaue Festlegung der Grenze ist in diesem Profil schwierig, da die sonst so charakteristischen Graphithäutchen und aphanitischen Adern der Valpelinemylonite nicht in sehr typischer Ausbildung vorliegen. Sicherheit könnte innerhalb der etwa 30 m mächtigen kritischen Zone vielleicht die chemische Analyse gewähren.

Das Gestein, das auf diesen Chloritschiefer folgt, ist ein dunkelgrüner, relativ massiger Chlorit-Albitschiefer, der eine Mächtigkeit von ungefähr 60 cm besitzt (4). Unter dem Mikroskop zeigt sich ein massiges Gewebe von Albit und Chlorit mit Calcit, Zoisit und Epidot als Nebengemengteilen und akzessorischem Quarz, Pyrit, Limonit und Zirkon. Zoisit ist in grösseren rekristallisierten und

Epidot in kleineren gelblichen Körnern vorhanden. Der Calcit, der in langgestreckten Individuen auf ausgeheilten Gesteinsrissen auftritt, ist sicher als sekundäres Mineral infiltriert worden. Gefolgt wird dieses Gestein (nach scharfem Kontakt) von einem sehr hellen, schön lagigen Sericitgneis (5) mit gut ausgebildeter Kleinfältelung. Das Gestein ist bedeutend heller als der Arollagneis, unterscheidet sich jedoch nicht von gewissen Typen dieser Gesteinsserie. Stellen wir die oben beschriebenen Chloritgneise in die Valpellineserie, so bleibt uns die Deutung dieses Gesteins als tektonische Schuppe aus der Arollaserie offen. Andererseits könnte es sich sehr wohl um einen stark verschieferten Pegmatit innerhalb der Valpellineserie handeln. Im südlichen Teil des Profils ist nämlich eine relativ starke Durchdringung der Valpellinegesteine mit Pegmatiten beobachtbar. Auch scheint der nun unmittelbar folgende Marmor (6) eine starke Injektion erlitten zu haben, und vor der Epimetamorphose zum Silikatmarmor geworden zu sein. Der helle Sericitgneis (5) zeigt gegen den Marmor hin eine starke Kleinfältelung, die vom Marmor scharf abgeschnitten und nicht übernommen wird.

Der Marmor ist ziemlich grobkörnig und wird durchsetzt von dünnen 2—5 cm langen silikatischen Lagen, die in charakteristischer Weise herauswittern. Im Mikroskop sind zwischen einem grobkörnigen granoblastischen Calcitgefüge dünne Lagen von sehr feinkörnigem Sericitgneis wahrnehmbar. Diese feinkörnigen Spindeln haben das Aussehen von mylonitischen Zwischenlagen. Die Korngrösse des Calcits ist um 0,5 mm, die des Albits und Quarzes der mylonitisierten Lagen um 0,08 mm. Die scharfe Grenze zwischen Gneis und Marmor scheint darauf hinzuweisen, dass das silikatische Material nicht tektonisch eingerieben wurde. Andererseits nimmt es gegen das Innere des Marmors mengenmässig immer mehr ab. MASSON (44, p. 136) hat darauf hingewiesen, dass die Injektion der Marmore oft auf ihre Randpartien beschränkt bleibt. Eine Herleitung dieser Silikatschnüre durch Epimetamorphose aus Silikatmarmoren liegt daher durchaus im Bereiche der Möglichkeiten und wird durch die Deutung des Sericitgneises als metamorpher Pegmatit unterstützt. Allmählich geht der metamorphe Silikatmarmor in einen dichten grauen Marmor (7) über, aus dem oberflächlich einzelne Diopsidkriställchen herauswittern.

Gefolgt wird dieses Gestein von einem stark injizierten und mylonitisierten Granatkinzigitgneis (8). Seine Granatporphyroblasten sind stark chloritisiert, wodurch das Gestein ein grünliches Aussehen erlangt. Als Hauptgemengteile sind im Mikroskop Quarz, Granat,

vollständig zersetzter Plagioklas und brauner Biotit (ohne Pleochroismus und mit Sagenitgeweben) zu erkennen. Das mikroskopische Bild lässt auf keine stärkeren Differentialbewegungen schliessen, doch tritt eine solche in den nachfolgenden Gesteinen wieder sehr intensiv in Erscheinung, da auf diesen unzweifelhaften Kinzigit ein vollkommen verschieferter Sericitgneis (9) mit zum Teil grösseren Porphyroklasten von Alkalifeldspäten folgt. Dieses Gestein ist bereits deutlich als verschieferter Pegmatit zu bestimmen. Nun wechseln in unruhiger Folge Sericitgneise, Chloritschiefer und Marmorbänke miteinander ab (10, 11). Alle diese Gesteine sind äusserst stark beansprucht und durchbewegt. Sie gehören unzweifelhaft der Valpelineserie an. Es ist im übrigen zu beachten, dass die Grenze zwischen den beiden Gesteinsserien nicht überall so schwer festzulegen ist wie gerade an dieser Stelle. Oft treten Marmore direkt am Kontakt auf, oder wir finden die typischen aphanitischen Ultramylonite, die auch innerhalb der Valpelineserie auftreten können (z. B. Grotta de la Faye, am Buthier östlich Chamin), als Grenzhorizonte.

Nach einer kurzen Unterbrechung im Profil folgen Gesteine von durchaus massigem Aussehen und Textur. Ihre Mineralien und besonders die Feldspäte haben jedoch eine weitgehende Umwandlung in der Epizone erfahren. Es sind dies die epimetamorphen Typen MASSONS ohne stärkere Differentialbewegung. Auf einen zum Teil stark injizierten Biotit-Granitkinzigit (13) folgt der erste Amphibolit dieses Profils. Der nicht injizierte Kinzigit zeigt folgendes mikroskopische Bild: Hauptgemengteile sind Granat, Biotit und zersetzter Plagioklas. Übergemengteile Pyrit, Apatit und Zirkon. Rundliche, teils idiomorphe Granatkörner von ungefähr 2 mm Durchmesser sind unregelmässig über den ganzen Schliff verteilt, während sich die gut gerichteten Biotitleisten, an denen Umwandlungen in Chlorit und Sericit nur vereinzelt zu beobachten sind, in Nestern häufen. Zwischen diesen Mineralien befindet sich eine einheitliche Masse von saussuritisiertem Plagioklas, in der keine früheren Korngrenzen feststellbar sind. Im Kontakt mit grösseren, hauptsächlich aus Quarz und Plagioklas bestehenden Pegmatitadern, zeigt der Kinzigit oft einen feinen Saum von Biotit.

Im darauf folgenden Amphibolit (14) ist durch die Injektion Biotit und oft stark durchsiebter Granat entstanden, der Dimensionen bis zu 4 cm annehmen kann. Dieser Amphibolit wird durch einen mächtigen Pegmatitgang vom nächsten Kinzigit getrennt. Der Peg-

matit ist ein relativ frischer Plagioklaspegmatit vom Typus I MASSONS. Der Kinzigit (16) ist genauer als Granat-Biotitkinzigit zu definieren. Er zeigt durch seine wechselnde Intensität der Injektion und den wechselnden Gehalt an Granat, Biotit und Quarz eine starke Differenzierung, die im Profil nicht dargestellt werden konnte. Kurz vor seinem Ende tritt ein schöner quarzarmer Sillimanit-Granat-Alkalifeldspatgneis (17) auf (MASSONS Typus 7 der Alumosilikatgesteine), der von einem schönen dichten, nicht injizierten Granatamphibolit gefolgt wird. Daran anschliessend finden wir einen mächtigen Plagioklas-Alkalifeldspatpegmatit (19) mit grösseren Granatporphyroblasten, der durch einen mächtigen stark injizierten Amphibolitzug abgelöst wird. Der Kontakt zwischen dem Pegmatit und dem Amphibolit wird durch eine sehr biotit- und granatreiche Zone gebildet. Dieser Amphibolit zeigt die typisch lagige, schwarz-weiss gebänderte Ausbildung aller grösseren Amphibolitzüge. Nun wiederholt sich die unruhige Serie der Kinzigite, unterbrochen von Kinzigitgneisen, Sillimanit-Granatkinzigitgneisen und Pegmatiten, bis schliesslich der relativ einheitliche Amphibolit (25) folgt.

Das Profil ist typisch für eine stark injizierte Serie von Kinzigiten und Amphiboliten der Valpellinegesteine. Plagioklasgneise fehlen vollständig, und die Marmore treten gegenüber den Amphiboliten stark zurück.

b) Profil bei Chez-Chenauz

Das Profil beginnt wieder in der Arollaserie, die hier von relativ hellen Sericitgneisen aufgebaut ist. Zum Teil sind sie feinkörnig, schön lagig, zum Teil zeigen sie grössere, ausgezogene Linsen von Quarz und Albit. An dieser Stelle ist der Kontakt zwischen den beiden Gesteinsserien schon im Felde eindeutig zu erkennen. Auf die typischen einheitlichen Gneise der Arollaserie folgt ein massiges, stark zerklüftetes, mylonitisches und bräunlich anwitterndes Gestein von hellgrauer Farbe, das von dünnen ultramylonitischen bis aphanitischen Adern durchzogen wird. Dieses Gestein ist eindeutig als metamorphes Glied der Valpellineserie bestimmbar. Gefolgt wird es von einem Marmor (3), der in seiner Ausbildung demjenigen von Crêtes ähnlich ist, indem wir auch hier zwischen grösseren Calcitlagen einzelne kurze Züge und Linsen von mylonitischem, silikatischem Anteil erkennen können. Nun folgt eine Zone starker Wechsellagerung zwischen typischen Valpellinemyloniten (mit ihren schwarzen Graphithäutchen) und den eben beschriebenen Marmoren (4). Diese intensive Wechsellagerung mag zum Teil tektonisch be-

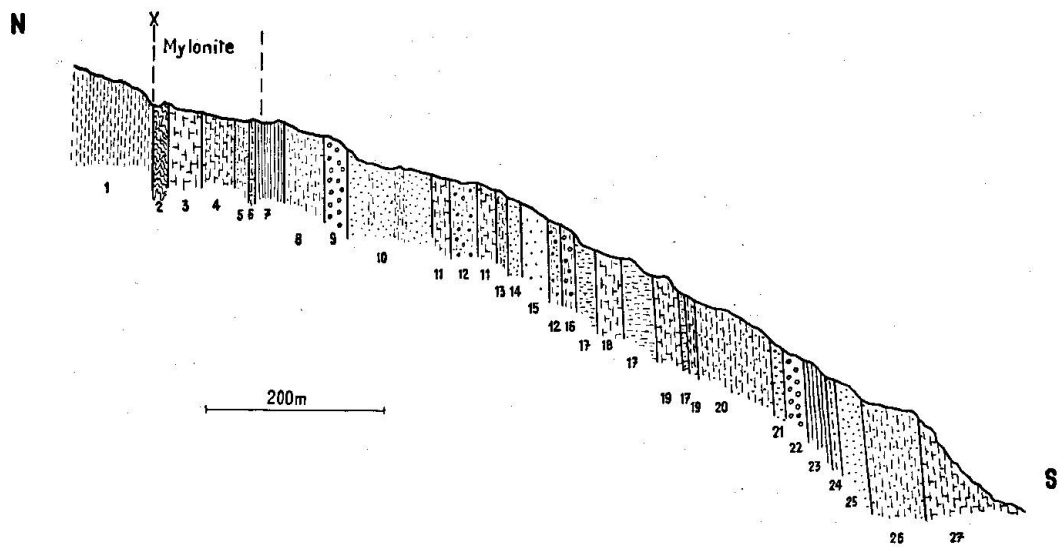


Fig. 3. *Profil durch die Valpelineserie und die Kontaktzone Arolla-Valpelineserie nördlich Chez Chenauz*

Arollaserie:

1. Helle Sericitgneise z. T. mit Porphyroblasten von Quarz und Albit

Valpelineserie:

2. Graues, stark verwittertes Gestein, mylonitisiert und von aphanitischen Adern durchzogen
3. Marmor mit zu schmalen Linsen mylonitisiertem Silikatanteil
4. Zone typischer Valpelinemylonite und Chloritschiefer, durchsetzt von schmalen Marmorbändern
5. stark beanspruchter, grauschwarzer Biotit-Plagioklasfels
6. stark beanspruchter Plagioklas-Pegmatit.
7. schwach injizierter Amphibolit von einzelnen Mylonitzonen durchsetzt
8. dichter Biotit-Plagioklasfels
9. schwach injizierter Biotit-Granatkinzigit
10. Plagioklasgneis z. T. mit Biotit
11. rein weisser Marmor
12. Biotit-Granat-Plagioklasfels
13. stark beanspruchter Biotit-Plagioklasgneis
14. graphitführender Plagioklasfels, schwach injiziert
15. Plagioklasgneis schwach injiziert
16. Sillimanit-Granatkinzigit mit viel Graphit
17. Diopsid-Plagioklasfels
18. grauer, grobkörniger Silikatmarmor
19. weisser, feinkörniger Marmor mit einzelnen grösseren Diopsidkristallen
20. schwach injizierter Biotit-Plagioklasgneis
21. Plagioklashornfels
22. schwach injizierter massiger Biotit-Granatkinzigit
23. grauer Diopsid-Granat-Amphibolit mit zersetztem Plagioklas
24. Pegmatit
25. Plagioklasfels
26. Biotit-Plagioklasfels
27. Silikatmarmore und Marmore von Chez-Chenauz.

dingt sein. Auch in diesen Marmoren sind Graphithäutchen zu erkennen und von blossen Auge sichtbarer, akzessorischer Pyrit.

Die feinkörnigen, oft dichten Chloritgneise und -schiefer der Mylonitzone von Crêtes treten wiederum auf, doch fehlen die hellen Sericitgneise, die dort als Pegmatite gedeutet wurden. Es ist dies nicht verwunderlich, da, wie wir sehen werden, in diesem Profil die Injektion und die Durchsetzung der Gesteine mit Pegmatiten nur untergeordnet in Erscheinung tritt. Gegen das Ende dieser Zone werden die Marmore massiger und einheitlicher und lassen einzelne Kriställchen von Diopsid erkennen. Abgeschlossen wird die Serie durch einen graphithaltigen, grünlichschwarzen Ultramylonit, auf den ein relativ massiger, jedoch noch stark beanspruchter, grauschwarzer Biotit-Plagioklasfels (5) folgt. Es ist dies das erste Glied der Ton-erdesilikatgesteine in diesem Profil, an dem nach seinem reliktschen Mineralbestand (der Biotit ist stark chloritisiert und der Plagioklas saussuritisiert) das katametamorphe Ausgangsgestein erkannt werden kann. Nun folgt ein epimetamorpher Plagioklaspegmatit (6) von einheitlich grauer Farbe.

Der anschliessende Amphibolit (7), der vereinzelt von Injektionsadern durchbrochen ist, zeigt auf einigen Bewegungsflächen die letzten Spuren der Mylonitisierung. Die epimetamorphen Typen ohne Differentialbewegung lassen sich jedoch noch weiter verfolgen. So zeigt auch dieser Amphibolit nicht die normale Schwarzweiss-Bänderung, sondern eine mehr einheitliche Färbung. Durch Verarmung der Hornblende geht er allmählich in einen sehr feinkörnigen grauen Plagioklasfels (8) über, auf den ein typischer, schwach injizierter Biotit-Granat-Kinzigit (9) folgt. Abgelöst wird dieses Gestein durch einen relativ grobkörnigen Plagioklasfels, zum Teil von Biotit durchsetzt und von einzelnen Bewegungshorizonten durchzogen.

Darauf folgt ein reiner weisser Marmor (11), in dem einzelne Diopsidkriställchen beobachtet werden können. Zwischen dem nächsten, gleich beschaffenen Marmorzug tritt ein Granat-Biotit-Plagioklasfels von grauer Farbe auf (12). Nach der zweiten Marmorbank folgt wieder ein stark beanspruchtes graphitführendes graugrünes Gestein mit viel zersetztem Biotit und Plagioklas (13), an den sich ein biotitarmer, ebenfalls stark beanspruchter und schwach injizierter Plagioklasfels mit Graphit (14) anschliesst.

Der nächste Plagioklasfels ist durch die Abwesenheit des Graphits bedeutend heller gefärbt. Eine schwache Injektion ist ebenfalls zu beobachten. Darauf wiederholt sich der Granat-Biotit-Plagioklas-

fels, der in einen schönen Sillimanit-Granat-Kinzigit übergeht und reichlich Graphit führt (16). Das Gestein ist stark verwittert. Granat bildet Porphyroblasten von ein bis zwei cm Durchmesser, um die sich der reichlich vorhandene Sillimanitfilz schmiegt. Anschliessend daran finden wir einen diopsidführenden Plagioklasfels (17) und weiter einen grobkörnigen Silikarmarmor (18). Im weiteren Verlauf des Profils erscheint wieder der Plagioklasfels (17) mit Einschaltungen eines feinkörnigen Marmors mit Diopsidkristallen, die durch einen mächtigen Zug eines Biotit-Plagioklasgneises (20) mit deutlicher, jedoch schwacher Injektion abgelöst werden. In dem folgenden Gestein, einem Plagioklashornfels (21) tritt der Biotit wieder zurück, um weiter in einem Biotit-Granatkinzigit (22) wieder als Hauptgemengteil zu erscheinen.

Nr. 23 ist ein Diopsid-Granat-Hornblende-Plagioklasfels bis Diopsid-Granat-Amphibolit von grauer, auf den zersetzten Plagioklas zurückzuführender Farbe. Das Gestein weist eine leichte Injektion auf. Eigentliche Porphyroblastenbildung des Granats hat nicht stattgefunden, doch sind die Körner zu grösseren Nestern aggregiert. Abgeschlossen wird dieser Amphibolit durch eine Pegmatitader, auf die wiederum einer der hier verbreiteten Plagioklasfelse folgt, der gegen den grossen Marmorzug von Chez Chenauz durch Biotitaufnahme in einen Biotit-Plagioklasfels (26) übergeht. Im Marmorzug von Chez Chenauz wechseln Silikatmarmore und reine Marmore miteinander ab. Der Zug beginnt mit einem sehr schönen Phlogopitmarmor mit reichlicher Glimmerführung, worauf Phlogopitmarmore, Diopsidmarmore und reine weisse Marmore miteinander abwechseln und die reinen Glieder immer häufiger werden. Als Ganzes stellt dieser Marmorzug eines der schönsten Vorkommen von Silikatmarmoren des Valpelline dar.

Innerhalb der Valpelineserie zeigt dieses Profil gegenüber demjenigen bei Crêtes eine starke facielle Verschiedenheit, da hier Amphibolite zurücktreten, wogegen Marmore, besonders am Süden des Profils, eine grössere Verbreitung aufweisen. Bei einer genaueren Betrachtung der Tonerdesilikatgesteine ist ebenfalls eine verschiedene Faciesentwicklung festzustellen. Während im Profil von Crêtes hauptsächlich Granat-Biotit-Kinzigite auftraten, und reine Plagioklasgneise gar nicht beobachtet wurden, haben hier die letzteren die Hauptverbreitung.

Anhand eines grösseren Analysenmaterials konnte MASSON zeigen, dass zwischen den Tonerdesilikatgesteinen und den Amphiboliten eine enge chemische Verwandtschaft besteht, wobei die

Plagioklasgneise und Plagioklashornfelse die Übergangsstellung einnehmen. Durch die interessante Tatsache, dass hier die Plagioklasgneise hauptsächlich mit den Marmoren und die Kinzigite vorwiegend mit den Amphiboliten vergesellschaftet sind, wird der sprunghafte Charakter in den Sedimentationsbedingungen der Valpellineserie neuerdings belegt.

II. Zur Tektonik des Kartierungsgebietes

1905 haben ARGAND und LUGEON (7, 8, 9) ein Deckenschema der westlichen Schweizeralpen aufgestellt. Danach wird die oberste tektonische Einheit der Walliser Alpen von einer Trilogie von Teildecken aufgebaut. In ihr folgen sich von unten nach oben die Mt. Emilius-Decke, die Mt. Mary-Decke und die Dent Blanche-Decke s. s. Die Gesamtheit der Deckentriologie wurde von ARGAND als Dent-Blanche-Decke s. l. bezeichnet.

Mein spezielles Untersuchungsgebiet gehört ausschliesslich zur Dent Blanche-Decke s. s. ARGANDS, während sich das Kartierungsgebiet MASSONS zum Teil auch auf die Mt. Mary-Decke erstreckt. Die Mt. Emilius-Decke wurde von uns in die Untersuchungen nicht mit einbezogen, sodass sich das Folgende nur auf die Mt. Mary-Decke und auf die Dent Blanche-Decke s. s. bezieht.

Letztere beiden Teildecken zeigen genau analogen Aufbau aus hangender Valpellineserie und liegender Arollaserie. Über der Valpellineserie der oberen Dent Blanche-Decke s. s. finden sich an einzelnen Stellen nochmals Gesteine der Arollaserie. So an den Jumeaux, am Col Cornera bis Mt. Redesan, an der Becca Arbière und am Mt. Pisonet. Die unterliegende Valpellineserie ist an all diesen Orten stark mylonitisiert. Oft finden wir ausgequetschte Reste einer mesozoischen Zwischenschicht, wie am Château des Dames, am Col Cornera, südlich Mt. Redesan, an der Becca Arbière und am Mt. Pisonet. Offenbar handelt es sich hier um eine Verschuppung der Dent Blanche-Decke s. s.

Der Arollaserie kommt sowohl in der Dent Blanche-Decke s. s. als auch in der Mt. Mary-Decke eine grosse Verbreitung zu. Die Valpellineserie ist in der Dent-Blanche-Decke s. s. noch stark ausgebildet, jedoch fast ausschliesslich auf das Valpelline beschränkt und zeigt in der Mt. Mary-Decke nur noch geringe Ausdehnung (nördlich des Mt. Mary und der Becca d'Avuille). In beiden Decken ist die Lagerung der Valpellineschichten derjenigen der Arollagneise konform. Die Mylonitzone zwischen Arolla- und Valpellineserie findet sich sowohl in der Dent Blanche-Decke s. s. als auch in der Mt.

Mary-Decke. Von lokal bedingten, kleinen und sekundären Differenzen abgesehen, sind sich die jeweils entsprechenden Gesteinsserien beider Decken identisch. All dies zeigt, dass die Dent Blanche-Decke s. s. und die Mt. Mary-Decke trotz der inneren Überschiebungsfläche zwischen Arolla- und Valpellineserie, zumindest während der letzten grossen alpinen Bewegungsphasen, einheitliche tektonische Bauelemente bildeten und dass die beiden Decken auf das engste miteinander verwandt sind.

Getrennt werden sie durch einen schmalen, stark ausgequetschten mesozoischen Zug, den Zug von Roisan. Er wird von sandigen und kalkigen „schistes lustrés“ mit eingelagerten Ophiolithen und Fetzen von Trias gebildet. Letztere können, wie z. B. an der Cima Bianca, bedeutende Mächtigkeit erlangen. An einer Stelle sind von MASSON auch Rauhwacken gefunden worden.

Die Unterlage der beiden Decken wird von mächtigen Komplexen mesozoischer Sedimente gebildet, den „schistes lustrés“ der Combinzone und der Zone Châtillon-Zermatt. In ihnen finden sich eingelagerte Eruptivgesteine, die alpinen Ophiolithe.

Ein Rest der normalen mesozoischen Bedeckung der Dent Blanche-Decke findet sich am Mt. Dolin (Val d'Hérens, Schweiz).

Nach ARGAND nimmt die Dent Blanche-Decke als grosse liegende Falte das oberste Stockwerk der penninischen Decken ein. Der Charakter einer liegenden Falte ist das Hauptmerkmal für das, was ARGAND penninischen Stil nennt. Zu den Charakteristika des penninischen Stils gehören weiter das Erhaltenbleiben des umgekehrten Mittelschenkels, der regelmäßige Bau von Scharnieren, die Tendenz, rückläufige Falten zu bilden, sowie stratigraphische, vertikale und horizontale Übergänge zwischen den einzelnen Schichtgliedern. Diese allgemeinen penninischen Eigenschaften zeichnen nach ARGAND noch die Dent Blanche-Decke s. s., sowie die eng verwandten Decken des Mt. Mary und des Mt. Emilius aus.

Mit diesen Anschauungen ARGANDS decken sich die Ergebnisse unserer tektonischen Untersuchungen nicht vollständig. Unsere Schlussfolgerungen wurden jedoch schon früher veröffentlicht (STUTZ und MASSON (77), DIEHL (25)) und mögen hier nur kurz wiederholt werden.

Die Theorie der liegenden Falte der Dent Blanche-Decke stützt ARGAND besonders auf das Vorhandensein eines verkehrten Mittelschenkels, den er durch Übergänge zwischen Arollagneisen und den Gesteinen der Combinzone belegt. Er postulierte eine Dreiteilung der Combinzone in:

1. eine untere Gruppe, die normale mesozoische Bedeckung der Bernhard-Decke,
2. eine mittlere Gruppe, durch Falten aus Südwesten gebildet und in
3. eine obere Gruppe, die verkehrte mesozoische Schichtserie der Dent Blanche-Decke.

Demgegenüber kam DIEHL beim Studium der mesozoischen Schichten des Val d'Ollomont zu einer Zweiteilung. Er unterscheidet:

1. Die normale mesozoische Bedeckung der Bernhard-Decke und
2. Reste von nach Norden mitverfrachtetem und verschlepptem Gesteinsmaterial unbekannter tektonischer Zuordnung.

Seine Ansicht wird durch neue Funde von artfremdem Material innerhalb der Combinzone gestützt; so von Casannaschiefern nördlich Chesal, von Triasdolomit an der Punta Ratti, von Casannaschiefern, Dolomit und Quarzit bei By und von Gesteinen vom Charakter der Arollagneise auf le Chanté und auf le Piazza.

Betrachten wir nun den Kontakt zwischen Combinzone und den Arollagneisen etwas näher. Im Val d'Ollomont ist er als deutliche, scharfe Gesteinsgrenze ausgebildet. Die grauen, verbreiteten Phyllite der Combinzone ändern sich gegen den Kontakt hin nicht. Dagegen ist die Ausbildung der Arollagneise hier keine einheitliche und von der normalen Gneistypen etwas abweichend.

Im Norden weisen die Arollagneise gegen die Combinzone meist schöne Kleinfältelung auf. Es entspricht dies Gebiet wohl einer intensiven Stauzone. An andern Orten finden sich dichte, grüne, mylonitische Gesteine, die gegen die Arollaserie hin wieder in Gneise mit Kleinfältelung übergehen. Im Val d'Ollomont kann der Übergang dieser mylonitischen und gefältelten Gneise in die massigen Granite des Mt. Morion mit Zwischengliedern von flaserigen bis lentikularen Typen auf relativ kurze Distanz gut beobachtet werden. Es spricht dies eindeutig für Orthocharakter dieser mylonitischen Gneise und für ihre Zugehörigkeit zur Arollaserie. An Paragesteinen können in den randlichen Partien der Arollaserie höchstens kleinere Linsen von Gneisen und Schiefern festgestellt werden, die von primär eingeschmolzenen Schollen der Granite herzuleiten sind. Dazu scheint auch das von ARGAND bei Satarma (Val d'Arolla) kartierte Karbon zu gehören.

Finden sich am Kontakt gegen die schistes lustrés nicht saure Arollagneise, sondern metamorphe basische Eruptiva, so ist die Ab-

grenzung dieser Gesteinsserie gegenüber der Combinzone schwieriger. Diese Chlorit- und Chlorit-Epidotschiefer können sowohl aus verschieferten Arollaeruptiva als auch aus alpinen Ophiolithen hergeleitet werden. Die Kontaktverhältnisse zwischen den Chloritschiefern und den normalen Gneisen der Arollaserie, ferner zwischen Chloritschiefern und den Phylliten der Combinzone, bieten bei der starken Beanspruchung keine genügenden Anhaltspunkte. Nur in einzelnen Fällen kann die Zugehörigkeit dieser Schiefer zur Arollaserie an ihrer aplitischen Durchaderung erkannt werden, die von den Arollagraniten ausgeht. Zu diesen metamorphen basischen Gesteinen gehören besonders die grossen Massen der „Euphotide“ und Grünschiefer am Fusse des Matterhorns und bei der Schönbühllhütte. Im Val d'Ollomont und andernorts ist jedoch der Kontakt zwischen Arollagneisen und schistes lustrés als recht scharfe Grenzfläche und ausgezeichneter Überschiebungshorizont zu erkennen. Bereits 1870 wurde dies von GERLACH (32) erkannt, der der „Centralmasse des Wallis“ eine Fächerstruktur zuschrieb, mit seitlich über die Bündnerschiefer überschobenen Partien, zu denen er auch schon das Matterhorn zählte.

Wohl ausgebildete Trias finden sich an der Basis der Dent Blanche-Decke nirgends, was auch von STAUB (73) bestätigt worden ist. Gegenüber der sicher penninischen Combinzone weist die normale mesozoische Bedeckung der Arollaserie, die am Mt. Dolin dem Abtrag entging, deutlich verschiedenen Charakter auf. Die Dolinserie setzt sich aus Quarziten, Dolomiten, Rauhwacken, mächtigen Breccien, Ton- und Kalkschiefern zusammen. Auf Grund von Vergleichen mit unterostalpinen Schichtserien und Funden von Krinoidenkalken des Lias am Mt. Dolin hat STAUB (73) das Dolinmesozoikum der Dent-Blanche-Decke s. s. dem ostalpinen Faciesraum zugeordnet. Der Wechsel in den Sedimentationsbedingungen, der für eine so radikale Änderung der Trias von den stirnnächsten Rückenteilen nach den stirnnächsten Partien des Mittelschenkels notwendigerweise angenommen werden müsste, ist undenkbar. Der von ARGAND zur Erklärung dieses Umstandes geprägte Begriff des „type compréhensif de la serie pennique moyenne“ vermag nach unserem Erachten den Erscheinungen nicht gerecht zu werden. Eine verkehrte mesozoische Schichtfolge an der Basis der Dent Blanche-Decke existiert nach unserem Dafürhalten nicht. Den Kontakt der Arollaserie gegen die Combinzone deuten wir als reine Überschiebungsfläche und die Dent Blanche-Decke als gewaltiges starres Gleitbrett mit starken Verschuppungen.

Eine Stirnumbiegung der Dent Blanche-Decke s. s. kann im Val d'Ollomont nicht beobachtet werden, ebensowenig wie im Wallis, wo auch an der Dent de Veisivi eine Umbiegung der Schichten nicht stattfindet. Einem mächtigen Mittelschenkel steht nirgends eine äquivalente normale Schichtreihe gegenüber. Die Arollaserie der Jumeaux muss zweifellos als erneute Verschuppung der Dent Blanche-Decke gedeutet werden, wofür auch die starke Mylonitisierung der unterliegenden Valpelineserie und die Trias des Château des Dames spricht.

Die mise en place der Dent Blanche-Decke sei im Folgenden kurz skizziert. (Für die Begründung, weitere tektonische Details, Karten und Profile muss auf die gemeinsame Arbeit mit MASSON „Zur Tektonik der Dent Blanche-Decke“ (77) verwiesen werden.)

Frühalpin, oder schon während der herzynischen Gebirgsbildung, ist die Valpelineserie auf die Arollaserie geschoben worden. In den grossen alpinen Bewegungsphasen der Dent Blanche-Decke bilden die beiden Gesteinsserien eine untrennbare Einheit vom Bau eines Gleitbretts. Bei ihrem Vordringen wird die Dent Blanche-Decke s. l. durch einen Widerstand blockiert, der dadurch überwunden wird, dass die südlich gelegenen Teile die Stirn der Decke überschieben. Dieser untere Teil bildet die heutige Mt. Mary-Decke. Nun erfolgt der mächtige Vorstoss des Dent Blanche-Brettes s. s., bis auch dieser, wahrscheinlich durch die Bernhard-Decke, aufgehalten wird. Bevor nun die weitere Überschiebung des Mt. Redesan und der Jumeaux erfolgt, wird noch eine weitere Ausweichmöglichkeit benutzt. Vor der Stirn des Mt. Mary-Brettes wird nämlich die Dent Blanche-Decke s. s. auf der Linie des heutigen Valpelline eingeknickt. Im Valpelline, das so eine primäre Entwässerungsrinne darstellt, ist eine Mulde vorhanden, die in ihren östlichen Partien in eine horizontale Lage unterschoben wird, und ihren Ausdruck in dem schönen Scharnier findet, das vom Stockjé aus, an der Felswand, die von der Tête de Valpelline nach Norden streicht, so gut zu beobachten ist. Dieses Scharnier setzt sich dann zweifellos in die Keile am Ebihorn fort.

Die grosse grundlegende Synthese der Dent Blanche-Decke ARGANDS mit der Trilogie Dent Blanche-Decke s. s., Mt. Mary-Decke und Mt. Emilius-Decke bleibt erhalten. Die neuen Beobachtungen im Valpelline haben jedoch ergeben, dass die tektonische Gross-einheit nicht den Stil einer liegenden penninischen Falte aufweist, sondern den Charakter ostalpiner Gleitbretter, die muldenförmig eingeknickt wurden.

C. Die Petrographie der Arollaserie

Wie bereits erwähnt, setzt sich die Arollaserie aus verschiedenen Eruptivgesteinen mit eingeschmolzenen Schollen und aus ihren dislokationsmetamorphen Produkten zusammen. Es muss jedoch erneut darauf hingewiesen werden, dass die von GERLACH (32) Arollagneise genannten Epigesteine mit den massigen Graniten durch alle Übergänge der Verschieferung verknüpft sind. Die massigen Gesteine stellen keine jüngere Intrusion dar. Sie sind lediglich der späteren Verschieferung entgangen. Bereits GERLACH beobachtete diese Übergangstypen, glaubte jedoch die Granite als jünger annehmen zu dürfen.

Das Vorhandensein der massigen Gesteine erlaubt uns einen Einblick in den Orthogesteinskomplex der Arollaserie und seine vor-metamorphe Ausbildung, während uns die Gneise und Schiefer mit den weniger beanspruchten Übergangsgliedern den Verlauf einer alpinen Dislokationsmetamorphose zu verfolgen gestatten. Es wurde deshalb eine Zweiteilung des Stoffes vorgenommen. An Hand der massigen Gesteine soll die Arollaserie zuerst als magmatische Provinz beschrieben werden, um sie dann an Hand der Gneise und Schiefer als metamorphe Einheit zu behandeln.

I. Die Arollaserie als magmatische Provinz

1. DIE MASSIGEN ORTHOGESTEINE DER AROLLASERIE

Die Metamorphose, die zu den eigentlichen Gneisen führte, ist auch an den massigen Gesteinen der Arollaserie nicht spurlos vorübergegangen. Der Mineralbestand ist, wie in den meisten alpinen Orthogesteinsprovinzen, zum Teil schon weitgehend der Epizone angepasst, was sich hauptsächlich in der starken Zersetzung der Feldspäte und des Biotits bemerkbar macht. Immerhin sind die Strukturen und Texturen der Gesteine im Grossen unverändert geblieben, und anhand der Analysen lassen sich auch keinerlei Stoffverschiebungen feststellen.

Die Haupttypen der massigen Gesteine sind Granite und Granodiorite mit Gangfolge von Apliten und Lamprophyren, ferner Diorite und Gabbros. Mehr untergeordnet sind basische Schlieren und eingeschmolzene Paragesteine.

a) Granite und Granodiorite

Eine eindeutige mineralogische Trennung der Granite von den Granodioriten ist, infolge der oben angedeuteten starken Umwandlung der Feldspäte, nach dem mikroskopischen Bild nicht möglich.

Zudem verhindert die oft porphyrtartige Struktur der Gesteine ein genaues Ausmessen des Mineralbestandes im Dünnschliff. Eine ähnliche Unsicherheit besteht in der Zuordnung basischer Gesteine zu Dioriten oder Gabbros, indem auch deren Plagioklase stark zersetzt sind. Da die mineralogische Klassifikation versagt, kommt der von ihr unabhängigen, chemischen eine umso grössere Bedeutung zu.

Nach dem Gehalt an dunkeln Gemengteilen können immerhin zwei Haupttypen quarzführender Eruptiv-Gesteine unterschieden werden:

1. Die hornblende- und biotitreichen Gesteine, die von STUDER (76) und GERLACH (32, 33) als *Arkesine* beschrieben wurden und
2. ein heller Granit, der vorwiegend vom Mt. Mary bekannt geworden ist und als Mt. Mary-Granit bezeichnet werden soll.

Unter den hornblende- und biotitreichen Typen finden sich sowohl Hornblende-Biotitgranite als auch Hornblende-Biotitgranodiorite. Ihre Hauptgemengteile sind Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Hornblende und Biotit. Als Übergemengteile treten Titanit, Orthit, Apatit, Zirkon und Erz auf. Dazu kommen als sekundäre Epimineralien: Albit, Sericit, Zoisit, Epidot, Strahlstein, Chlorit und Titanit.

Es sind meist bläuliche, seltener grünliche oder gelbliche Gesteine. Die Farben sind auf die zersetzten Feldspäte zurückzuführen und für alpine Granite ein charakteristisches Kennzeichen. Die Korngrösse ist meist sehr einheitlich, doch tritt der Kalifeldspat auch in grösseren gelblichen Einsprenglingen auf, in denen makroskopisch kleine, verwitterte Biotitschüppchen zu erkennen sind. Oft sind die Einsprenglinge schön idiomorph, meist jedoch von unregelmässiger, xenomorpher Gestalt. In den Graniten der Südhänge des Mt. Morion ist der Kalifeldspat oft tafelig ausgebildet und lässt an den glatten Felswänden durch seine subparallele Anordnung hin und wieder eine deutliche fluidale Textur der Granite erkennen. Hornblende dominiert meist über Biotit, doch kann in biotitreicheren Varietäten Biotit die Hornblende schwach überwiegen. Die Plagioklase sind in diesem Fall ausnahmslos von gelblicher Farbe.

Unter Weglassung wenig verbreiteter Zwischen- und Übergangstypen können die Granite und Granodiorite zwei Gruppen zugeordnet werden, den stärker verbreiteten Hornblende-Biotitgranodioriten und den als Ganzes zurücktretenden Biotit-Hornblendegraniten.

Die Hornblende-Biotitgranodiorite sind meist relativ arm an Einsprenglingen von Kalifeldspat. Der Plagioklas ist

gewöhnlich von bläulicher oder grünlicher Farbe. Unter den dunkeln Gemengteilen herrscht Hornblende gegenüber Biotit vor. Die Textur ist massig, die Struktur allotriomorph und der Chemismus granodioritisch¹⁾. Der geschätzte Mineralbestand beträgt in Volumprozenten: Quarz 27, Mikroklin 17, Plagioklas 33, Hornblende 14, Biotit 9. Sehr untergeordnet finden sich auch feinkörnige, aplitisch struierte Gesteine dieses Typus'.

Der Biotit-Hornblendegranit besitzt meist reichlich Einsprenglinge von Kalifeldspat. Der Plagioklas ist vorwiegend weiss oder gelblich. Bei den dunkeln Gemengteilen ist Biotit häufiger als in der ersten Gruppe. Die Textur ist oft fluidal, der Chemismus granitisch bis farsunditisch. Der Mineralbestand ist: Quarz 30, Mikroklin 21, Plagioklas 29, Hornblende 9, Biotit 11.

Die mechanische Beanspruchung beider Gesteinstypen kommt einzig am wasserklaren, jedoch oft zerbrochenen Quarz zum Ausdruck. Im Dünnschliff zeigt er undulöse Auslöschung, Böhmsche-Streifung usw. Der Kalifeldspat ist durchwegs als Mikroklin vorhanden. Karlsbaderzwillinge sind häufig. Treten Einsprenglinge auf (die bis 4 cm gross werden können), so zeigen sie oft gut idiomorphe Ausbildung mit Orthoklashabitus. Interessant ist die starke Albitisierung, der ganze Mikroklin-Individuen anheimgefallen sind. (Vergleiche Fig. 6, Tafel II.) Der Plagioklas ist vollständig zersetzt. In einer Grundmasse von Albit liegen Mikrolithenschwärme von Sericit und Zoisit. Das Mengenverhältnis der Mikrolithminerale ist schwer abzuschätzen und schwankt im gleichen Schliff, sowie von Schliff zu Schliff desselben Gesteins, ja sogar im gleichen Korn. In selbständigen Körnern und an den Rändern der zersetzten Plagioklase findet sich oft neugebildeter Albit mit 0–5 % Anorthit (Universaldrehtisch). Die selbständigen Körner, oft in Nestern aggregiert, sind meist schachbrettartig (BECKE (12)) verzwillingt. Auf die Erscheinungen soll später näher eingegangen werden. Der primäre Anorthitgehalt der Plagioklase konnte in keinem Schliff mehr festgestellt werden. Aus der Norm der Gesteine errechnet er sich zu 25–30 %, aus dem berechneten Modus zu 20–25 %, da Ca und Al auch in der Hornblende gebunden werden.

Biotit ist zum Teil in gut idiomorphen Blättchen vorhanden. Sein Pleochroismus (n_α strohgelb, $n_\beta = n_\gamma$ dunkelbraun) ist stark. Neben den Feldspäten zeigt er die stärksten Umwandlungen, vorwiegend in Sericit und Chlorit.

Die grüne Hornblende zeigt schwächere Veränderungen; hauptsächlich Umwandlungen in Strahlstein, seltener in Epidot, Chlorit und Titanit. Die von derartigen Neubildungen freien Individuen sind in allen Graniten, in den Lamprophyren und in den Dioriten ähnlich beschaffen, was wahrscheinlich macht, dass die Eigenschaften der primär magmatischen Auskristallisation erhalten geblieben sind. Der Pleochroismus ist deutlich (n_α = grüngelb, $n_\beta = n_\gamma$ dunkelolivgrün). $2V_\alpha$ schwankt zwischen 74° und 78° , c/n_γ zwischen 18°

¹⁾ Die chemische Klassifikation der Orthogesteine erfolgt nach dem Bestimmungsschlüssel von P. NIOGLI (51).

und 22 %. Die Werte wurden mit dem Universaldrehtisch ermittelt, sind jedoch infolge der starken Eigenfarbe der Hornblende etwas unsicher und scheinen auch im gleichen Schliff von einem Individuum zum andern zu schwanken.

Die Ausscheidungsfolge der primär magmatischen Gemengteile der Granite und Granodiorite ist: Erz, Apatit, Zirkon — Hornblende, Biotit, Orthit — Plagioklas, Mikroklin, Quarz.

Drei verschiedene Granittypen wurden der Analyse unterworfen (Analyse Nr. 15, 16 und 17 der Analysentabelle S. 177).

Analyse Nr. 16 entspricht dem am weitesten verbreiteten Typus. Es ist ein mittelkörniger Granodiorit mit bläulichem Plagioklas und blaugrauem Kalifeldspat. Hornblende dominiert schwach über Biotit. Der geschätzte Mineralbestand in Volumprozenten lautet: 20 Quarz, 17 Mikroklin, 45 Plagioklas, 11 Hornblende und 7 Biotit. Die nach NIGGLI (50) berechnete Norm ergibt:

Or	Ab	An	Mt	Hy	En	Tn	Ru	Q	(Plag % An)	
18,3	35,3	16,8	1,7	4,5	4,3	0,2	0,6	18,3	52,1	32,2

Die Molekularwerte sind:

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti
261	37	26	14	23	0,34	0,36	3,0

Der Chemismus ist normalgranodioritisch.

Analyse Nr. 15 entspricht einem untergeordneten biotitreichen Granodiorit, in dem Biotit schwach über Hornblende dominiert. Der Plagioklas hat seine weisse Farbe behalten. Der Mikroklin bildet wenige grössere xenomorphe Einsprenglinge. Der geschätzte Mineralbestand ist in Volumprozenten: 22 Quarz, 13 Mikroklin, 48 Plagioklas, 7 Hornblende, 10 Biotit. Die berechnete Norm lautet:

Or	Ab	An	Mt	Cord	Hy	En	Ru	Q	(Plag % An)	
17,0	35,3	20,5	2,4	1,6	3,9	3,3	0,6	15,4	55,8	36,7

Die Molekularwerte sind:

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti
236	38	25	16	21	0,33	0,31	2,6

Der Chemismus ist normalgranodioritisch bis farsunditisch.

Analyse 17 entspricht einem Hornblende-Biotitgranit. Hornblende herrscht deutlich über Biotit vor. Der Plagioklas ist von bläulicher Farbe, und der Kalifeldspat bildet bis 4 cm grosse, gelbliche, gut idiomorphe Einsprenglinge.

Die Akzessorien sind in allen drei Gesteinen die üblichen.

Die Molekularwerte der Analyse 17 sind:

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti
266	30,5	32	14,5	23	0,48	0,32	2,1

Der Chemismus ist normalgranitisch.

Aus der Norm dieses Gesteins wurde in Anlehnung an den Schliff der Modus berechnet, was nach der Berechnungsart von P. NIGGLI (50) ohne weiteres möglich ist. Da die Mineralien infolge ihrer starken Zersetzung nicht analysiert werden konnten, mussten in der Rechnung für Biotit und Hornblende mittlere Werte aus Graniten zugrunde gelegt werden. Herrn Professor P. NIGGLI danke ich bestens für die Überlassung seines noch unveröffentlichten Manuskripts zum zweiten Band des Werkes „Das Magma und seine Produkte“ (52), dem die Analysen für Hornblenden und Biotite verschiedener Gesteine entnommen wurden.

Im Verlauf der Rechnung wurde die Zusammensetzung der dunklen Mineralien innerhalb der erlaubten Grenzen etwas verändert. Die Rechnung gestaltet sich bei Vorhandensein verschiedener komplexer Mineralien schwierig, doch werden geeignete Überlegungen immer zum Ziele führen. Ein schematisches Vorgehen lässt sich jedenfalls nicht aufstellen. Ist die Zusammensetzung des Plagioklases bekannt, so ist viel gewonnen. Hier wurde sie im Verlauf der Rechnung ermittelt. Selbstverständlich beanspruchen die Werte des berechneten Modus keine absolute Gültigkeit. Sie können uns aber doch helfen, in die komplexen Beziehungen zwischen Mineral- und Gesteinschemismus Einblick zu erlangen.

Das Resultat der Rechnung stimmt recht gut mit der Schätzung des Mineralbestandes überein, doch musste aus dieser Schätzung das Verhältnis Biotit:Hornblende übernommen werden. Im Resultat hat sich infolge der Veränderung der Zusammensetzung von Biotit und Hornblende während der Rechnung, das Verhältnis etwas verschoben. Geschätzter Mineralbestand in Volumprozenten: 25 Quarz, 20 Mikroklin, 35 Plagioklas, 12 Hornblende, 8 Biotit.

Norm Analyse Nr. 17:

Or	Ab	An	Wo	Mt	Hy	En	Cp	Ru	Q	(Plag % An)
25,3	28,3	9,2	1,5	4,7	0,9	4,8	0,6	1,5	23,2	37,5 24,6

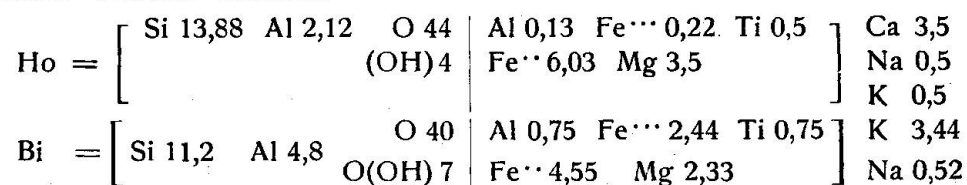
Berechneter Modus:

Or	Ab	An	Ho	Bi	Ap	Q	(Plag % An)
19,8	26,4	6,7	15,4	7,9	0,6	23,2	33,1 20,2

Den dunklen Gemengteilen kommt dabei folgende Zusammensetzung zu:

$$\begin{aligned}
 100 \text{ Ho} &= 8,1 \text{ Or} + 8,1 \text{ Ab} + 10,1 \text{ An} + 18,6 \text{ Wo} + 5,7 \text{ Hm} + \\
 &\quad 14,6 \text{ Mt} + 22,7 \text{ En} + 1,6 \text{ Ru} + 10,5 \text{ Q} \\
 100 \text{ Bi} &= 29,6 \text{ Or} + 15,3 \text{ Kp} + 4,7 \text{ Ne} + 4,7 \text{ C} + 14,2 \text{ Mt} + \\
 &\quad 16,5 \text{ Fa} + 11,8 \text{ Fo} + 3,2 \text{ Ru}
 \end{aligned}$$

Die Formeln der beiden Mineralien auf 48 (O + OH) umgerechnet würden lauten:



Ein Teil des Fe^{+++} der Gesteinsanalyse ist hier als Fe^{++} gerechnet worden. Offenbar findet bei der Metamorphose eine teilweise Oxydation des Fe^{++} statt.

Die Verbreitung dieser massigen Granite ist im Valpelline keine besonders grosse. Immerhin dürften diese Gesteine hier doch häufiger auftreten als in der Schweiz. Am schönsten sind sie in den felsigen Zacken des Mt. Morion vertreten. Eine genaue Grenzziehung zwischen den einzelnen Typen ist erwartungsgemäss nicht möglich. Immerhin ist eine etwas stärkere Verbreitung der biotitreicheren Granite in den mehr südlichen Teilen deutlich. Weiter finden sich diese massigen Granite am Mt. Faroma und untergeordnet im Hintergrund der Comba di Vert Tzan und ausserhalb meines Kartierungsgebietes an der Punta de Cian.

Die massigen Granite, die R. MASSON (44) aus der Mt. Mary-Decke gesammelt hat, sind von den bis jetzt beschriebenen verschieden. In entsprechender Verbreitung sind sie in der Dent Blanche-Decke s. s. nicht gefunden worden. Hier sollen sie beschrieben werden als:

Mt. Mary granite: Dieser Typus besitzt gegenüber den ersten beiden ein bedeutend kleineres Korn. Einsprenglinge von Kalifeldspat treten nicht auf. Im ganzen ist dieser Granit auch bedeutend heller und quarzreicher. Die primären Hauptgemengteile sind: Quarz, Mikroklin und Plagioklas. Nebengemengteile: Biotit und seltener Hornblende. Akzessorien: Zirkon, Erz und gelegentlich Apatit und Orthit. Als sekundäre Mineralien sind Albit und Muskowit neben Sericit, Epidot neben Zoisit, Chlorit, Titanit und Strahlstein zu nennen.

Mikroklin ist oft untergeordnet, wogegen der ihn vertretende Schachbrettalbit sehr häufig ist. Der Plagioklas ist ebenfalls zersetzt, zeigt jedoch gegenüber den normalen Granittypen ein Vorherrschen des Sericits als Mikrolithmineral. Die übrigen Mineralien und ihre Umwandlungen sind die gleichen wie in den früher besprochenen Granittypen.

Interessant sind die grossen und häufigen Muskowitblättchen, die, wie die selteneren Epidotkörner, sicher Neubildungen darstellen. Der Muskowit

ist zum Teil aus Biotit, zum Teil durch Rekristallisation aus dem Sericit der Feldspäte entstanden. Die gleiche Erscheinung wurde von STAUB (72) aus den metamorphen Graniten der Err-Decke (Sericitgneis der Mortelhütte) beschrieben.

Die Textur der Gesteine ist massig, die Struktur granitisch bis lepidoblastisch. Ihr Chemismus ist wahrscheinlich alkali- bis engadinitgranitisch, doch liegen Analysen nur von ungefähr entsprechenden Gneisen vor.

In den massigen Partien des Mt. Morion und des Mt. Faroma sind diese hellen Granite nicht in der Masse verbreitet wie in der Mt. Mary-Decke, doch treffen wir in der Dent Blanche-Decke s. s. Gneise an, die, wie wir später sehen werden, ähnliche helle Ausgangsprodukte haben mussten. Andererseits treffen wir aber auch in der Mt. Mary-Decke Gneistypen, die von Graniten herzuleiten sind, wie sie aus der Dent Blanche-Decke s. s. beschrieben wurden. Daraus ersehen wir, dass die Variation in beiden Deckeneinheiten ursprünglich die gleichen Granittypen umfasste, wenn auch ihre Verteilung eine verschiedene gewesen sein mag. Zweifellos ist diese Verschiedenheit im Auftreten der Granite in den beiden Decken verstärkt worden, durch zufällige umfassendere Metamorphose der einen Typen hier, der anderen dort.

b) Die basischen Schlieren der Granite

In den Graniten finden sich häufig basische, hornblendereiche Schlieren. Besonders schön sind sie in den glatten Felswänden des Mt. Morion zu sehen. Es sind Linsen, die in ihrer Grösse etwas schwanken. Der maximal beobachtete Durchmesser beträgt 30 cm. Nach dem Schuttmaterial in den Couloirs und Halden der Mt. Morionsüdwand scheinen sie reichlich aufzutreten und eventuell dort auch grössere, stockartige Formen anzunehmen.

Die kleineren Linsen besitzen Kreisform, die in den fluidal texturierten Gesteinen zur Tropfenform deformiert ist. Zur Zeit der Intrusion der Granite müssen die Schlieren breiartige oder zähflüssige Konsistenz aufgewiesen haben.

Die basischen Schlieren besitzen den Mineralbestand hornblendereicher Diorite bis Quarzdiorite. Plagioklas (stark zersetzt) und grüne Hornblende sind Hauptgemengteile. Quarz und Biotit können als Nebengemengteile auftreten, zu denen sich in den Quarzdioriten Mikroklin gesellt. Akzessorien sind Zirkon, Apatit und Orthit. An sekundären Mineralien findet man die gleichen wie in den Graniten, doch zeigt der Saussurit unter den Mikrolithen ein Vorrerrschen des Zoisits.

Die Korngrösse dieser dunkeln Gesteine ist sehr variabel. Es finden sich sowohl feinkörnige, als auch grobkörnige Varietäten. Die Textur ist massig, die Struktur granitisch bis lepidoblastisch.

An die grobkörnigen Varietäten stösst mit scharfem Rand der normale Granit, der hin und wieder etwas hornblendeärmer ist. Bei den feinkörnigen Varietäten kann gegen den Granit eine Kornvergrösserung beobachtet werden. Es bildet sich dann um die Schlieren ein eigentlicher Hornblendesaum von grösseren Kristallen. MILCH (46) beschrieb vom Besso (S Zinal, Schweiz) verschiedene Schlieren, die sich mineralogisch mit den von mir beobachteten decken. Nach aussen werden diese Schlieren ebenfalls grobkörniger, und es folgt im Granit zuerst eine wesentlich aus Quarz und Feldspat bestehende Zone und darauf wieder eine Anreicherung von grösseren Hornblendekristallen.

Zwei dieser Schlieren wurden der Analyse unterworfen (Analysen Nr. 10 und 14).

Analyse 10 stammt von einem sehr feinkörnigen Hornblende-Biotit-Diorit. Der geschätzte Mineralbestand in Volumprozenten ist: 8 Quarz, 47 Plagioklas, 24 Hornblende, 21 Biotit.

Die berechnete Norm und die Molekularwerte sind:

Or	Ab	An	Wo	Mt	Hy	En	Q
17,8	34,0	23,7	4,1	4,5	6,3	6,3	3,3
si	al	fm	c	alk	k	mg	
161	30,5	33	20,5	16	0,35	0,29	

Der Chemismus ist normaldioritisch.

Analyse 14 stammt von einem grobkörnigen Quarzdiorit. Die Molekularwerte lauten:

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti
215	35,5	27	20,5	17	0,29	0,36	2,6

Der Chemismus ist quarzdioritisch.

Von diesem Gestein wurde ebenfalls der Modus berechnet mit dem Verhältnis Hornblende: Biotit = 1:1, das im Verlauf der Rechnung nicht geändert zu werden brauchte. Der geschätzte volumprozentische Mineralbestand ist: 20 Quarz, 7 Mikroklin, 53 Plagioklas, 10 Hornblende, 10 Biotit.

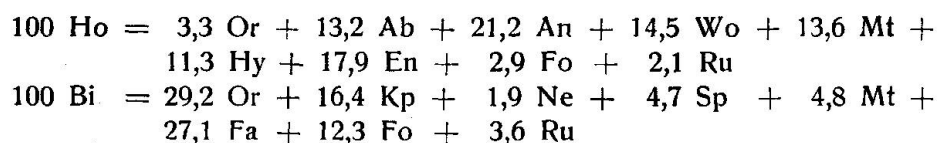
Norm, Analyse Nr. 14:

Or	Ab	An	Mt	Hy	En	Tn	Q	(Plag % An)
13,3	33,2	24,5	2,3	5,9	5,1	2,0	13,7	57,7 42,4

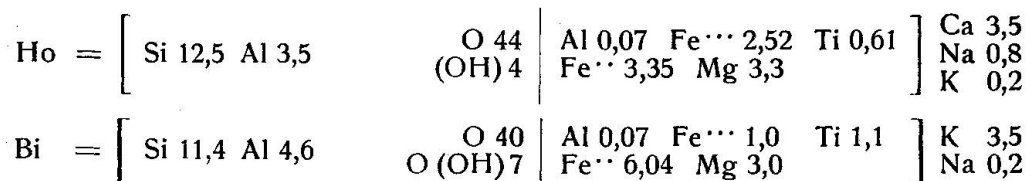
Berechneter Modus:

Or	Ab	An	Ho	Bi	Q	(Plag % An)
5,8	31,2	20,9	12,2	12,5	17,4	52,1 40,1

Den dunkeln Gemengteilen kommt dabei folgende Zusammensetzung zu:



Die Formeln der beiden Mineralien auf 48 O + (OH) umgerechnet lauten:



Um bei der Berechnung des Modus ein übereinstimmendes Bild mit der Schliffbeobachtung zu erhalten, musste gegenüber der Hornblende des Granits der Mineralchemismus nur unwesentlich geändert werden. Die Hornblende ist hier in charakteristischer Weise etwas Si-ärmer und Al-reicher.

c) Das Gangfolge der Granite

Als Gangfolge der Granite können Aplite und Lamprophyre beobachtet werden. Pegmatitische Adern finden sich nur selten und ausschliesslich in eingeschmolzenen Schollen von Paragesteinen. Sie scheinen von den kalifeldspatreichen Randpartien der Granite um diese Schollen auszugehen.

Die Aplite sind bedeutend häufiger als die Lamprophyre, die sogar stark zurücktreten. Die Gänge durchbrechen die Granite mit scharfer Grenze, ohne dass irgendwelche Kontakterscheinungen zu beobachten wären. Einer bevorzugten Richtung folgen sie nicht. In ihrer Verteilung lässt sich ebenfalls keine Gesetzmässigkeit beobachten, auch nicht, wenn wir die in den Gneisen zum Teil noch gut zu erkennenden Aplite mit berücksichtigen. An einer Stelle konnte beobachtet werden, wie ein Aplit von einem Lamprophyrgang durchschlagen wurde, was eindeutig das jüngere Alter des letzteren beweist.

a. Die Aplite

Die Aplite bilden Gänge von 1 bis 30 m Mächtigkeit. Es sind relativ feinkörnige, weisse Gesteine, die oft braune und grüne Flecken aufweisen, erstere von limonitisiertem Erz, letztere von chloritisiertem Biotit herrührend. Die mineralogische Zusammensetzung ist nach meinen Untersuchungen immer die gleiche.

Hauptgemengteile sind: Quarz, Mikroklin und Plagioklas. Als Akzessorien treten Biotit, Erz, Apatit und Orthit auf. Der Plagioklas ist auch hier zersetzt, doch sind die Mikrolithen nicht dermassen häufig wie in den Saussuriten der Granite, und Sericit dominiert stark über den Zoisit. Weitere sekundäre Mineralien sind: Chlorit, Epidot und Limonit.

Ein charakteristischer Unterschied in der schwachen Metamorphose ist in der kataklastischen Struktur der Aplite zu finden. In den Graniten ist die Beanspruchung nur an den undulös auslöschenden Quarzen zu erkennen, während in den massigen Apliten, die in ebendiesen Graniten eingelagert sind, alle Mineralien schon stark zerbrochen sind. Der Quarz zeigt stärkste undulöse Auslöschung und wird oft von Rissen durchzogen, die wieder von kleineren Quarzkörnchen erfüllt sind. Auch der gitterartig verzwilligte Mikroklin zeigt diese Risse, in denen sich kleine Mikroklinkörner finden. Er zeigt eine schwache Entmischung von Albitspindeln. Die Albitisierung ist nur untergeordnet, doch tritt sie in den Graniten, die mit den Apliten in Kontakt stehen, in einer ungefähr zwei cm breiten Zone sehr kräftig in Erscheinung.

Auch der Plagioklas, dessen Zwillingslamellen dank dem Zurücktreten der Mikrolithen gut zu erkennen sind, zeigt starke Beanspruchung. Undulös auslöschende Körner und verbogene Zwillingslamellen sind häufig. Oft ist er sogar in ein Aggregat von kleinen Albitkörnchen zerfallen, wobei eine deutliche Rekristallisation von Sericit und Zoisit beobachtet werden kann. Der Anorthitgehalt beträgt 5 %, doch mag er primär etwas grösser gewesen sein.

Der von MASSON beschriebene mikroklinfreie Aplit ist nicht anstehend gefunden worden. Ich bin daher eher geneigt, das Gestein den plagioklasreichen aplitischen Randfacies der Granite um die eingeschmolzenen Schollen zuzuordnen.

Die Textur der Aplite ist massig, die Struktur kataklastisch.

Die Analyse eines Aplits vom Mt. Morion gibt Nr. 21 der Analysentabelle wieder. Der geschätzte Mineralbestand des entsprechenden Gesteins in Volumprozenten ist: 30 Quarz, 26 Mikroklin, 41 Plagioklas, 3 Biotit. Es ist ein weisses, feinkörniges Gestein, das starke Kataklaste und Neukristallisationen zeigt. Die berechnete Norm lautet:

Or	Ab	An	Mt	En	Q	(Plag % An)	
21,0	47,0	2,7	0,3	0,3	28,7	49,7	5,5

Die Molekularwerte sind:

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti
467	48,5	2,5	3,5	45,5	0,31	0,00	0,3

Der Chemismus ist alkaligranitaplitisch.

Der Vergleich des geschätzten Modus mit der Norm zeigt, dass ein grösserer Teil des Albits im Mikroklin als Mischkomponente enthalten sein muss. Der Plagioklas zeigt nur wenig Mikrolithen, mit

dem Verhältnis von Sericit zu Zoisit wie 1:2. Deren Anwesenheit weist ebenfalls darauf hin, dass Albit im Mikroklin enthalten ist, denn sie zeigen, dass der Plagioklas mehr Anorthit enthalten haben muss, als es dem in der Norm berechneten Anorthitgehalt von 5 % entspricht.

β. Die Lamprophyre

Die Lamprophyre gehören zu den selteneren Gesteinstypen der Arollaserie. Die Mächtigkeit der Gänge übersteigt nicht 5 m und kann bis auf 30 cm hinuntergehen. Es sind Gesteine von feinkörniger, zum Teil sehr dichter Beschaffenheit mit nur geringer mineralogischer Variation. Durchwegs handelt es sich um Spessartite mit den Hauptgemengteilen Plagioklas und Hornblende. Nebengemengteile sind Quarz und Biotit, Übergemengteile reichlich Apatit, Orthit und Erz.

Einzelne Typen erlangen dadurch, dass Plagioklas kleine Einsprenglinge von maximal 0,5 cm bildet, ein schwach porphyrisches Aussehen. Die Plagioklase sind stark zersetzt und unter den Mikrolithmineralien herrscht, im Gegensatz zu den Graniten, Zoisit vor. Die Mikrolithen der Einsprenglinge zeigen oft zonare Anordnung, indem der Rand hauptsächlich mit Sericit, der Kern vorwiegend mit Zoisit erfüllt ist. Undeutlich ist diese zonare Anordnung auch bei den übrigen Plagioklasen ausgebildet.

Die Hornblende ist die gleiche wie in den Graniten. Als Umwandlungen wurden häufig Ausbleichung, nie aber Epidotisierung und Chloritisierung beobachtet. Ist Quarz vorhanden, so bildet er stark xenomorphe Körner. Als Nebengemengteil kann er in grobkörnigeren Lamprophyrtypen relativ häufig auftreten. (Lamprophyr rechts beim Eingang zur Comba della Sassa.)

Die Struktur der Lamprophyre ist gleichkörnig bis schwach porphyrtartig, die Textur ist massig.

Analyse 8 der Tabelle 1 entspricht einem grauen, dichten Lamprophyr. Der geschätzte Mineralbestand ist in Volumprozenten 48 Plagioklas, 46 Hornblende, 6 Biotit. Die Norm lautet:

Or	Ab	An	Wo	Mt	Hy	En	Fo	Tn	(Plag % An)
14,6	34,7	21,0	4,0	3,2	5,6	8,0	5,9	3,0	55,7 37,7

Die Molekularwerte:

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti
141	26	39,5	20,5	14	0,30	0,57	2,9

Der Chemismus ist lamprodioritisch.

d) Diorite und Gabbros

Die Diorite und Gabbros meines Untersuchungsgebietes können makroskopisch und mikroskopisch nicht voneinander unterschieden

werden. Die Mengenverhältnisse der leukokraten und melanokraten Bestandteile sind in beiden Gesteinsgruppen ungefähr gleich. Infolge der vollständigen Zersetzung der Plagioklase kann der primäre Anorthitgehalt nicht mehr bestimmt werden, womit dieses charakteristische Unterscheidungsmerkmal zwischen Dioriten und Gabbros dahinfällt. Das Vorhandensein von Gesteinen gabbroiden Chemismus' konnte in meinem Kartierungsgebiet lediglich an Hand der Analysen belegt werden. Von den normalen Dioriten und Gabbros unterscheiden sich die basischen und ultrabasischen Gesteine des Mt. Collon mineralogisch sehr deutlich, doch gehören auch diese zur Eruptivsippe der Arollaserie. Sie sollen anhangsweise für sich besprochen werden.

Im unteren und mittleren Valpelline finden sich zwei grössere Vorkommen von massigen Dioritstöcken. Es sind dies die Diorite der Comba della Sassa und der Ostflanke der Becca Morion. Daneben sind innerhalb der massigen Granite des Mt. Faroma untergeordnet auch kleinere Vorkommen bekannt geworden. Die beiden Dioritstöcke sind in sich einheitlich, unterscheiden sich jedoch voneinander recht deutlich.

Die Diorite der Comba della Sassa gehören einem feinkörnigen Typus an. Grobkörnige Varietäten treten nur untergeordnet auf. Es sind graue, massige Gesteine mit Plagioklas und Hornblende als Hauptgemengteilen. Sehr untergeordnet können Quarz und Biotit auftreten. Akzessorien sind Erz und Apatit.

Die Hornblende findet sich in zwei verschiedenen Varietäten. Einer grünlichen, in Farbe und Pleochroismus ähnlich derjenigen der Granite, ($n_\gamma = n_\beta$ olivgrün, n_α gelbgrün), jedoch mit etwas kleinerem c/n_γ ($19-21^\circ$) und kleinerem $2V_\alpha$ ($69-76^\circ$). Die zweite Hornblende ist seltener und weist einen deutlichen Stich ins bräunliche auf ($n_\gamma = n_\beta$ grünbraun, n_α gelbbraungrün c/n_γ 18° $2V_\alpha$ ($67-79^\circ$). Umwandlungserscheinungen der einen Hornblende in die andere sind nirgends festzustellen; dagegen wird die zweite Varietät in den Gabbros des Mt. Collon als Reaktionsprodukt um Augit beobachtet. Beide Hornblenden zeigen starke Ausbleichung unter Bildung strahlsteinartiger Hornblende. Diese Ausbleichung ist besonders bei der zweiten bräunlichen Hornblende ausgeprägt, die nur noch in reliktschen Flecken erhalten geblieben ist.

Der Plagioklas ist vollständig zersetzt. Die Mikrolithen sind äusserst häufig und der Gehalt an Sericit in einzelnen Gesteinsgliedern überraschend hoch, was zum Beispiel in Analyse Nr. 7 im k-Wert zum Ausdruck kommt. Der Kaligehalt ist auf primären, intensiv chloritisierten Biotit zurückzuführen. Die Anordnung der Saussuritmikrolithen ist zonar. Sericit ist im Kern der früheren Plagioklaskörner locker verteilt, während die kleineren Zoisitkörner in den randlichen Teilen dicht zusammengedrängt sind.

Gegenüber den feinkörnigen Dioriten der Comba della Sassa sind die Diorite der Becca Morion bedeutend grobkörniger. Oft sind sie schwach porphyrtartig mit kleineren Plagioklaseinsprenglingen und im gesamten etwas dunkler. Hauptgemengteile sind auch hier Hornblende und Plagioklas. Übergemengteile Apatit und Erz.

Als wichtige Reaktionsprodukte bei der Ausbleichung der Hornblende treten Chlorit, Epidot und Titanit auf. Als Mikrolithmineral der vollkommen zersetzten Plagioklase ist fast ausschliesslich Zoisit zu beobachten. Makroskopisch sind die Plagioklase schwach grünlich gefärbt. MASSON konnte an einem etwas besser erhalten gebliebenen Plagioklaskorn einen Anorthitgehalt von 27 % feststellen, was kaum einen primären Wert darstellen dürfte.

Die Hornblende tritt in grossen kurzprismatischen Kristallen auf. Ausbleichung und Chloritisierung ist häufig. Die Farbe der Hornblende deckt sich mit derjenigen der Hornblende in den Graniten. Der Pleochroismus ist $n_\gamma = n_\beta$ bräunlichgrün, $n_\alpha =$ gelbgrün. Die optischen Daten sind: c/n_γ 21°, $2V_\alpha$ 67–74°.

Die Ausscheidungsfolge ist in allen Dioriten: Apatit, Erz, Hornblende, (Biotit), Plagioklas, (Quarz). Die Struktur der Gesteine ist gleichkörnig, die Textur massig.

Ein Diorit aus der Comba della Sassa wurde der Analyse unterworfen. Es ist ein graues feinkörniges Gestein, hauptsächlich aus Hornblende und Plagioklas bestehend. Die geschätzten Mengenverhältnisse der Mineralien sind: 44 % Plagioklas, 47 % Hornblende, 7 % Biotit, 2 % Akzessorien (Quarz, Erz, Apatit). Die berechnete Norm lautet:

Or	Ab	An	Wo	Mt	Hy	En	Fo	Tn
12,5	19,3	31,7	2,5	3,7	5,2	14,8	8,8	1,5

Die Molekularwerte sind:

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti
115	23,5	48,5	20	8	0,39	0,68	1,3

Der Chemismus ist normalgabbroid.

Die dunkeln Gemengteile müssen an SiO_2 stark untersättigt und ein Teil des Orthoklases wird im Plagioklas enthalten gewesen sein.

Die Grenzzone zwischen Graniten und Dioriten ist meist verschiefert, sodass die ursprünglichen Kontaktverhältnisse nicht mehr studiert werden konnten. Immerhin ist deutlich zu erkennen, dass die Granite jünger sind als die Diorite. Eine aplitische Randfacies der Granite, wie sie bei den eingeschmolzenen Schollen beobachtet wurde, ist allerdings nicht ausgebildet, doch können granitische Gänge bis weit in die Diorite hinein beobachtet werden. Die Aplite sind in den Dioriten ebenso häufig wie in den Graniten und können die Kontaktzone der beiden Gesteine durchschlagen, ohne irgend-

welche Unregelmässigkeiten in ihrem Verlauf zu zeigen. Auch konnten Lamprophyre in den Dioriten beobachtet werden, die sich von denen der Granite nicht unterscheiden. Daneben finden sich aber auch hornblenditische Gänge, die auf die Diorite beschränkt sind. Sie sind immer stark umgewandelt und sollen erst bei den dislokationsmetamorphen Gesteinen beschrieben werden.

Von SANERO (69) wurden Quarzdiorite aus der Mt. Mary-Decke bei Casa Cogniod 2 km östlich Aosta beschrieben. Es sind nach ihm ein feinkörniger und ein mittelkörniger Typus zu unterscheiden. Innerhalb des mittelkörnigen gibt es etwas hornblendeärmere Varietäten. Die Gesteine sind zum Teil beansprucht und leicht schiefrig. Hauptgemengteile sind grüne Hornblende ($c/n_{\gamma} 19^0$) und saussuritisierter Plagioklas. Nebengemengteile sind Orthoklas und Quarz, Akzessorien Apatit und Zirkon. Als sekundäre Mineralien treten Sericit, Zoisit, Epidot, Chlorit und Calcit auf. In den feinkörnigen Typen ist Hornblende etwas häufiger, Quarz etwas seltener.

Von SANERO wurden zwei Analysen ausgeführt, die in der Analysentabelle 1 unter Nr. 9 und 31 wiedergegeben sind. Der Chemismus des feinkörnigen Quarzdiorits ist orbitisch, der des mittelkörnigen normalquarzdioritisch. Der Kontakt zwischen diesen Gesteinen und den umliegenden Gneisen der Arollaserie ist nirgends aufgeschlossen. Sie enthalten jedoch Schollen von Paragesteinen, Glimmerschiefern und Hornfelsen.

SANERO stellte diese Gesteine zur Valpellineserie und postulierte zur Begründung ihrer tektonischen Lage eine neue Digitation dieser Gesteinsreihe. Nachdem MASSON und ich zeigen konnten, dass der Dent Blanche-Decke nicht der Baustil einer penninischen Falte, sondern der eines starren Gleitbrettes zukommt, muss diese Erklärung fallen gelassen werden. Die Gesteine weisen nach den Beschreibungen SANEROS auch nicht die intensive Mylonitisierung auf, wie sie bei einer solchen Digitation auftreten müsste und zum Beispiel am Ebihorn auch vorhanden ist.

Der Orthocharakter der Quarzdiorite scheint durch ihre Struktur, den Chemismus, und die Art des Auftretens der Paraeinschlüsse sicher gestellt zu sein. Mit den im Valpelline verbreiteten Paramphiboliten lassen sie sich chemisch jedenfalls nicht vergleichen. Die Valpelline-Amphibolite wären bei Orthocharakter miharaitischen und berondritischen bis hawaiitischen Magmentypen zuzuordnen, während diese Quarzdiorite orbitischen bis quarzdioritischen Chemismus besitzen. Charakteristisch unterscheiden sich die Gesteine im

Tetraeder (al-alk), c und alk, ebenso in den Werten π und γ ¹⁾. Die Werte sind in der Tabelle 1 zusammengestellt.

Tabelle 1

	Nr.	al-alk	c	alk	π	γ
Amphibolite der Valpelineserie		18	25,5	4,5	0,65	0,15
		19	27,5	3,0	0,75	0,18
		15,5	29,0	6,5	0,54	0,25
Diorite von Casa Cogniod	9	16	22	11,5	0,42	0,13
	13	17	21,5	15	0,36	0,13
	10	14,5	20,5	16	0,31	0,16
Diorite der Arollaserie	11	18,5	22	16,5	0,36	0,11
	12	16	18	14,5	0,35	0,05
	14	18,5	20,5	17	0,34	0,09

SANERO standen zum Vergleich keine Analysen aus der Arollaserie zur Verfügung. Tabelle 1, in der die Analysen der Arolladiorite ebenfalls eingetragen sind, zeigt deutlich, dass die Gesteine von Casa Cogniod mit der Arollaserie eng verbunden sind. Die Magmentypen, denen sich die beiden Analysen zuordnen lassen, fügen sich ohne weiteres in den Gesamtverlauf der Differentiation der Arollaserie ein.

Die von mir beschriebene quarzdioritische Schliere (p. 147) kommt, abgesehen vom Biotitgehalt, diesen Quarzdioriten sowohl chemisch als auch mineralogisch sehr nahe (Analyse Nr. 14). Nach diesen chemischen und mineralogischen Beobachtungen und den tektonischen Überlegungen, möchte ich die Quarzdiorite von Casa Cogniod nicht der Valpeline-, sondern, als intermediäre Differentiationsprodukte, der Arollaserie zuordnen. Die Einschlüsse von Paragesteinen sprechen nicht gegen diese Deutung, da ähnliche sowohl in der Mt. Mary-Decke als auch in der Dent Blanche-Decke s. s. relativ häufig angetroffen werden. Auf diese Paraeinschlüsse wird noch zurückzukommen sein.

e) Die Diallaggabbro des Mt. Collon

Die kurze Beschreibung dieser Gesteine erfolgt nach A. BRUN (14, 15), F. BARTHOLMÈS (11) und eigenen Beobachtungen an Handstücken, die ich auf einer Exkursion nach Arolla sammeln konnte.

$$^1) \quad \pi = \frac{\text{Cal}}{\text{Kp} + \text{Ne} + \text{Cal}} \quad \gamma = \frac{\text{Cs}}{\text{Cs} + \text{Fs} + \text{Fa} + \text{Fo}}$$

Zur Bedeutung der Werte π und γ vergleiche P. NIGGLI (54).

Das Hauptgestein des Mt. Collon scheint ein relativ leukokrater, grauer Diallagabbro zu sein, der nur untergeordnet zum Diallagit wird. Hauptgemengteile sind Plagioklas mit ungefähr 55% Anorthit und bräunlicher, zum Teil uralitisierter Diallag. Die Saussuritisierung des Plagioklases ist gewöhnlich auf den Kern der Körner beschränkt. Als Nebengemengteil tritt eine braune Hornblende randlich um Augit auf. Akzessorien sind Olivin und Biotit, sekundäre Mineralien: Strahlstein, Chlorit, Serpentin, Titanit, Zoisit und Sericit.

In diesem Gabbro sind grosse Massen von melanokratem Olivinabbro vorhanden, in denen kleinere, peridotitische Schlieren auftreten. Die Hauptgemengteile des Olivinabbros sind: Diallag, Plagioklas und Olivin. Meist ist ihr Verhältnis nahezu 1:1:1. Nebengemengteil ist eine Hornblende, die wie in den Diallagabbros als Randmineral um Augit und Olivin auftritt, aber untergeordnet auch selbständige Körner bilden kann. Akzessorien sind rhombischer Pyroxen, Biotit, Magnetit und Pleonast.

Der Plagioklas (Labradorit mit 65—70 % An) ist hier und in den Peridotiten meist überraschend frisch. Zeigt er Zersetzungserscheinungen, so treten diese im Innern der Körner auf. Der farblose bis bräunliche Diallag zeigt beginnende Uralitisierung. Die Hornblende wandelt sich in ein feinstrahliges Aggregat von Strahlstein um, besonders stark da, wo sie als Hüllmineral des Olivins an Plagioklas anstösst. Selbständige Hornblendekörner zeigen sich dagegen sehr widerstandsfähig. Der Olivin weist schwache Resorptionserscheinungen auf und ist meist serpentinisiert. Er kann schon in den Olivinabbros als Hauptgemengteil auftreten. Die Ausscheidungsfolge der Mineralien ist Erz, Olivin, Augit, Plagioklas, Hornblende, Biotit.

Der geschätzte Mineralbestand eines Olivinabbros in Volumprozenten lautet: 20 Olivin, 20 Diallag, 53 Plagioklas, 5 Hornblende und 2 Biotit und Erz. Durch das Zurücktreten des Plagioklases gehen diese Gesteine in die Peridotite über.

Im Zentrum der gabbroiden Masse des Mt. Collon sind die Gesteine wenig beansprucht und gut erhalten. Gegen die Peripherie hin werden sie verschiefert und mylonitisiert. Die Peridotite sind entsprechend serpentinisiert worden. Die Kontaktverhältnisse gegen die Granite sind daher schwer zu studieren und bis heute noch nicht eingehend beschrieben worden. Die Gabbros werden von zahlreichen Apliten durchzogen, die schon GERLACH (32) festgestellt hat und deren intrusiver Charakter von allen Autoren bestätigt wird. Diese Aplite sind in ihrer Zusammensetzung denen der Arollaserie gleich.

Ähnliche gabbroide Gesteine treten auch am Fusse des Matterhorns und bei der Schönbühlhütte auf. Ob diese basischen Gesteine noch zur Arollaserie, oder zu den Ophiolithen der Deckenunterlage

gehören, ist fraglich. BARTHOLMÈS hat, durch ARGAND angeregt, auch ein mesozoisches Alter der Gabbros des Mt. Collon zu beweisen versucht. Sein Hauptargument ist dabei der ähnliche Chemismus zwischen den Ophiolithen der Combinzone einerseits und den Collon-Gabbros andererseits. Er schreibt (11, p. 87):

„Les roches basiques contenues dans la nappe de la Dent Blanche (Collon) et celles qui sont insinuées dans le substratum appartiennent à une seule et même formation géologique. Ces roches résultent de la mise en place d'un même magma sous forme de laccolites, injectées dans le sein même de la nappe, et de filons-couches superposés faisant intrusion à la base de l'édifice. Cette conclusion nous est dictée: 1^o par la parenté chimique des gabbros et des roches vertes et leur air de famille indiscutable; 2^o par la dérivation certaine des prasinites zoisitiques de certaines prasinites chloriteuses, et des serpentines d'anciens gabbros ou de leurs dérivés; 3^o par la liaison intime des autres roches vertes avec les prasinites zoisitiques (chloriteuses) et avec les serpentines; 4^o par l'apparence nettement intrusive de plusieurs de ces formations et 5^o par leur caractère allogène dans la masse sédimentaire qui les encaisse.“

Diese Argumentation ist kaum stichhaltig. Unsere tektonischen Untersuchungen haben gezeigt, dass die Combinzone und mit ihr ihre Ophiolithe nicht zur Dent Blanche-Decke gehören. Zudem ist der Chemismus der Gabbros des Mt. Collon von denen der Ophiolithe, wie wir später sehen werden, deutlich verschieden, wogegen sich erstere in den Differentiationsverlauf der Arollaserie ohne weiteres einfügen. Die Kontaktverhältnisse der Gabbros gegenüber den Graniten sind nicht klar, doch ist die starke aplitische Durchaderung der basischen Gesteine deutlich zu beobachten. BARTHOLMÈS schreibt dazu (11, p. 30):

„La discussion des relations et de l'âge respectif des granites et des gabbros n'est point encore de mise ici: l'interprétation des phénomènes de contact est en effet toujours délicate et, de plus, compliquée en ce qui nous concerne par la présence très nette d'injections acides au sein des masses basiques.“

Diese Durchaderung wird von ihm von jungen sauren hypothetischen Graniten in unbekannter Tiefe hergeleitet. Stellen wir diese Gabbros zur Arollaserie, so lässt sich die aplitische Durchdringung von den Arollagraniten her viel einfacher erklären. Gegen diese Zuordnung spricht in der Tat keine der beobachteten Tatsachen. Vielleicht könnte ein genaueres Studium der Gabbros des Mt. Collon und ihrer Kontaktverhältnisse die Frage genauer abklären, doch scheinen mir schon diese Hinweise beweiskräftig genug, um die wenig fundierte Hypothese des mesozoischen Alters dieser Gabbros zu verlassen und sie als basische Vorläufer der Arollagranite zu deuten.

2. DIE MASSIGEN PARAGESTEINE DER AROLLASERIE

Häufiger als basische Schlieren treten in den Graniten der Arollaserie eingeschmolzene Schollen von Paragesteinen auf. Die massigen Partien des Mt. Morion liefern auch hierfür die schönsten Beispiele. Die Grösse der Schollen schwankt beträchtlich. Meist handelt es sich um Linsen von ungefähr 7 m Länge und 2 m Breite. Durch randliche Aufblätterung, Ausfransung und Auflösung können sie bis zu 2 cm breiten Striemen heruntergehen. Auf der andern Seite bilden sie in der Comba di Faudery eine äusserst mächtige Masse.

Der Granit, der diese Schollen umgibt, ist randlich stark verändert. Er liegt in heller, aplitischer Facies vor, mit vereinzelt Biotitblättchen als einzigem dunklen Gemengteil. Die Breite der Kontaktzone ist von der Grösse der Scholle abhängig. Bei kleineren Schollen bildet sie nur einen 2 cm breiten Rand, der immer scharf gegen den Granit absetzt und äusserst feinkörnig ausgebildet ist. Bei der mächtigen Scholle der Comba di Faudery ist die Kontaktzone dagegen mächtiger, grobkörniger und geht allmählich in den Granit über. Vom kontaktlich beeinflussten Granit aus werden die Schollen oft injiziert, randlich aufgeblättert und aufgelöst. Injektionsadern, zum Teil mit schöner pygmatischer Fältelung, sind gut zu beobachten. Oft weisen sie grobkörnigen pegmatitischen Charakter auf und führen dann ausschliesslich Quarz und Kalifeldspat.

Dass diese kontaktlich veränderten Granite zum Teil starke Stoffaufnahme erfahren haben, zeigt ein Gestein aus der Comba di Faudery, das bis 2 cm grosse Granatporphyroblasten aufweist, die siebartig von Quarz durchsetzt sind.

Petrographisch können unter diesen aplitischen, hellen randlichen Graniten zwei Typen unterschieden werden, die sich hauptsächlich in der Art der Feldspäte unterscheiden.

Der erste Typus besitzt nur sehr untergeordnet Kalifeldspat. Die Hauptgemengteile sind Quarz und zersetzter Plagioklas, in dem die Mikrolithminerale Sericit und Zoisit ungefähr im gleichen Verhältnis auftreten wie in den Graniten. Als Nebengemengteile treten Biotit, ebenfalls leicht zersetzt, und (selten) Mikroklin auf.

Der zweite Typus weist im Gegensatz zum ersten viel Kalifeldspat auf. Die Hauptgemengteile sind Mikroklin, Quarz und zersetzter Plagioklas. Als Nebengemengteil tritt wiederum Biotit auf, der stark chloritisiert ist. Die Textur ist in beiden Fällen massig, die Struktur aplitisch bis lepidoblastisch.

Die Verteilung der beiden Typen ist sehr ungleich. Das kalifeldspatreiche Gestein findet sich nur in der grossen Masse der Comba di

Faudery und auch hier untergeordnet, während die kleineren Schollen immer ausschliesslich vom plagioklasreichen Typus umgeben sind, der bedeutend häufiger ist.

Die Schollen selbst müssen petrographisch folgendermassen gegliedert werden:

1. Amphibolite
2. Biotitamphibolite
3. Injektionsgneise.

1. Die Amphibolite

Unter den Amphiboliten können zwei verschiedene Varietäten auseinander gehalten werden, die hauptsächlich in der Art der Hornblende, die von derjenigen der Granite verschieden ist, und in ihrer Struktur differieren. Die Hauptgemengteile sind bei beiden zersetzter Plagioklas (der fast ausschliesslich Zoisitmikrolithen enthält) und Hornblende. Gelegentliche Nebengemengteile sind Quarz und Erz mit Reaktionsrändern von Titanit. Übergemengteile Apatit und Biotit, aus dem sich Erz ausgeschieden hat.

Im ersten Amphibolittypus ist die Hornblende braun und neigt in gewissen Schliffen sehr stark zur Ausbleichung. Der Pleochroismus ist dunkelgrünlichbraun bis hellgrünbraun. Einzelne hierhergehörige Gesteine besitzen eine deutliche Lagentextur, indem millimeterdünne Zeilen von Plagioklas das Gestein durchziehen. Diese Plagioklase sind ebenfalls zersetzt, weisen jedoch gegenüber den Plagioklasen des Gesteins mehr Sericit und weniger Zoisit auf. Offenbar handelt es sich hier um eine schwache Injektion saureren Plagioklases. Daneben finden sich auch dünne Injektionsadern von Quarz. Diese Gesteine sind ausschliesslich in der Comba di Faudery gefunden worden.

Im zweiten Amphibolittypus ist die Hornblende schwächer gefärbt und grünlicher. Gegenüber der Hornblende der Granite ist sie blasser. Dadurch, dass sie siebartig von Plagioklas durchsetzt wird, zeigt das Gestein schönste Kontaktstrukturen. Dieser Amphibolittypus tritt überall auf.

Die Textur der Amphibolite ist meist massig, indessen hie und da durch parallele Anordnung der Hornblende und durch die leichte Injektion auch schiefzig.

2. Die Biotitamphibolite

Diese Gesteine sind von geringerer Bedeutung als die gewöhnlichen Amphibolite, finden sich jedoch vereinzelt überall. Ihre Hauptgemengteile sind zersetzter Plagioklas, Hornblende und Biotit. Über-

gemengteile sind Quarz und Apatit. Die Hornblende ist in diesen Gesteinen die blassgefärbte des zweiten Amphibolittypus'. In der Nähe von aplitischen Injektionsadern, die das Gestein regellos durchziehen, hat die Hornblende eine Sammelkristallisation erfahren. Es bilden sich Haufen von Hornblende, wodurch das Gestein makroskopisch ein schwarzgeflecktes Aussehen erlangt. Öfters liegt im Zentrum dieser Hornblendehaufen ein Quarzkorn. Biotit wird von ihnen nur selten eingeschlossen. Der Glimmer ist in starker Zersetzung begriffen und ist primär etwas heller als in den Graniten, durch deren Kontaktwirkungen er möglicherweise erst entstanden ist. Die Textur der Gesteine ist massig, die Struktur allotriomorph. Oft sind auch schöne Kontaktstrukturen zu beobachten.

3. Die Injektionsgneise

Es handelt sich hier um stark injizierte Biotitgneise, in denen eine zeilenartige Anordnung von Injektionsadern beobachtet werden kann. Diese Adern bestehen aus Quarz, oder Feldspat mit Quarz. Der Feldspat ist zur Hauptsache Schachbrettalbit und stellt offenbar albitisierten Mikroklin dar. Er zeigt geringen Gehalt an Sericit und vereinzelt Strahlsteinnädelchen.

Das injizierte Gestein besteht aus vollständig zersetztem Plagioklas und Biotit. Die Mikrolithen dieser Saussurite setzen sich vorwiegend aus Sericit und nur untergeordnetem Zoisit zusammen. Offenbar hat bei der Umwandlung der Plagioklase ein Alkalien austausch zwischen dem Mikroklin der Injektionsadern und dem Plagioklas des Gesteins stattgefunden, doch ist auch der Biotit stark chloritisiert. In lagigen Gesteinstypen sind seine Blättchen streng parallel gerichtet. Der Glimmer dürfte bei der Injektion durch Stoffaufnahme aus der Hornblende entstanden sein, denn es erscheint wahrscheinlich, dass die Amphibolite, die Biotitamphibolite und die Biotit-Injektionsgneise eine Reihe mit zunehmender Stoffaufnahme bilden. Die Injektionsgneise sind bedeutend heller und grobkörniger als die Amphibolite. Die Struktur ist granoblastisch bis lepidoblastisch, die Textur massig oder injektionsschieferig.

MILCH (46) beschrieb aus den lentikularen Gneisen des Roc Noir (S Zinal, Schweiz) Schollen von Paragesteinen, die von den meinigen etwas abweichen. Es sind Quarz-Epidotfelse und Muskowit-Epidotschiefer mit oder ohne Quarz und mit Hornblende, grünem und braunem Biotit und Erz als Akzessorien. Die Einschlüsse weisen zum Teil eine primäre Schieferungsrichtung auf, die in einem Winkel von ungefähr 90° zur Schieferungsrichtung der Arollagneise verläuft.

Letztere durchsetzt den Paraeinschluss ebenfalls; eine Beobachtung, die ich in meinem Gebiet nie machen konnte.

Paraeinschlüsse im Granit sind auch von MASSON (44) aus der Mt. Mary-Decke beschrieben worden. Sie zeigen eine bedeutend grössere Variabilität als die der Dent Blanche-Decke s. s. MASSON erwähnt folgende Gesteinsarten:

1. Biotit-Strahlsteinfelse
2. Granat-Zweiglimmerschiefer
3. Injizierte Zweiglimmergneise.

Hierher gehören nach ihrem gesamten Habitus sicher auch die von ihm beschriebenen

4. Amphibolite und
5. Biotitgneise.

Der einschlussartige Charakter der Amphibolite der Mt. Mary-Decke ist jedoch nicht so deutlich wie derjenige der Dent Blanche-Decke s. s. Die Gesteine sind nicht so dicht und stärker geschiefert. Die typischen Kontaktstrukturen fehlen, doch ist die Hornblende auch hier braun gefärbt. Sicherer Hinweis liefert aber die lagenartige Injektion. Auch liegt am Rande des Amphibolits der Granit in aplitischer Facies vor. Die Mineralien dieser Amphibolite sind dieselben wie in den früher beschriebenen.

Die Zweiglimmerschiefer kommen den von MILCH beschriebenen Gesteinen näher. Der Muskowit ist von MASSON als sekundäres Mineral gedeutet worden. Die genaue Beschreibung dieser Gesteine findet sich in seiner Arbeit (44) auf Seite 93 und soll hier nicht wiederholt werden.

Es sei nur noch darauf hingewiesen, dass die saure aplitische Randfacies der Granite um die Schollen auch in der Mt. Mary-Decke ebenso verbreitet ist. Die Seite 157 erwähnten kalifeldspatreichen und plagioklasreichen Typen sind hier gleichfalls zu finden, wobei trotz des, im allgemeinen saureren Granits, auch hier der letztere Typus verbreiteter ist.

MASSON beschreibt aus der Mt. Mary-Decke einen Aplit mit Albit und Quarz als Hauptgemengteilen und fehlendem Kalifeldspat. Das entsprechende Gestein wurde nicht anstehend gefunden. Nach meiner Ansicht handelt es sich eher um einen hellen Granit der Kontaktzone um eine dieser Schollen.

Ein Vertreter der kalifeldspatreichen Randzonen wurde von MASSON in einer Schutthalde nördlich der Becca di Viou gefunden. Das Gestein führt reichlich Granat, unterscheidet sich jedoch von

dem der Comba di Faudery (siehe Seite 157) durch kleineres Korn und durch seinen Gehalt an grösseren Muskowitblättchen. Die Hauptgemengteile des Gesteins sind Quarz, Mikroklin, Plagioklas, Muskowit und Granat. Nebengemengteil ist Epidot, Übergemengteil Magnetit. Unter den Mikrolithen des Plagioklases herrscht Sericit vor. An einer besser erhaltenen Stelle konnte der Plagioklas als Oligoklas bestimmt werden. Der Muskowit ist sicher primärer Natur, ebenso wie Granat und Epidot. Das letztere Mineral tritt in Haufen bis zu 1 cm Durchmesser auf, in denen der Granat etwas grössere Porphyroblasten bilden kann. Die Ausscheidungsfolge der Mineralien ist Granat, Mikroklin, Plagioklas, Quarz. Die Struktur des Gesteins ist granitisch, die Textur massig.

Zum Schluss dieser Beschreibung seien noch Beobachtungen von SANERO (69) angeführt, der aus den Quarzdioriten der Mt. Mary-Decke Einschlüsse von Glimmerschiefern und Hornfelsen beschreibt. Die Glimmerschiefer führen die Hauptgemengteile Quarz und Muskowit und als Nebengemengteil Biotit. Als Akzessorien Sillimanit, Granat und Pyrit. Der Sillimanit ist in dem undulös auslöschenden Quarz eingeschlossen. Die Gesteine haben das Aussehen von Phylliten und sind auf einzelne Linsen beschränkt.

Die Hornfelse werden von SANERO als Kontaktgesteine beschrieben. Hauptgemengteil ist Quarz. Nebengemengteile sind Oligoklas, meist stark zersetzt, rhombischer Pyroxen, oft in Hornblende umgewandelt, Sillimanit, Zoisit und Granat. Als Übergemengteile sind Muskowit, Zirkon, Apatit und Pyrit beobachtet worden. Das dichte Gestein ist von gelblichgrüner Farbe.

Zur Entscheidung der Frage, ob es sich bei den Amphiboliten um Ortho- oder Paragesteine handelt, und ob sie bei Orthocharakter eventuell der Arollaserie zuzuordnen sind, wurden von zwei Handstücken Analysen durchgeführt. Die eine, Nr. 22 der Tabelle, stammt aus der Comba di Faudery. Es ist ein dichter, schwarzer und massiger Amphibolit. Sein geschätzter volumprozentischer Mineralbestand ist 50 Plagioklas, 45 Hornblende und 5 Erz. Die Mikrolithen des Sausurits sind fast ausschliesslich Zoisit.

Die Analyse weist, Orthocharakter vorausgesetzt, auf berondritischen bis hawaiiitischen Chemismus hin. Dies spricht schon gegen eine Zuordnung zur Eruptivsippe der Arollaserie. Tragen wir die Gesteine im Diagramm al-alk, c ein (Fig. 4), so ergeben sich eindeutige Differenzen zwischen diesen Gesteinen und denen der Arollaserie. Der hohe Titangehalt der Amphibolite und das für $si = 108$ relativ niedrige mg von 0,5 sind mit ursprünglich sedimentärem

Chemismus verträglich. Für Paraamphibolite spricht weiter die oft zu erkennende Kontaktstruktur der Gesteine und der Graphitgehalt. Graphit besitzt ebenfalls, wenn auch in geringerem Ausmass, das zweite analysierte Gestein (Nr. 23 der Tabelle). Es stammt aus der Mt. Mary-Decke und ist schwach injiziert. Die Beschreibung des Gesteins findet sich bei MASSON (44, p. 91). Chemisch kommt es dem Amphibolit aus der Comba di Faudery nahe. ti ist hier noch etwas höher. Auch dieses Gestein darf als Paraamphibolit gedeutet werden.

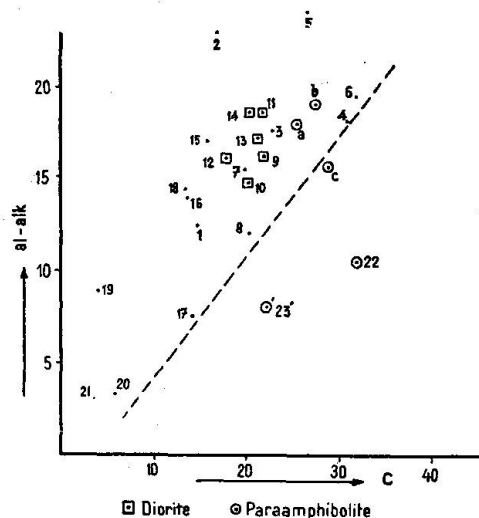


Fig. 4. Diagramm *al-alk, c*

Nr. 1—21 Eruptivgesteine der Arollaserie. Nr. 22 und 23 Paraamphibolite der Arollaserie. a, b, c Paraamphibolite der Valpellineserie. (Die Nummern der Gesteine sind die gleichen wie in der Analysentabelle.)

Die Normen der beiden Gesteine lauten:

Nr.	Or	Ab	An	Wo	Mt	Hy	En	Fa	Fo	Cp	Tn
22	5,7	25,7	22,8	15,5	4,4	6,8		1,6	13,9		3,6
23	8,2	30,3	15,8	6,5	3,6	13,5	9,2		6,3	0,6	6,0

Die Molekularwerte sind:

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti
22	108	18	42,5	32	7,5	0,18	0,51	2,8
23	123	18	49,5	22,5	10	0,21	0,46	5,1

Der Einfluss der allerdings nur schwachen Injektion des zweiten Amphibolits ist deutlich zu erkennen. *alk* und *k* sind etwas höher, *c* ist gesunken. Dies zeigt, dass zwischen der hellen kontaktlich veränderten Granitzone und den Paraeinschlüssen ein Austausch von Ca und Alkalien, besonders K, stattgefunden hat. Damit steht auch die Bildung von Biotit bei stärkerer Injektion im Einklang. Inwieweit die femischen Bestandteile gewandert sind, lässt sich aus dem etwas geringen Analysenmaterial noch nicht ermitteln.

Die Fremdeinschlüsse, die in der Arollaserie auftreten, sind somit, nach ihrer Häufigkeit geordnet, folgende:

1. Amphibolite
2. Biotitamphibolite
3. Biotit-Injektionsgneise
4. Zweiglimmerschiefer
5. Quarz-Hypersthen- und Quarz-Epidothornfelse
6. Biotit-Strahlsteinfelse.

Es muss sich bei diesen Gesteinen um Bruchstücke und Schollen des Eruptivdaches handeln, die uns einen Einblick in die primären Hüllgesteine der Arollagranite gestatten, der umso erwünschter ist, als die Kontaktzone der Eruptivmasse, vielleicht mit Ausnahme am Mt. Dolin, nirgends mehr vorhanden ist und auch hier höchstens in eptimetamorphem und stark verschiefertem Zustande.

Die Einschlüsse der Mt. Mary-Decke zeigen interessanterweise grössere Ähnlichkeit mit den von MILCH aus dem Norden der Dent Blanche-Decke s. s. beschriebenen Schollen als mit den von mir im Süden gefundenen. Es kann dies als neues Argument dafür angesehen werden, dass das Mt. Mary-Brett die Stirnregion der früher einheitlichen Überschiebungsmasse der Dent Blanche-Decke darstellt.

Die Schollen gehören zu einem wenig einheitlichen Komplex katametamorpher, mergeliger bis sandiger Sedimente. Die schwache kristallisationsschieferige Textur einzelner weniger Amphibolite, die als Abbildungstextur gedeutet werden muss, lässt auf eine schwach schieferige vorintrusive Ausbildung der Gesteine schliessen. Nach Beobachtungen von MILCH lagen die Gesteine zum Teil sogar in stärker geschieferter Facies vor. Er schreibt dazu (46 p. 80): „Die hohe Vollkommenheit der älteren, der Intrusion vorausgegangenen Schieferung lässt darauf schliessen, dass der Schiefer, als er vom Granit durchbrochen wurde, mindestens Tonschiefercharakter trug, während andererseits eine wesentlich aus Epidotkörnchen bestehende, den Schiefer quer zur Schieferung gegen den Granitzug abgrenzende Zone jedenfalls einen Teil des Epidots als Kontaktbildung erkennen lässt.“ Wir können also mit Sicherheit schliessen, dass die wahrscheinlich lakkolithartige Intrusion der Arollaeruptiva in einen Komplex bereits etwas metamorpher phyllitischer Sedimente mit eingelagerten Sandsteinen erfolgte, ähnlich dem Komplex unserer heutigen Bündnerschiefer.

Die Gesteine dieser Schollen zeigen ohne Zweifel auch eine gewisse Verwandtschaft mit den Gesteinen der Valpellineserie, weniger in den einzelnen Handstücken, als in der Zugehörigkeit zu einem

tonig-mergeligen Sedimentkomplex. Die Gegenüberstellung der Paraeinschlüsse der Arollaserie und der Gesteine der Valpelineserie vermag jedoch (auch bei eingehenderem Vergleich) kaum darüber Aufschluss zu geben, ob die Valpelineserie, trotz dem Überschiebungshorizont zwischen den beiden Gesteinseinheiten, als Kontakthof der Arollaserie zu deuten ist. Es ist zu bedenken, dass ein Vergleich von Paragesteinen einer so heterogen zusammengesetzten Gesteinsserie, wie es die Valpelineserie darstellt, äussert vorsichtig durchzuführen ist und ein grösseres Analysenmaterial verlangt. Es handelt sich in beiden Fällen um katametamorphe, zum Teil injizierte phyllitische Sedimente, die auch bei verschiedener Herkunft ähnlich beschaffen sein müssen, und denen im allgemeinen grosse Verbreitung zukommt. Die Einschlüsse in den Graniten werden auch gegen die Valpelineserie hin nicht häufiger. Eine eindeutige Zuordnung dieser Gesteine zur Valpelineserie ist daher nicht möglich, doch liegt eine solche im Bereiche der Möglichkeiten. Auf alle Fälle zeigen uns die plagioklasreichen granitischen Kontaktzonen, dass das ebenfalls plagioklasreiche Injektionsmaterial der Valpelineserie unter Umständen auch von Granitherden ausgegangen sein kann.

Bevor nun im Folgenden auf die magmatischen Verhältnisse der Arollaeruptiva und auf ihren Differentiationsverlauf eingegangen wird, ist die Frage abzuklären, inwieweit, am gesamten Eruptivgesteinskomplex gemessen, die Variation bereits innerhalb der massigen Serie eine vollständige ist. Es handelt sich zugleich um die Frage, ob zu jedem der verbreiteten Gneise und Schiefer die zugehörigen massigen Eruptivgesteine noch vorhanden sind.

Es sei den Untersuchungen etwas vorausgegriffen und mitgeteilt, dass tatsächlich nahezu zu jedem Gneis ein entsprechendes massiges Eruptivgestein gefunden werden kann, allerdings nicht immer innerhalb meines speziellen Untersuchungsgebietes. Einzig den sehr sauren porphyroklastischen Gneisen von engadinit- und alkaligranitischen Chemismus, die in gewissen Gebieten grosse Verbreitung besitzen, können mit annähernd gleicher Ausdehnung keine äquivalenten massigen Gesteine gegenübergestellt werden. Dem Chemismus nach mögen einige der massigen Granite des Mt. Mary hierhergehören, doch weisen diese keine porphyrische Struktur auf.

Weiter ist noch ein Ganggestein von hornblenditischem Chemismus zu erwähnen. Obwohl sich dieses Gestein innerhalb der massigen Diorite der Comba della Sassa befindet, ist es doch weitgehend metamorphisiert und in einen Chloritschiefer umgewandelt worden, dessen Herkunft aus einem Hornblendit nur an wenigen

Stellen zu erkennen ist. Die Beschreibung des Gesteins soll daher erst bei den metamorphen Typen erfolgen.

3. DIE MAGMATISCHE DIFFERENTIATION DER AROLLASSERIE

Das heute aus der Arollaserie stammende Analysenmaterial gestattet uns, auf die Hauptzüge der magmatischen Differentiation einzugehen. In der Literatur finden sich 14 Analysen von Arollagesteinen. Die fünf von MILCH (46) veröffentlichten (Analytiker HERZ?) sind jedoch zweifelhaft und hier nicht berücksichtigt worden. Von den restlichen neun stammen vier Analysen (Nr. 2, 4, 5, 6) von A. BRUNET (14), eine (Nr. 3) von A. BRUN (14). Zwei Analysen von Dioriten (Nr. 9, 13) wurden von E. SANERO (69) und eine (Nr. 11) von R. MASSON (44) ausgeführt. Von SANERO (67) ist weiterhin noch eine Analyse (Nr. 20) eines Sericitgneises veröffentlicht worden. Mit den 12 neu ausgeführten, verfügen wir somit über 21 Orthogesteinsanalysen aus der Arollaserie. Sie sind in einer Tabelle am Schlusse dieses Kapitels zusammengestellt.

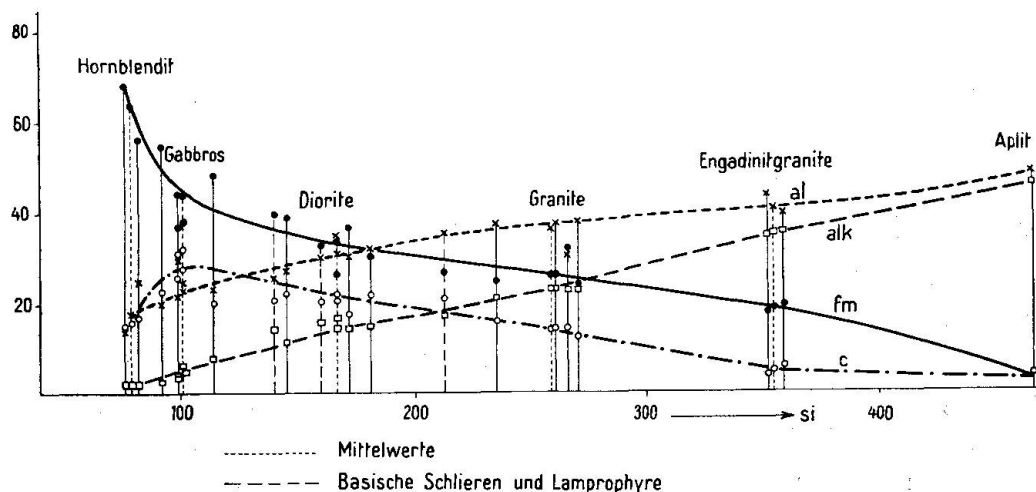


Fig. 5. Differentiationsdiagramm der Arollaserie

Betrachten wir die Variation des si der verschiedenen Gesteine (vergleiche Fig. 5), so fällt auf, dass nur einzelne begrenzte si-Bereiche reichlich mit Analysen belegt sind. Die chemischen Untersuchungen sind vorwiegend an den verbreiteten Gesteinen ausgeführt worden. Bei grösserem Analysenmaterial würden sich die Lücken im Differentiationsdiagramm wohl schliessen, doch könnte es sich dabei nur um untergeordnete Gesteinstypen handeln, wie Schlieren und gangartigen Bildungen, den Differentiationsprodukten in situ (vergleiche die Lagen der Analysen von Schlieren Nr. 10, 14 und eines Lamprophyrs Nr. 8). Die fünf (mit den basischen Differentiaten der Gabbros

sechs) im si deutlich verschiedenen Gruppen entsprechen den Gabbros, den Dioriten, Graniten, Engadinitgraniten und Apliten und sind daher nicht nur durch die Auswahl der analysierten Gesteine bedingt, sondern stellen die Erstarrungsprodukte einzelner, grösserer, zeitlich stark getrennter Magmenintrusionen dar.

Die gabbroide Gesteinsgruppe mit si 93—115 umfasst Analysen vom gabbroidem bis leukogabbroidem Chemismus. Die vertretenen Magmentypen (nach P. NIGGLI 51) sind normalgabbroid, eukritisch, pyroxengabbroid und ossipitisch. Es sind dies die Ausgangsmagmen der Differentiationsreihe. Innerhalb dieser Gruppe schwankt al zwischen 20 und 25, kann jedoch bis 30 ansteigen. fm schwankt zwischen 38 und 54. c erreicht hier mit 20—30 Einheiten sein Maximum innerhalb der Arollaserie. alk liegt zwischen 3 und 8. k schwankt entsprechend der Basizität der Gesteine stark von 0,1—0,6. Höheres k ist hauptsächlich durch die Anwesenheit von Biotit bedingt, dessen Relikte in Gestein Nr. 7 deutlich zu beobachten sind. Der Mittelwert der fünf Gabbroanalysen ist:

si		al	fm		c		alk	k	mg		
102		23	44,5		27,5		5	0,22	0,76		
Kp	Ne	Cal	Cs	Fa	Fo	Fs	Q	L	M	π	γ
2,9	10,1	23,5	6,2		29,0		28,3	36,5	35,2	0,65	0,18

Der Chemismus ist miharaitisch (das hohe k der Analyse 6 wurde bei der Mittelwertbildung nicht berücksichtigt).

Charakteristisch für die Gesteine ist das hohe π , das durchwegs grösser als 0,5 ist, bei kleinerem bis mittlerem γ (0,25—0,05). P. NIGGLI (54) hat, auf den Untersuchungen KENNEDYS (40) weiterbauend, dargetan, dass die basischen Magmen, die am Anfang mancher Differentiationsreihen stehen, sich hauptsächlich in L, M, Q, π und γ charakteristisch unterscheiden. Den „Tholeitic Magmatyp“ KENNEDY's konnte er in zwei Untertypen aufteilen:

1. den tholeitisch-ophiolithischen mit π meist kleiner 0,5 und γ grösser oder ähnlich 0,2 und

2. den noritischen Typus, der meist mit Anorthositen, Pyroxeniten, Graniten und Granophyren vergesellschaftet ist und bei analogem M, L und Q, π grösser 0,5 und γ meist kleiner 0,2 besitzt.

Für den ersten Typus sind die Gesteine der alpinen Ophiolithe charakteristische Beispiele, für den zweiten die Norite des Bushveld.

Die Mittelwerte der zwei Typen sind in Tabelle 2 wiedergegeben, in die auch der Mittelwert der Arollagabbros eingetragen worden ist, der deutlich in der Nähe des noritischen Typus' liegt.

In der Tat stimmen einzelne Analysen der Bushveldnorite und der Arollagabbros gut überein.

Tabelle 2

	Q	L	M	k	π	mg	γ	Chemismus
Ophiolit. Typus	33,3	33,3	33,3	0,2	0,35	0,4—0,6	0,24	gabbr.-diorit
Norit. Typus	33,3	33,3	33,3	0,1	0,66	0,66	0,15	c-gabbr.- miharaitisch
Mittel der Arollagabbros	28,3	36,5	35,2	0,22	0,65	0,76	0,18	miharaitisch
Norit Bushveld	30,8	35,2	34,0	0,08	0,58	0,69	0,21	miharaitisch
Arollagabbro Nr. 4	29,0	33,4	37,6	0,1	0,74	0,79	0,22	pyrox.-gabbr.
Norit Bushveld	32,5	34,8	32,7	0,08	0,68	0,73	0,09	c-gabbroid
Arollagabbro Nr. 7	29,9	38,1	32,0	0,39	0,50	0,68	0,08	normalgabbr

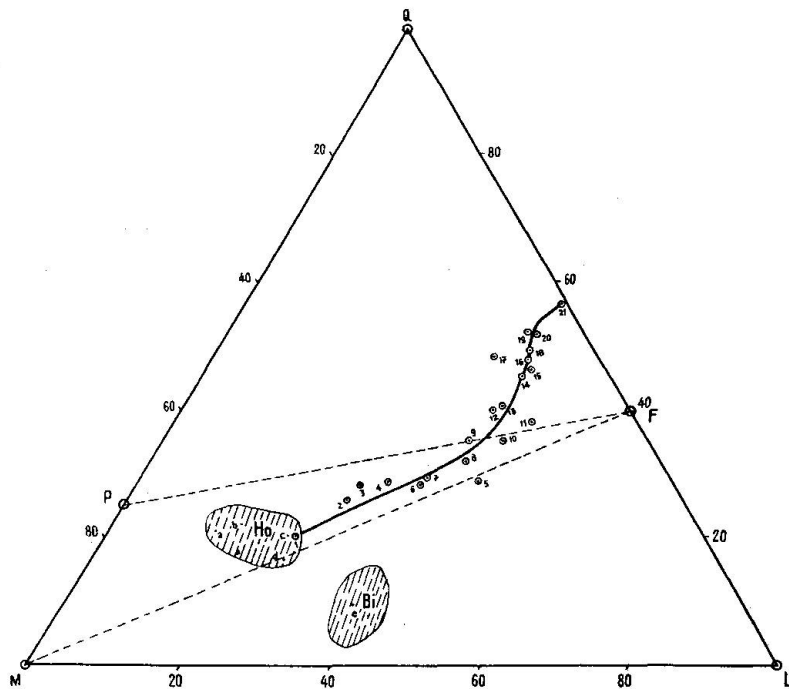


Fig. 6. Differentiationsbahn der Arollaserie im Dreieck QLM
a Hornblende aus Granit, b aus Granodiorit, c aus Diorit, d aus Gabbro
e Biotit aus Granit

Es weist dies erneut darauf hin, dass die Gabbros des Mt. Collon den Ophiolithen der Combinzone nicht ohne weiteres gleichgestellt werden können. Diese Gabbros, denen sich die Analysen derjenigen der Comba della Sassa gut anschliessen, sind als die basischen Vorläufer der Arollagranite zu betrachten.

Wie NIOGLI dargetan hat, sind die gabbroiden Magmen des noritischen Typus schon bauschalchemisch für eine Differentiationsreihe von pazifischem Charakter prädestiniert, da bei hohem mg und

niedrigem γ Olivin als Frühausscheidung erwartet werden kann, wodurch die Möglichkeit zum Durchlaufen einer Kristallisationsbahn gegeben ist, wie sie P. NIOGLI für die Kalkalkalireihe schematisch dargestellt hat (54 p. 645 Fig. 12). Durch das frühe Auftreten von Hornblende und Biotit in der Arollaserie wird der pazifische Provinzialverlauf weiterhin verstärkt. Analyse Nr. 7 entspricht schon einem biotitführenden Hornblendegabbro aus der Comba della Sassa.

Von den ultrabasischen Gesteinen sind nur zwei Analysen vorhanden. Sie bilden mit einem relativ hohen si von 77—85 die erste Gruppe im Differentiationsdiagramm. Der Chemismus der Gesteine ist hornblenditisch, respektive fm-gabbroid. Die beiden Analysen unterscheiden sich hauptsächlich in al und fm. Das hohe al von Nr. 2, einer Schliere im Gabbro des Mt. Collon, ist nach A. BRUN (14) durch die Anwesenheit von Spinell bedingt, der auch in der Basisberechnung zum Ausdruck kommt. Nr. 1 ist ein metamorpher Hornblendit, der als Gang in den Hornblendegabbros der Comba della Sassa auftritt und als deren lamprophyrisches Erstarrungsprodukt zu deuten ist. In beiden Gesteinen ist mg gegenüber den Gabbros angestiegen, die übrigen Werte gefallen. Infolge des hohen al ist π gross, Cs und γ klein. Das Mittel der beiden Analysen lautet:

si	al	fm	c	alk	k	mg
80	18	64	16	2	0,15	0,73
Kp	Ne	Cal	Fs Fa Fo	Q	L	M
0,9	5,1	24,0	48,0	22	30	48
						π
						γ
						0,80 0,00

Die dritte Gruppe im Differentiationsdiagramm bilden mit si 145—185 die Diorite. Ihr Chemismus ist orbitisch, normaldioritisch und quarzdioritisch. Die Variation innerhalb der Gruppe ist folgende: al 28—35, fm 27—38, c 20—23 und alk 12—16. k besitzt mittlere bis kleine Werte, mg mittlere bis hohe. Der Mittelwert der vier Analysen lautet:

si	al	fm	c	alk	k	mg
168	31	33,5	21	14,5	0,24	0,44
Kp	Ne	Cal	Cs	Fs Fa Fo	Q	L
6,7	21,1	15,8	2,1	16,0	38,3	43,6
						M
						π
						γ
						0,36 0,11

Mit dem sprunghaften Ansteigen des si ist gegenüber den Gabbros auch ein solches des alk und al zu beobachten, während c und fm um durchschnittlich 7 respektive 10 Einheiten gesunken sind. Cal ist ebenfalls zurückgegangen, während L weiter angewachsen ist, sodass π stark abfällt. Die Zunahme des si ist daher hauptsächlich auf eine Anreicherung der Alkalifeldspäte (vorwiegend Ne) zurückzuführen. Im Dreieck Q L M (Fig. 6) verläuft die Kri-

stallisationskurve der Arollaserie zuerst streng parallel der Linie M-F (Olivin-Feldspat) und biegt vor den Dioriten nur schwach gegen höheres Q hin ab. Auch daraus ist die Feldspatanreicherung deutlich zu erkennen. Vergleicht man zudem das Dreieck Kp Ne Cal (Fig. 7), so ergibt sich, dass Ne und Kp gleichmässig zugenommen haben, während Cal zurücktritt. Auf der rückwärtigen Verlängerung der Geraden Hornblendit-Gabbros-Diorit in Fig. 6 befinden sich die Zu-

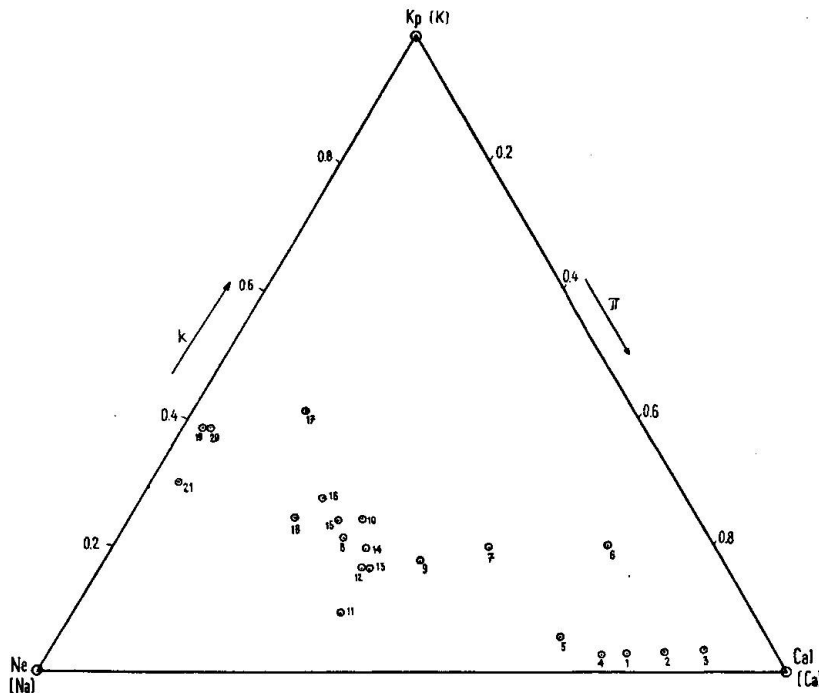


Fig. 7. Projektionspunkte von Arolla-Orthogesteinen im Dreieck Kp, Ne, Cal

sammensetzungspunkte der Hornblenden aus Dioriten und Gabbros. Der Differentiationsverlauf könnte also annähernd durch alleinige Abseigerung von Hornblende erklärt werden, in der ja relativ viel Cal enthalten sein kann und dies besonders in den Hornblenden der basischen Gesteine. Dass eine Hornblendeabseigerung wirklich stattgefunden hat, zeigen die hornblenditischen Lamprophyrgänge der Diorite der Comba della Sassa.

Die Abbiegung der Kurve von M-F bei den Dioriten weist bereits auf eine Quarzanreicherung hin, die durch die Ausscheidung des stärker untersättigten Biotits schnell verstärkt wird (vergleiche das Biotitfeld im Dreieck Q L M). Entsprechend dem hohen si ist die Quarzzahl in den Dioriten nie negativ. Sie steigt in den Quarzdioriten bis auf 20 Einheiten. Da Biotit schon häufiger auftreten kann, ist Cs und γ klein. Die si-reichen Diorite haben bereits $al = fm$, oder kommen der Isografie doch nahe.

Die Granite und Granodiorite der Arollaserie weisen normalgranodioritischen Chemismus auf. si schwankt nur zwischen 235—270. Auch in den übrigen Werten variieren die farsunditischen und granodioritischen Typen nur wenig; z. B. al um 38, fm um 25, c um 14 und alk um 23, während der Granit in al und fm deutlich abweicht, und höheres k besitzt, entsprechend der etwas höheren Menge von Orthoklas und Hornblende und geringeren Mengen Plagioklas, bei gleichem Biotitgehalt (vergleiche p. 143). Diese granitischen Gesteine erlangen jedoch nur untergeordnete Verbreitung, sodass die Analyse in den Mittelwert der Granodiorite einbezogen wurde.

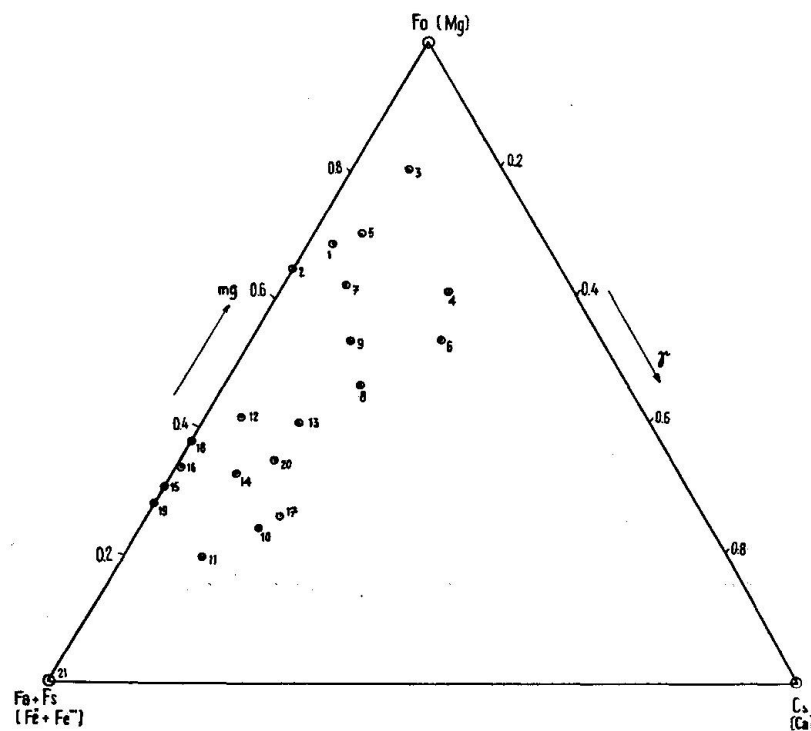


Fig. 8. Projektionspunkte von Arolla-Orthogesteinen im Dreieck $Fo, Fs + Fa, Cs$

Dieser lautet:

	si	al	fm	c	alk	k	mg		
	260	36,5	26,5	14	23	0,36	0,34		
Kp	Ne	Cal	Cs	Fs Fa Fo	Q	L	M	π	γ
11,8	21,1	9,7	0,2	9,5	47,7	42,6	9,7	0,23	0,02

Das Mittel stimmt weitgehend mit Analyse Nr. 16 überein, dem am weitesten verbreiteten Granodiorit.

Gegenüber den Dioriten ist al im Mittel um 5 Einheiten gestiegen, alk um 9. c und fm sind gleichmässig um 7—8 Einheiten gefallen. Im Dreieck Q L M (Fig. 6) ist die Abweichung der Differentiationsbahn von der Linie M-F nun sehr deutlich geworden.

Sie verläuft so, dass nahezu konstantes L (ähnlich 43 %) auftritt. Innerhalb L ist Kp zu Ungunsten von Cal gestiegen, während Ne gleich geblieben ist. Die Umbiegung der Kurve im Dreieck Q L M lässt sich ohne weiteres durch die vermehrte Ausscheidung von Biotit und Plagioklas verstehen. Dementsprechend ist bei absolut kleinerem M γ ebenfalls kleiner (vergleiche Fig. 8, Dreieck Fe Mg Ca).

Die gleichen Differenzen, die sich zwischen Dioriten und Granodioriten finden, treffen wir auch zwischen den Graniten und den Engadinitgraniten. si steigt wieder um 100 Einheiten auf 360, al um 5 und alk um 8 auf 41 respektiv 35. c und fm sinken um 7–8 Einheiten. k ist wenig höher. Der Chemismus der beiden analysierten metamorphen Engadinitgranite ist engadinitgranitisch und alkali- bis engadinitgranitisch. L bleibt weiter konstant, ebenso Ne, während Kp wiederum gestiegen und Cal gesunken ist. Der Mittelwert der beiden Analysen ist:

	si	al	fm	c	alk	k	mg			
	357	41	19	5	35	0,40	0,35			
Kp	Ne	Cal	Sp	Fs	Fa	Fo	Q	L	M	π
15,2	22,9	2,7	0,5		4,9		53,8	40,8	5,4	0,07
										γ
										0,00

Der Chemismus des Mittels ist engadinitgranitisch.

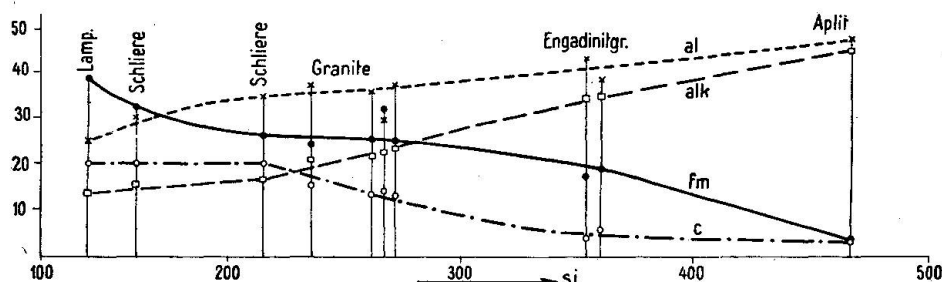


Fig. 9. Differentiationsdiagramm der Arollagranite und ihrer Ganggesteine

Von den Apliten liegt leider nur eine einzige Analyse von alkaligranitischen Chemismus vor. c ist gegenüber den Engadinitgraniten nur wenig gefallen, stärker jedoch fm. al und alk sind weiter gestiegen, doch beträgt die Differenz al-alk nur noch 3 Einheiten. L liegt auch hier noch um 43, doch ist nun Ne grösser geworden, Kp und Cal kleiner, sodass sich k dem eutektischen Verhältnis im System SiO_2 , NaAlSiO_4 , KAlSiO_4 angenähert hat.

Auf die lamprophyrische Teildifferentiation der Granite (Fig. 9) kann nicht näher eingegangen werden, da von den basischen Spaltprodukten der Granite nur drei Analysen vorhanden sind. Es handelt sich um einen Lamprophyr von lamprodioritischem und zwei Schlieren von normaldioritischem und quarzdioritischem

Chemismus. Sie fügen sich gut in das Gesamtdifferentiationsdiagramm ein, besitzen jedoch für den entsprechenden si-Bereich höheres k und niedrigeres mg, wodurch ihre genetische Verwandtschaft mit den Graniten betont wird. Der Lamprophyr ist mit si 114 am stärksten von den Graniten entfernt. Relativ nahe steht ihm die kleine normaldioritische Schliere mit si 161, während die grössere quarzdioritische mit si 215 den Graniten am nächsten liegt. Die dioritische Schliere ist zudem dem Dioritmittel ziemlich nahe.

Die Abweichung des Differentiationsdiagramms der Arollaeruptiva gegenüber dem Normaldiagramm der Kalkalkalireihe ist nicht gross, jedoch in einigen Zügen charakteristisch. Während in der Arollaserie alk gleichmässig ansteigt (vergleiche Fig. 5), ist al bei niedrigem und hohem si relativ hoch. Um 6 Einheiten höher als normal bei si 80 und 4 bei si 100, sodass al-alk und π entsprechend grosse Werte besitzen. fm ist am basischen Ende der Arollaserie eher etwas niedrig, bleibt dann bis si 360 relativ hoch, um erst in den Apliten stark abzusinken. mg verhält sich ähnlich, ist im mittleren si-Bereich (si 260–360, von Dioriten zu Engadinitgraniten) konstant und zeigt ebenfalls den starken Abfall von den Hornblenditen und Gabbros zu den Dioriten und von den Engadinitgraniten zu den Apliten. Die Grösse des Maximums von c ist in der Arollaserie durchaus normal, jedoch nach etwas höherem si verschoben. Im weiteren Verlauf fällt c in der Arollaserie rasch. Bei si 260 ist es um 4, bei si 360 um 7 Einheiten tiefer als in der normalen pazifischen Differentiationsreihe, zeigt jedoch in den Apliten wieder gleiche Werte.

Charakteristische Unterschiede zeigen sich auch beim Vergleich der Arollaeruptiva mit den herzynischen Gesteinen des Aar- und Gotthardmassivs und den Eruptivgesteinen der unterostalpinen Decken Graubündens (Fig. 10). Von den beiden Massiven und den unterostalpinen Decken wurden die von P. NIGGLI (55) zusammengestellten Mittelwerte zum Vergleich herangezogen, da infolge der geringen Analysenzahl in der Arollaserie ein näheres Eingehen auf kleinere Unterschiede der Gesteinsprovinzen nicht möglich war.

Die Mittelwerte der vier Eruptivprovinzen sind in Tabelle 3 zusammengestellt. Der Differentiationsverlauf in der Arollaserie und im Gotthardmassiv sind einander weitgehend gleich und zeigen deutliche Differenzen gegenüber demjenigen des Aarmassivs, das eine charakteristische Tendenz gegen die Kalireihe aufweist. Noch stärkere Unterschiede zeigen sich zwischen diesen drei Provinzen und den unterostalpinen Differentiationsreihen. Besonders deutlich zeigt sich

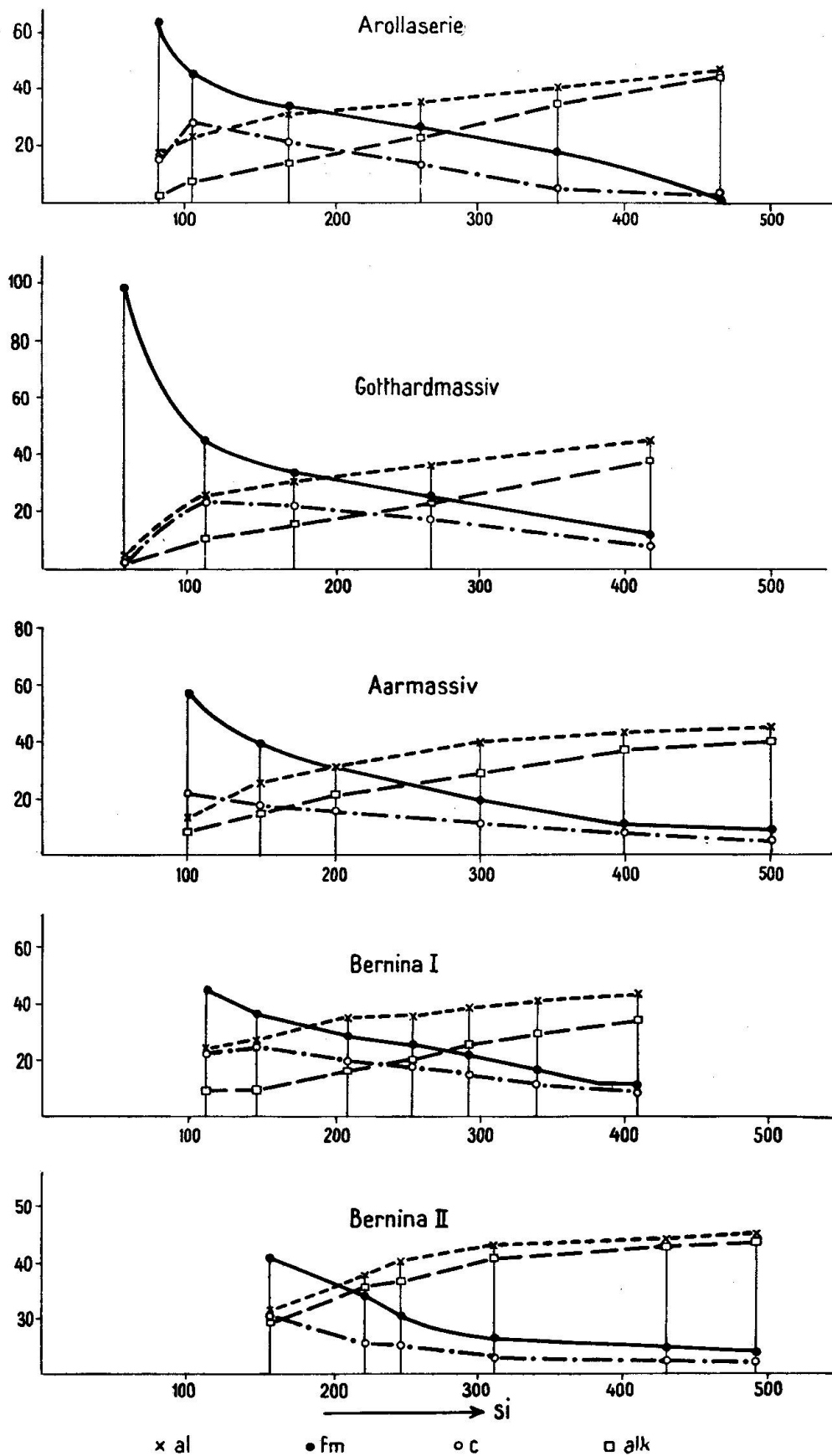


Fig. 10. Differentiationsdiagramme der Arollaserie, des Gotthard- und Aarmassivs und der unterostalpinen Decken Graubündens

dies im Dreieck QLM (Fig. 11). Hier verlaufen die Kurven der Arollaserie und des Aarmassivs einander nahezu parallel, diejenigen des Aarmassivs jedoch immer gegen etwas höheres L verschoben. Die Kurve des Gotthardmassivs ist in ihrem basischen Ende derjenigen des Aarmassivs näher, biegt jedoch im weiteren Verlauf von ihr ab und gleicht sich, von den Dioriten weg, derjenigen der Arollaserie an. Die Linie M-F wird in folgenden Punkten geschnitten:

	Q	L	M
Arollaserie	35,4	42,1	22,5
Gotthardmassiv	35,2	41,8	23,0
Aarmassiv	35,9	44,2	19,9

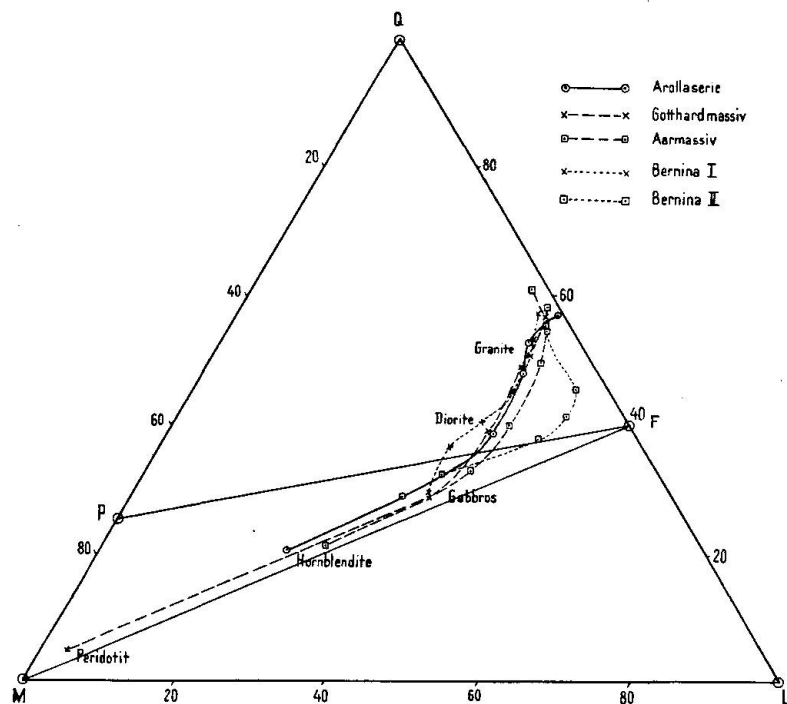


Fig. 11. Differentiationsbahnen der Arollaserie, des Gotthard- und des Aarmassivs und der unterostalpinen Decken Graubündens im Dreieck Q L M

Die leichte Tendenz des Aarmassivs zur Kalireihe kommt darin deutlich zum Ausdruck. L, das in diesen drei Provinzen von den Dioriten zu den Graniten ungefähr konstant ist, liegt im Aarmassiv um 44, in der Arollaserie um 42,5 und im Gotthardmassiv um 41,5. In den beiden letzteren Provinzen steigt Q auch rascher an, sodass es schon bei si 200 gleiche Werte wie L erreicht, was im Aarmassiv erst bei si 260 der Fall ist.

Noch deutlicher werden die Unterschiede der drei Provinzen im Dreieck Ne Kp Cal (Fig. 12). Den verschiedenen Kurven wurden die si-Zahlen der einzelnen Projektionspunkte beigeschrieben. Abgesehen

vom höheren k fällt das kleine π des Aarmassivs auf, während die basischen Gesteine des Gotthardmassivs eine deutliche Mittelstellung zwischen ihm und der Arollaserie einnehmen.

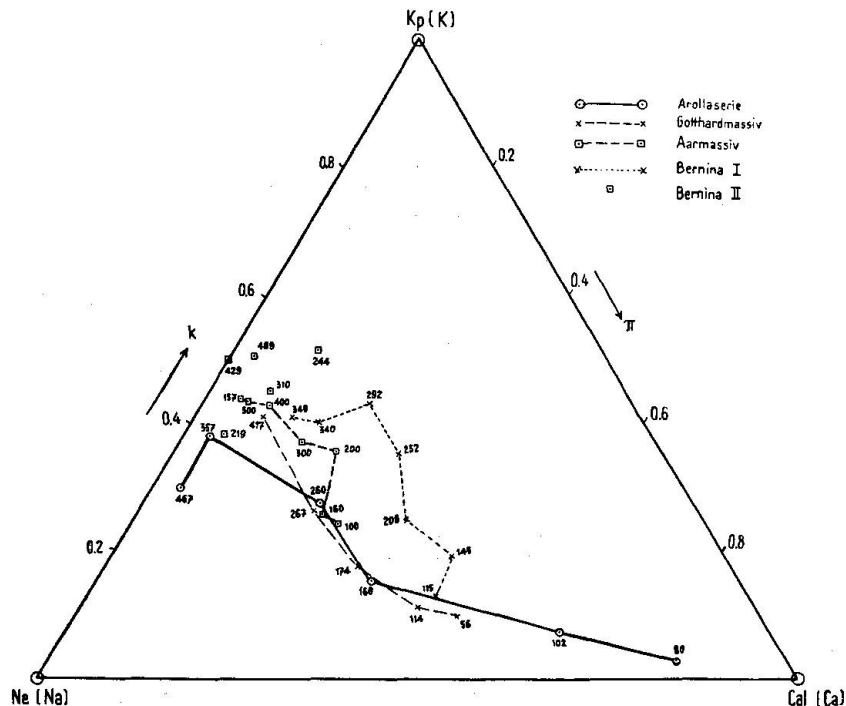


Fig. 12. Differentiationsbahnen der Arollaserie, des Gotthard- und Aarmassivs und der unterostalpinen Decken Graubündens im Dreieck Q L M (Den Punkten sind die si-Zahlen der verschiedenen Gesteine beige-schrieben)

Tabelle 3

Mittelwerte der Eruptivgesteine der Arollaserie, des Gotthard- und Aarmassivs und der unterostalpinen Decken Graubündens.

Arollaserie

si	al	fm	c	alk	k	mg	Q	L	M	π	γ	
80	18	64	16	2	0,15	0,73	22	30	48	0,80	0,00	Ultrabasische Differentiate
102	23	44,5	27,5	5	0,22	0,76	28,3	36,5	35,2	0,65	0,18	Gabbros
168	31	33,5	21	14,5	0,24	0,44	38,3	43,6	18,1	0,36	0,11	Diorite
260	36,5	26,5	14	23	0,36	0,34	47,7	42,6	9,7	0,25	0,02	Granodiorite
357	41	19	5	35	0,40	0,35	53,8	40,8	5,4	0,00	0,00	Engadinitgranite
467	48,5	2,5	3,5	45,5	0,31	0,00	57,0	42,4	0,6	0,00	0,00	Aplit

Gotthardmassiv

56	3	95,5	1	0,5	0,89	0,88	5,0	3,8	91,2	0,50	0,00	Serpentin
114	24	44	23	9	0,20	0,50	28,3	40,1	31,6	0,44	0,15	Amphibolit
174	30	33,5	21,5	15	0,26	0,56	38,8	42,3	18,9	0,33	0,16	Diorit Ufiern
276	36	24,5	17	22,5	0,34	0,38	48,9	41,3	9,8	0,23	0,12	Cristallinagranit
417	44,5	11	7	37,5	0,45	0,21	56,1	41,1	2,8	0,09	0,00	Saure Granite

Aarmassiv

100	14	57	21	8	—	0,73	21,6	29,4	48,7	0,27	0,21	Hornblende- minette
150	26	40	18	16	0,34	0,60	32,2	43,1	24,7	0,24	0,17	Monzonit
200	32	32	15	21	0,45	0,67	39,7	45,0	15,3	0,21	0,11	Syenitporphyr
300	40	20	11	29	0,44	0,44	49,5	44,1	6,4	0,16	0,00	Gasterngranit
400	44	11	8	37	0,47	0,14	55,1	41,8	3,1	0,09	0,10	Aaregranit
500	46	9	5	40	0,46	0,08	60,6	37,2	2,2	0,06	0,00	Aaregranit

Unterostalpine Decken

Bernina I

115	24	44	23	9	0,23	0,62	29,5	39,5	31,0	0,46	0,15	Gabbrodiorit
145	26,5	37,5	26	10	0,35	0,50	36,5	38,5	25,0	0,45	0,20	Gabbrodiorit
208	35	29,5	19	16,5	0,39	0,44	45,0	42,6	12,4	0,36	0,02	Hornblende- Monzonit
252	36,5	26	18	19,5	0,50	0,48	49,1	41,0	9,9	0,30	0,04	Banatit
292	39	21,5	14,5	25	0,55	0,39	50,9	41,9	7,2	0,22	0,03	Granit
340	42	17	12	29	0,48	0,22	53,7	41,0	5,3	0,17	0,00	Granit
410	44	11,5	10,5	34	0,47	0,20	57,2	39,8	3,0	0,13	0,03	Granit

Bernina II

157	21,5	40,5	19,5	18,5	0,49	0,42	32,1	39,6	28,3	0,08	0,29	Monzonit-Syenit
219	33,5	27,5	9,5	29,5	0,40	0,27	37,9	49,2	12,9	0,06	0,18	Alkali-Syenit
244	39,5	19,5	9	32	0,58	0,01	41,2	51,3	7,5	0,11	0,07	Alkali-Syenit
310	44,5	12	4,5	39	0,46	0,00	45,8	50,2	4,0	0,05	0,00	Alkali-Granit
429	43	9,5	3,5	44	0,50	0,15	54,5	41,8	3,7	0,00	0,24	Alkali-Granit
489	47,5	5,5	2,5	44,5	0,53	0,03	58,4	40,3	1,3	0,03	0,00	Alkali-Granit

Die gewöhnlichen Granite, Banatite, Quarzmonzonite und Diorite der unterostalpinen Decken (Sella-, Err- und Bernina-Decke) lassen sich ebenfalls einem einheitlichen Differentiationsverlauf von pazifischem Charakter zuordnen (Bernina I). Dieser Eruptivgesteinsreihe steht eine zweite gegenüber, die Alkaligranite und Alkalisyenite der Bernina-Decke umfasst. Die Serie zeigt eine deutliche Hinneigung zu atlantisch bis mediterraner Vergesellschaftung (Bernina II). Von den beiden Gesteinsprovinzen scheint die erstere die ältere zu sein. Beide Differentiationsverläufe weisen gegenüber denjenigen der Arollaserie, des Gotthard- und des Aarmassivs stark verschiedene Züge auf. Besonders deutlich zeigt sich dies im Dreieck Q L M (Fig. 11). Während die Kurven der drei letzten Provinzen ungefähr parallel zueinander verlaufen und erst von $Q = 38$ konstantes L aufweisen, ist letzteres bei Bernina I schon zwischen $Q = 30-37$ der Fall und wieder zwischen $Q = 45-57$. Der Schnittpunkt mit der Linie P-F wird dadurch stark gegen P verschoben. Seine Werte lauten:

$$Q = 34,5 \quad L = 38,5 \quad M = 27.$$

Analysestabelle der Arollaserie

Tabelle 1

Nr.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	41,44	41,55	48,40	48,90	47,00	47,45	49,03	53,22	54,06	54,45	54,61	56,21	57,76	60,07	62,71	64,82	65,64	65,51	70,20	71,43	75,80	47,95	48,92
Al ₂ O ₃	13,13	21,40	17,53	18,08	23,67	19,25	17,10	16,60	17,34	17,57	19,25	16,63	17,26	16,72	17,24	15,59	12,73	15,82	14,60	12,91	13,28	13,77	12,17
Fe ₂ O ₃	1,43	11,38		2,52	2,31	2,80	3,53	3,01	3,36	4,14	2,22	3,28	2,11	2,08	2,22	1,62	4,29	1,84	1,57	0,22	0,33	4,06	3,29
FeO	11,33	1,35	4,28	3,20	3,20	3,60	4,82	4,78	3,62	5,57	6,06	4,80	4,37	3,73	3,39	3,38	2,39	2,49	1,66	2,43	0,22	7,31	9,54
MgO	17,40	12,20	16,51	11,43	8,72	8,61	9,39	5,67	6,05	2,20	1,27	3,56	3,14	1,80	1,38	1,53	1,69	1,49	0,67	1,12	0,00	6,53	6,01
MnO	0,19	Sp.			Sp.	Sp.	0,08	0,15	0,03	0,16	0,08	0,16	0,07	0,12	0,08	0,12	0,12	0,13	0,05	0,05		0,12	0,15
CaO	7,50	7,80	11,11	14,10	11,40	14,00	7,97	7,21	7,63	6,57	6,64	5,44	6,40	5,40	4,05	3,37	3,38	3,00	0,74	1,10	0,51	13,25	8,36
Na ₂ O	0,95	0,80	1,8	1,53	2,40	1,00	2,11	3,83	3,02	3,65	4,75	3,64	3,67	3,55	3,86	3,82	3,01	4,06	4,24	4,35	5,18	2,78	3,20
K ₂ O	0,23	0,24		0,25	0,70	2,20	2,06	2,45	1,96	2,94	1,17	1,83	1,84	2,14	2,85	3,02	4,16	2,83	4,29	4,46	3,53	0,92	1,30
TiO ₂	1,07						0,73	1,43	0,79		1,63	1,46	0,68	0,96	0,91	1,00	0,69	1,23	0,25	0,36	0,07	1,64	2,70
P ₂ O ₅							0,02	0,02	0,02		0,03	0,02	0,16	0,13	0,12	0,40	0,28	0,02		0,02	0,04	0,02	0,31
H ₂ O+	5,44	3,65	0,76	0,88	0,62	1,65	2,99	1,86	2,12	1,92	2,35	2,67	2,12	1,65	1,18	1,46	1,19	1,40	1,64	1,09	1,20	1,72	4,27
H ₂ O-	0,10						0,07	0,03	0,12	0,06	0,04	0,07	0,19	0,09	0,10	0,06	0,07	0,06		0,12			
Σ	100,21	100,87	100,91	100,89	100,02	100,56	99,90	100,26	100,30	99,23	100,10	99,77	100,04	98,44	100,09	100,19	99,64	99,88	99,91	99,87	100,16	100,22	100,27
si	77,5	83,5	93,5	100	101	102	115	141	146	161	168	175	182	215	236	261	266	271	354	361	467	108	123
al	14,5	25	20	21,5	30	24,5	23,5	26	27,5	30,5	35	30,5	32	35,5	38	37	30,5	38,5	43,5	39	48,5	18	18
fm	68,5	56	54,5	44	37,5	38,5	48,5	39,5	39	33	26,5	37	31,5	27	25	26	32	24	18	19,5	2,5	42,5	49,5
c	15	17	23	31	26,5	32	20	20,5	22	20,5	22	18	21,5	20,5	16	14	14,5	13,5	4	6	3,5	32	22,5
alk	2	2	2,5	3,5	6	5	8	14	11,5	16	16,5	14,5	15	17	21	23	23	24	34,5	35,5	45,5	7,5	10
k	0,13	0,17	—	0,10	0,16	0,59	0,39	0,30	0,30	0,35	0,14	0,25	0,25	0,29	0,33	0,34	0,48	0,31	0,40	0,40	0,31	0,18	0,21
mg	0,71	0,65	0,87	0,79	0,75	0,72	0,68	0,57	0,62	0,29	0,22	0,44	0,47	0,36	0,31	0,36	0,32	0,38	0,28	0,43	0,00	0,51	0,46
ti	1,2						1,3	2,9	1,6		3,8	3,4	1,6	2,6	2,6	3	2,1	3,8	0,9	1,4	0,3	2,8	5,1
al-alk	12,5	23	17,5	18	24	19,5	15,5	12	16	14,5	18,5	16	17	18,5	17	14	7,5	14,5	9	3,5	3	10,5	8
qz	30,5	24,5	16,5	14	23	18	17	15	0	3	2	17	22	47	52	69	74	75	116	119	185	22	17
Q	19,5	26,2	28,6	29,0	29,4	28,5	29,4	31,4	35,2	35,5	37,2	39,1	40,6	44,9	45,8	47,8	48,0	48,5	52,6	52,2	57,0	25,7	28,2
Ru	0,8						0,5	1,0	0,6		1,1	1,0	0,5	0,7	0,6	0,7	0,5	0,8			1,2	2,0	
Kp	0,7	0,9		0,5	2,5	7,7	7,5	8,8	7,1	10,7	4,1	6,6	6,9	8,0	10,2	11,0	15,2	10,2	15,7	16,0	12,6	3,4	4,9
Ne	5,2	4,4	3,9	8,1	12,6	5,3	11,6	20,8	16,6	20,4	26,4	20,4	20,2	19,9	21,2	21,2	17,0	22,5	23,3	23,8	28,2	15,4	18,2
Cal	19,3	23,9	26,1	24,8	30,4	25,1	19,0	12,6	17,0	14,2	17,2	14,7	15,5	14,7	12,3	10,1	5,5	9,2	1,1	1,7	1,6	13,7	9,5
Cs	1,9		3,1	8,2	1,4	8,3	2,6	4,5	3,0	3,1	1,5	1,0	2,1	1,0	0,1	0,1	1,9	2,1	0,8	0,8	13,4	7,9	
Fs	1,5	12,3		2,5	2,4	3,0	3,7	3,2	3,6	4,5	2,4	3,6	2,2	2,3	2,4	1,7	4,7	2,1	1,7	0,2	0,3	4,4	3,6
Fa	13,8	1,6	4,9	3,6	3,6	4,2	5,8	5,8	4,2	6,9	7,4	6,0	5,3	4,7	4,1	4,2	3,0	3,1	1,2	2,9	0,3	8,9	11,9
Sp	37,3	21,2	33,4	23,3	17,7	17,9	19,9	11,9	12,7	4,7	2,7	7,6	6,7	3,8	2,5	3,2	3,6	2,8	2,7	2,4	13,9	13,2	
H ₂		9,5													0,9			0,8	1,7				
Cp																	0,6						
Q'	20,3	26,2	28,6	29,0	29,4	28,5	29,9	32,4	35,8	35,5	38,3	40,1	41,1	45,6	46,4	48,5	48,5	49,3	52,6	52,2	57,0	26,9	0,6
L	25,2	29,2	30,0	33,4	45,5	38,1	38,1	42,2	40,7	45,3	47,7	41,7	42,6	42,6	43,7	42,3	37,7	41,9	40,1	41,5	42,4	32,5	30,2
M	54,5	44,6	41,4	37,6	25,1	33,4	32,0	25,4	23,5	19,2	14,0	18,2	16,3	11,8	9,9	9,2	13,8	8,8	7,3	6,3	0,6	40,6	32,6
π	0,77	0,82	0,87	0,74	0,67	0,66	0,50	0,30	0,42	0,31	0,36	0,35	0,36	0,34	0,28	0,24	0,15	0,22	0,03	0,04	0,04	0,42	0,29
γ	0,03	0,00	0,07	0,22	0,06	0,25	0,08	0,18	0,13	0,16	0,11	0,05	0,13	0,09	0,00	0,01	0,18	0,00	0,00	0,13	0,00	0,33	0,21

Bedingt ist dieser Kurvenverlauf durch wenig kleineres al bei si 140—160 und durch bedeutend kleineres alk (4—9 Einheiten) bei si 160—400 mit entsprechend grösserem al — alk. Dadurch wird π größer und γ kleiner (vergleiche Fig. 12).

Im Gegensatz zu Bernina I ist bei Bernina II der Schnittpunkt der Differentiationskurve mit der Linie P-F in Fig. 11 stark gegen F hin verschoben. Seine Werte lauten:

$$Q = 37 \quad L = 48,5 \quad M = 14,5.$$

L ist nur von $Q = 41—45$ konstant.

Zum Schlusse mögen die Isofalien der verschiedenen Gesteinsprovinzen einander gegenüber gestellt werden, aus denen die engen Beziehungen zwischen Arollaserie, Gotthard- und Aarmassiv ebenfalls deutlich hervorgehen, wobei jedoch eine schwache Hinneigung des Gotthardmassivs zu Bernina I und des Aarmassivs zu Bernina II zu beobachten ist, die auch aus den Figuren 11 und 12 hervorgeht.

Isofalien:	si	al = fm	c	alk
Arollaserie	185	32	19,5	16,5
Gotthardmassiv	185	31,5	20,5	16,5
Aarmassiv	200	32	15	21
Bernina I	183	32	21,5	14,5
Bernina II	203	31	11,5	26,5

Analysen-Tabelle der Arollaserie

- No. 1. Chloritschiefer (verschiefter Hornblendit). Chemismus hornblenditisch. Comba della Sassa, Punkt 2511, Valpelline. Analytiker A. STUTZ.
- No. 2. Olivingabbro (reich an Olivin). Chemismus fm-gabbroid. Mt. Collon, Le Chancelier, 3600 m. Val. d'Hérens, Schweiz. Analytiker A. BRUNET (14), dazu 0.50 Fe S.
- No. 3. Olivingabbro. Chemismus eukritisch. Mt. Collon, Val d'Hérens, Schweiz. Analytiker A. BRUNET (14).
- No. 4. Olivingabbro. Chemismus pyroxengabbroid. Mt. Collon, Val d'Hérens, Schweiz. Analytiker A. BRUNET (14).
- No. 5. Gabbro. Chemismus ossipitisch. Mt. Collon, Val d'Hérens, Schweiz. Analytiker A. BRUNET (14).
- No. 6. Gabbro. Chemismus pyroxengabbroid. Mt. Collon, Val d'Hérens, Schweiz. Analytiker A. BRUNET (14).
- No. 7. Hornblendediorit. Chemismus normalgabbroid (hohes k). Comba della Sassa, Valpelline. Analytiker A. STUTZ.
- No. 8. Lamprophyr. Chemismus lamprodioritisch. Mt. Morion-Südwand, Valpelline. Analytiker A. STUTZ.
- No. 9. Diorit (feinkörnig). Chemismus orbitisch. Casa Cogniod, Val d'Aosta (Mt. Mary-Decke). Analytiker E. SANERO (69), dazu 0.04 Ba O; 0.02 Sr O; 0.04 CO₂; 0.01 F; 0.08 S; 0.04 Zr O₂ Σ 100.35; — O für S + F = 0.05.

- No. 10. Hornblendediorit (basische Schliere im Granit). Chemismus normaldioritisch (hohes k). Mt. Morion-Südwand, Punkt 2693, Valpelline. Analytiker A. STUTZ.
- No. 11. Chlorit-Zoisit-Albitschiefer. Chemismus normaldioritisch. S. W. Colle di Vameà. Punkt 2527. Valpelline. Analytiker R. MASSON (44).
- No. 12. Epidot-Chlorit-Albitschiefer. Chemismus normaldioritisch. Comba de la Crête Sèche, Punkt 2933, Valpelline. Analytiker A. STUTZ.
- No. 13. Diorit (mittelkörnig). Chemismus quarzdioritisch. Casa Cogniod, Val d'Aosta (Mt. Mary-Decke). Analytiker E. SANERO (69), dazu 0.04 Ba O; 0.01 Sr O; 0.18 CO₂; 0.02 F; 0.01 S; 0.03 ZrO₂; Σ 100.06; —O für S und F 0.02
- No. 14. Hornblende-Biotit-Quarzdiorit (basische Schliere im Granit). Chemismus quarzdioritisch. Comba di Faudery, Punkt 2303, Valpelline. Analytiker J. JAKOB.
- No. 15. Hornblende-Biotit-Granodiorit. Chemismus granodioritisch bis farsunditisch. Mt. Morion-Nordwand, Val d'Ollomont. Analytiker A. STUTZ.
- No. 16. Biotit-Hornblende-Granodiorit. Chemismus granodioritisch. Mt. Morion-Südwand, Punkt 2565, Valpelline. Analytiker A. STUTZ.
- No. 17. Biotit-Hornblendegranit. Chemismus normalgranitisch. Mt. Morion-Südwand, Höhe 2600 m, Valpelline. Analytiker A. STUTZ.
- No. 18. Lentikularer Sericit-Albitgneis mit Strahlstein, Epidot und Chlorit. Chemismus farsunditisch. Mt. Morion-Südwand, Punkt 1831, Valpelline. Analytiker A. STUTZ.
- No. 19. Phengit-Alkalifeldspatgneis. Chemismus engadinitgranitisch. Nördlich Crêtes am Bach, Valpelline. Analytiker A. STUTZ.
- No. 20. Sericit-Gneis. Chemismus alkaligranitisch bis engadinitgranitisch. Quarto Pretorio, Val d'Aosta (Mt. Mary-Decke). Analytiker E. SANERO (67); dazu 0.07 BaO; 0.02 SrO; Sp CO₂; Sp F; 0.12 S; 0.06 ZrO₂; Σ 99.93; -O für S = 0.06.
- No. 21. Aplit. Chemismus alkaligranitaplitisch. Mt. Morion-Südwand, Höhe 2100, Valpelline. Analytiker J. JAKOB.
- No. 22. Paraamphibolit (Scholle im Granit). Comba di Faudery, Punkt 2434, Valpelline. Analytiker J. JAKOB; dazu 0.15 C; 0.00 CO₂.
- No. 23. Paraamphibolit (Scholle im Granit). Valfreyde, Höhe 2140 m, Valpelline (Mt. Mary-Decke). Analytiker J. JAKOB; dazu 0.05 C; 0.00 CO₂.

4. ZUSAMMENFASSUNG DER MAGMATISCHEN PROVINZIALVERHÄLTNISSE

Zusammenfassend können wir feststellen, dass die Arollaserie, wahrscheinlich in Form eines Lakkoliths, in einen Komplex leicht metamorpher phyllitischer Sedimente eindrang. Der Eruptivkomplex umfasst Gabbros mit peridotitischen Schlieren, Diorite, Quarzdiorite, Granodiorite, Granite und Engadinitgranite. Die Granodiorite bilden die Hauptmasse der Serie und sind mit den Graniten auf das engste verknüpft. Für den Differentiationsverlauf charakteristisch ist vor

allem das hohe al und al-alk am basischen Ende der Gesteinsreihe, welche in ihrem mittleren si-Gebiet der des Gotthardmassivs sehr ähnlich ist. Das Mittel der Arolladiorite deckt sich nahezu mit dem Diorit von Ufiern im Gotthardmassiv. Im sauren Gebiet ist die Arollaserie charakterisiert durch das frühe Abfallen von c und das späte Abfallen von fm.

II. Die Arollaserie als metamorphe Provinz

Den massigen Eruptivgesteinen steht innerhalb der Arollaserie ein mächtiger Komplex dislokationsmetamorpher Epigneise gegenüber. Das eingehende Studium dieser Gneise zeigt deutlich, dass sie aus den beschriebenen Graniten und Granodioriten hervorgegangen sind. Neben diesen Gneisen finden wir jedoch auch Schiefer, und es gelingt, beinahe alle die verschiedenen Typen der massigen Gesteine in metamorpher Facies wieder zu finden. Die ganze Serie der massigen Gesteine tritt uns hier in metamorpher Ausbildung gegenüber, sodass die Arollaserie auch als einheitliche metamorphe Provinz behandelt werden kann. Dabei soll zuerst die Beschreibung der dislokationsmetamorphen Gesteine erfolgen und anschliessend versucht werden, den Verlauf der Metamorphose sowohl chemisch als auch mechanisch zu untersuchen.

Auf die chemischen Verhältnisse können wir anhand der Umwandlungen der primären Mineralien und der verschiedenen Mineralfacies der Epizone eingehen, wogegen für das Studium der mechanischen Vorgänge und der Ausbildung der schiefrigen Texturen der Gneise und Schiefer die Übergangstypen zwischen massigen und metamorphen Gesteinen wichtig sein werden. Die vorausgehende Beschreibung der metamorphen Gesteine soll unabhängig von den genetischen Fragen erfolgen, und sich mehr auf einzelne Typen beschränken. Auf Übergangsglieder kann später eingegangen werden. Wie in den massigen Gesteinen, so sollen auch hier zuerst die sauren und dann die basischen Gesteine behandelt werden.

1. DIE DISLOKATIONSMETAMORPHEN GESTEINE

a) Die Arollagneise

Die mächtige Ausdehnung, die den Arollagneisen, den metamorphen Graniten und Granodioriten zukommt, macht sie zu einem äusserst charakteristischen Glied der Gesteinsreihe. Strukturen und Texturen sind diejenigen dislokationsmetamorphen Gneise, wobei infolge der ungleichen Stärke der Differentialbewegungen verschiedene Texturtypen entstanden sind.

Anschliessend an die Granite finden wir flaserige bis lentikulare Gneise, die mit zunehmendem Bewegungsgrad allmählich aus den massigen Gesteinen hervorgehen und ihrerseits kontinuierlich in die gut geschieferten normalen Arollagneise übergehen.

Versuchen wir, die Gneise einem bestimmten Granittypus zuzuordnen, so gelingt dies nur in beschränktem Masse. Die Unterschiede zwischen den Seite 141 beschriebenen Granittypen sind zu gering, als dass sie in den Gneisen mineralogisch wieder zu erkennen wären, da es äusserst schwierig ist, den Mineralbestand lagiger Gneise quantitativ zu erfassen. Zudem spielen Erscheinungen der Heteromorphie mit. Dies scheint nicht für den hellen und sauren Mt. Mary-Granit zu gelten, dem gewisse Gneise ohne weiteres zugeordnet werden können, da sie unter den zurücktretenden dunklen Gemengteilen relativ viel Chlorit (Umwandlungsprodukt des Biotits) und weniger Ca-Mineralien führen. Sie sind in der Mt. Mary-Decke ziemlich verbreitet.

Mineralogisch können wir die Arollagneise nach der Art ihrer Feldspäte zwei deutlich getrennten Gruppen zuordnen. Erstens den weitverbreiteten Sericit-Albitgneisen von granitischem und granodioritischem Chemismus und zweitens den Phengit-Alkalifeldspatgneisen, die engadinitgranitischen Chemismus aufweisen. Beide Gesteinsarten liegen, je nach der Intensität der Metamorphose, in lenticularer und gut geschieferter Ausbildung vor.

a) *Die Sericit-Albitgneise*

a) Die flaserigen Sericit-Albitgneise

Die Verbreitung der flaserigen Gneise ist in der gesamten Arollaserie zweifellos grösser als die der massigen Gesteine. In meinem Kartierungsgebiet sind derartige Gesteine jedoch auf eine mehr oder weniger breite Randzone um die massigen Gesteine beschränkt, doch kommen sie andernorts auch selbständig vor. So hat z. B. MILCH (46) vollständige identische Gneise vom Roc Noir (Wallis) beschrieben.

Die randliche Zone flaseriger Gneistypen um die Granite des Mt. Morion ist im Süden bedeutend stärker ausgebildet als im Norden. In der schmäleren nördlichen Zone werden die Gneise sehr häufig von Klüften und Rutschharnischen durchzogen. Längs dieser Rutschharnische muss eine intensive Bewegung mit Zertrümmerung der Gesteine stattgefunden haben. Die Rutschspiegel sind durchwegs von glänzendpoliertem Hämatit überzogen, der vom Gestein durch eine bis 5 cm dicke schwarze, dichte Masse getrennt wird. Diese Masse kann in einem verästelten Gewebe als pseudo-tachylitische

Adern in das unterliegende Gestein eindringen und enthält oft Einschlüsse des an Ort und Stelle zerriebenen Gesteins (vergleiche Fig. 13). Angrenzend an den Ultramylonit ist der Gneis etwas heller und geht allmählich in die normalen Arollagneise über.

Im Schliff zeigt sich, dass der schwarze Mylonit nicht so dicht und einheitlich ist, wie es makroskopisch der Fall zu sein scheint. In einer feinkörnigen, stark erzbestäubten Masse liegen grössere, erzfreie, bruchstückartige Partien, die selbst wieder in Einzelkörner zerfallen. Der Mylonit setzt oft scharf gegen das Gestein ab, kann aber auch ohne scharfe Grenze in dieses übergehen, indem der Erzstaub sich verliert und die Körner grösser werden. Die Rutschharnische verlaufen oft quer zur Schieferungsrichtung der Gneise.

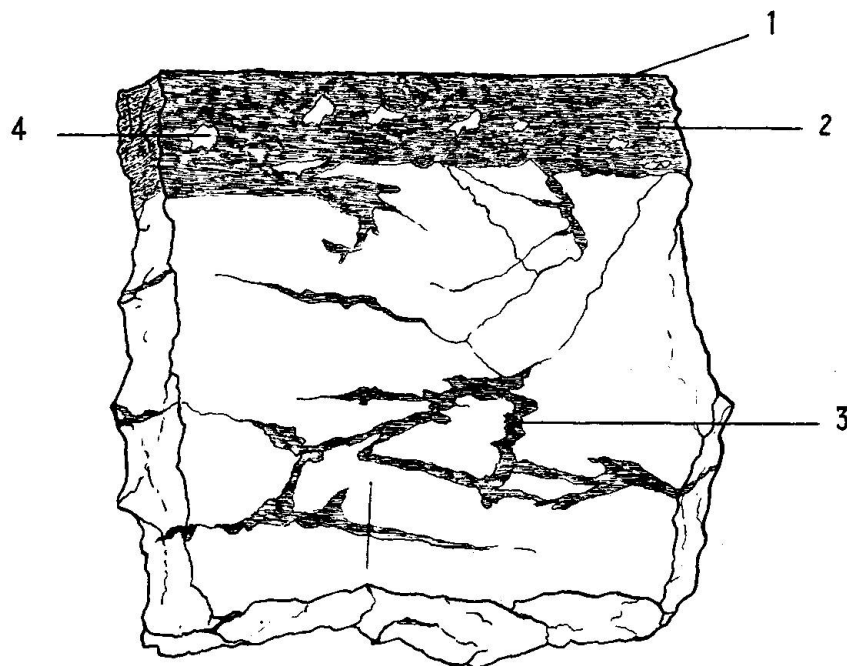


Fig. 13. *Handstück mit Rutschharnisch und Mylonit*

1. Hämatitspiegel, 2. Mylonit, 3. pseudotachylitische Adern, 4. Gesteinsbruchstücke

Die grauen bis grünlichen, flaserigen Gneise der Arollaserie zeigen schon eine deutliche Schieferungsrichtung, bei seidigglänzendem unebenen Hauptbruch. Primäre reliktsche Mineralien und Linsen, die durch deren Zertrümmerung entstanden sind, liegen in der mehr oder weniger einheitlichen Masse der zersetzten Feldspäte, wie in einer feinkörnigen Grundmasse eingebettet. Dadurch erhalten die Gneise ihr flaseriges bis schwach lentikulares, etwas verwaschenes Aussehen. Als Porphyroklasten treten Quarz, Hornblende und Mikroklin auf. Letzterer ist besonders gut erhalten, wenn er als tafeliger Einsprengling in Richtung der Schieferung lag.

Im Mikroskop zeigt sich, dass der Mikroklin meist vollständig albitisiert und in Schachbrettalbit umgewandelt ist. Neben diesem Schachbrettalbit finden sich auch Nester von neugebildetem Albit, so wie sie bereits in den massigen Gesteinen beobachtet werden konnten; doch sind sie hier oft zerbrochen und gedreht. Quarz ist in Linsen von Sand- und Mörtelquarz ausgezogen, in dem sich oft ein oder zwei grössere, stark undulös auslöschende Körner erhalten haben. Die kleinsten Quarzkörner weisen einen Durchmesser von 0,03 bis 0,08 mm auf.

Die primäre Hornblende ist in kleinen Prismen der Schieferungsrichtung parallel gerichtet. Randliche Ausbleichungen und Abbrechen dieser Strahlsteinbildungen ist allgemein verbreitet. Die „Grundmasse“ des zersetzten Plagioklas ist gegenüber den massigen Gesteinen zunächst nur wenig verändert, auch wenn Quarz schon stark zertrümmert ist. Bei weiterer Beanspruchung der Gesteine wird der nach primärem Plagioklas pseudomorphe Albit der Saussurite zerstört, ohne dass vorerst stärkere Bewegungsspuren vorhanden zu sein brauchen. Die charakteristischen Zoisitbesen sind schwach ausgezogen, und die Zoisitkörnchen und Sericitblättchen werden bedeutend grösser als in den massigen Gesteinen. Erst nach dem Zerbrechen des Albits stellt sich der Sericit parallel der Schieferungsrichtung.

An einzelnen Stellen, besonders im Druckschatten von Quarz, sind einschussfreie neugebildete Albitkleinkörner zu beobachten mit Durchmessern von 0,01–0,03 mm. In den stärker beanspruchten Gesteinen sind diese Neubildungen häufiger und bilden, mit Sandquarz vermischt, schnell auskeilende Linsen und langgezogene Spindeln. Durch das Abwechseln dieser granoblastischen bis porphyroklastischen Quarz-Albitlagen mit dem glimmerreichen lepidoblastischen Grundgewebe der Saussurite wird das geflammte Aussehen der Gesteine erzeugt.

Biotit ist in all diesen Gneisen nicht mehr vorhanden. Meist ist er in Chlorit umgewandelt, dessen Blättchen je nach der Stärke der Bewegungen intensiv verbogen sind. Bei schwacher Beanspruchung ist nur eine Zertrümmerung des Sagenitgewebes zu beobachten. Als Umwandlungsprodukte von Hornblende und Orthit finden sich auch grössere Körner von Epidot.

Die Hauptgemengteile der flaserigen Gneise sind Quarz, Albit, Sericit, Zoisit, Epidot, Strahlstein, Chlorit und primäre Hornblende. Die letzteren vier Mineralien können auch nur als Nebengemengteile auftreten, neben stark zurücktretendem oder völlig fehlendem Mikroklin. Akzessorien sind Titanit, Orthit mit Rändern von Epidot, Leukoxen, Magnetit, Apatit, Zirkon und Limonit. Die Struktur der Gesteine ist lepidoblastisch bis porphyroklastisch, die Textur flaserig bis lentikular. Diese Gesteine sind den *Arkesingneisen* GERLACH's gleichzustellen. Auch die von MILCH (46) vom Westabhang des Besso und Grand Cornier (Schweiz) beschriebenen Typen gehören hieher, und sind nach den Beschreibungen mit diesen flaserigen Gneisen vollkommen identisch.

Ein flaseriger Gneis vom Südabhang des Mt. Morion wurde der Analyse unterworfen (Analyse 18 der Analysentabelle). In dem ana-

lysierten Gestein finden sich noch Porphyroklasten von Quarz, Hornblende und Schachbrettalbit. Die Neukristallisation des Albits in den Quarzspindeln ist schon recht deutlich. Der Mineralbestand des Gneises ist Quarz, Albit, Sericit, Epidot, Strahlstein, Chlorit als Haupt- und Nebengemengteile und Titanit, Orthit, Leukoxen, Zirkon und Apatit als Akzessorien. Die Textur des Gesteins ist flaserig, der Chemismus farsunditisch. Die Molekularwerte sind:

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti
271	38,5	24	13,5	24	0,31	0,38	3,8

Die Katanorm lautet:

Or	Ab	An	Cord	Mt	Hy	En	Ru	Q	(Plag % An)
17,0	37,5	15,3	1,5	2,1	2,8	3,7	0,8	19,3	52,8 29,0

Die berechnete Epinorm und eine Epivariante sind auf Seite 232 wiedergegeben.

β) Die gut geschieferten Sericit-Albitgneise

Der Hauptteil der Arollaserie wird von hellen sauren Gneisen aufgebaut. Die Gesteine zeigen durchwegs gute Schieferung mit vollkommenem, ebenem Hauptbruch. Dadurch und durch das Fehlen von Porphyroklasten, unterscheiden sie sich schon makroskopisch von den flaserigen Typen. Die Gneise sind grünliche bis graugrünliche Gesteine mit mattem Seidenglanz auf dem Hauptbruch.

Gewöhnlich können makroskopisch die einzelnen Mineralien nicht mehr erkannt werden. Undeutliche, etwas verschwommene Zeilenanordnung der Mineralien ist fast stets zu beobachten. Quarz bildet granoblastische, lang anhaltende Züge, in der Regel durchmischt mit Albitkörnern der gleichen Grössenordnung (Durchmesser ähnlich 0,06 mm). Daneben finden sich selbständige Albitzüge kleineren Kornes im Druckschatten von Quarzlinsen. Grössere porphyroklastische Quarzkörner sind zur Seltenheit geworden, doch treten Porphyroklasten von Schachbrettalbit gelegentlich auf.

Zwischen diesen granoblastischen Quarz-Albitzügen finden sich lepidoblastische Lagen von Sericit, Zoisit und feinkörnigem Albit mit Korngrösse ähnlich 0,03 mm. Je kleiner der Albitgehalt dieser lepidoblastischen Züge ist, umso dünner sind sie und wenn der meist vorhandene Strahlstein, Chlorit und Sericit in den granoblastischen Quarz-Albitlagen zurücktritt, so wird der Zeilenbau der Gneise deutlich. Diese Mineraltrennung in Zeilen ist immer vorhanden, doch meist unvollständig, und es ist besonders Strahlstein und Chlorit, die sich am unregelmässigsten über den ganzen Schliff verteilen. Ersterer kann, wenn er häufiger auftritt, auch eigene kleine Züge bilden.

Die lepidoblastischen Züge sind aus der Masse der zersetzten Plagioklase entstanden. Das Korn der neugebildeten Mineralien ist grösser als in den flaserigen Gneisen, und besonders am Rande der Lagen sind die Sericitblättchen etwas besser ausgebildet. Im Innern sind sie umso grösser, je weniger Albit vorhanden ist, sodass ein Zusammenhang zwischen der Breite der Züge

und der Grösse der Mineralien beobachtet werden kann. Die Blättchen des Sericits sind der Schieferungsrichtung durchwegs parallel gerichtet. In diesen lepidoblastischen Glimmerlagen findet sich der Zoisit in kleinen, isometrischen, nicht selten perlschnurartig aufgereihten Körnchen. Die Kleinheit der Körner erlaubt keine Zuteilung zu Zoisit oder Klinozoisit. Die schwache Doppelbrechung weist jedoch auf geringen Fe-Gehalt hin. Immerhin scheinen die Zoisitkörner etwas grösser und eisenreicher als in den flaserigen Gneisen zu sein.

Neben diesen kleinen Zoisitkörnchen, die in den lepidoblastischen Lagen angeordnet sind, finden sich in den granoblastischen Lagen Epidotkörner, bei denen die Entscheidung, ob es sich um Porphyroblasten oder Umwandlungsbruchstücke von Hornblende oder Orthit handelt, nicht leicht fällt. In einzelnen wenigen Fällen weist ein brauner Kern eindeutig auf Orthit hin, doch sind diese Epidote zuweilen so häufig, dass sie kaum durchwegs aus Orthit entstanden sein können und zum Teil wohl Porphyroblasten darstellen müssen. Strahlstein bildet schöne idiomorphe Prismen, deren Längsrichtung der Schieferungsrichtung parallel gerichtet ist. Sie finden sich häufig im granoblastischen Quarz-Albitgewebe, gleich wie der blättrige Chlorit.

Die Struktur der Gneise ist grano- bis lepidoblastisch, die Textur schieferig.

Hauptgemengteile der Gneise sind Quarz, Albit, Sericit, Zoisit, neben Epidot und Strahlstein, die aber auch nur als Nebengemengteile auftreten können. Weiterer Nebengemengteil ist Chlorit; Akzessorien sind Orthit, Titanit, Apatit, Zirkon, Pyrit, Limonit, Rutil, Leukoxen und, besonders in der Nähe der Valpellineserie, infiltrierter Calcit. Mikroklin fehlt normalerweise vollständig.

Die Schwankungen in den Mengenverhältnissen der Mineralien sind nicht gross. Immerhin können nach ihrem verschiedenen Vorkommen mikroskopisch einzelne Typen unterschieden werden. Angeordnet nach der Häufigkeit ihres Auftretens sind es folgende:

1. Zoisit-Sericit-Albitgneise mit Strahlstein oder Chlorit oder beiden.
2. Epidot-Sericit-Albitgneise mit Strahlstein oder Chlorit oder beiden.
3. Chlorit-Sericit-Albitgneise mit Epidot oder Epidot und Strahlstein.
4. Strahlstein-Sericit-Albitgneise mit Epidot oder Epidot und Chlorit.
5. Sericit-Albitgneise mit Zoisit oder Epidot, Strahlstein oder Chlorit.

Die Kombination Strahlstein-Chlorit kommt demnach nur in Verbindung mit einem zweiten Ca-Mineral, Zoisit oder Epidot, vor.

Die Gneise der Mt. Mary-Decke unterscheiden sich in ihrer Variation nicht von denen der Dent Blanche-Decke s. s. Etwas hellere Typen, in denen Chlorit über die Ca-haltigen dunklen Mineralien vorwiegt, mögen etwas häufiger sein. Ebenso sind Porphyroklasten von Albit stärker verbreitet. Sie sind immer einfach oder überhaupt

nicht verzwillingt und scheinen durch Rekristallisation aus Schachbrettalbiten hervorgegangen zu sein.

In den sauren Gneisen der Arollaserie finden sich oft dunklere und hellere Gesteine parallel der Schieferungsrichtung lagenartig eingeschaltet. Es sind sehr helle Sericit-Chloritgneise und dunkle Chloritschiefer bis Chloritgneise. Letztere müssen wir als verschieferte basische Schlieren, als metamorphe Lamprophyre oder eingeschmolzene Schollen deuten. Die sichere Zuordnung ist nur nach der Analyse möglich, doch können gewisse titanitreiche Chloritschiefer eindeutig als Produkte der amphibolitischen Schollen gedeutet werden. Eine Zuordnung ist auch möglich, wenn die saure Randfacies der Granite erhalten geblieben ist. Ebenso eindeutig ist sie, wenn es sich um relativ seltene, extrem zoisitreiche Glieder handelt, deren massige Äquivalente in den Quarz-Epidothornfelsen zu suchen sind. Solche zoisitreiche Gesteine sind von MASSON in der Mt. Mary-Decke gefunden worden.

Die verschieferten Schollen bilden grünliche oder graugrünliche Gesteine, je nach dem Vorherrschen von Chlorit oder Zoisit. Auch in den flaserigen Gneisen sind diese Schollen schon stark verschiefert und beansprucht, sodass die Verhältnisse der meist nur schwachen Injektion gegenüber der Verschieferung nicht mehr studiert werden können. Ein schönes hieher gehöriges Beispiel ist jedoch von MILCH vom Roc Noir beschrieben worden (vergleiche Seite 159).

Hauptgemengteile der Gesteine sind Albit, Chlorit, Zoisit, eventuell Sericit und Quarz. Als Übergemengteile treten Quarz, Strahlstein und Epidot auf, als Akzessorien Apatit, Titanit, Calcit, Pyrit in idiomorphen, bis 3 cm grossen Würfelchen und Leukoxen.

In Struktur und Textur unterscheiden sich diese Gesteine nicht von den grösseren Massen der Chloritschiefer, die später beschrieben werden sollen. Die Struktur ist granoblastisch bis lepidoblastisch, die Textur schieferig, doch ist eine Zeilenanordnung der Mineralien nicht zu beachten, da der blättrige Hauptgemengteil Chlorit über den ganzen Schliff verteilt ist.

Die helleren eingeschalteten Gneise lassen sich als verschieferte Aplite und plagioklasreiche Randfacies der Schollen deuten. Makroskopisch sind die beiden Gesteinsarten nicht voneinander zu unterscheiden. Die ersteren enthalten jedoch viel Mikroklin, während dieser in den letzteren fehlt. In beiden findet sich reichlich schwach grünlicher Sericit neben zurücktretendem Zoisit und Epidot, die jedoch in den sauren Randfacies gegen die Schollen hin etwas häufiger sind. Es sind demnach Albit- und Alkalifeldspatgneise. Die Lagen-

textur ist infolge des geringen Gehaltes an Sericit nicht sehr deutlich. Die Struktur ist granoblastisch.

b) *Die Phengit-Alkalifeldspatgneise*

In den normalen Arollagneisen meines Untersuchungsgebietes finden sich oft, lagenartig eingeschaltet, sattgrüne Gneise mit vollkommener Zeilenanordnung der Mineralien. Dadurch unterscheiden sie sich schon im Handstück gut von den normalen Gneisen. Die grüne Farbe ist nicht durch Chlorit, sondern durch einen makroskopisch intensiv grün gefärbten Glimmer gegeben, der untergeordnet auch in den Apliten auftritt.

Hauptgemengteile dieser Gneise sind Kalifeldspat, Quarz, Albit und grüner Muskowit. Als Nebengemengteile stark zurücktretend und meist nur als Akzessorien werden Epidot und Chlorit beobachtet. Ausschliesslich als Akzessorien sind Apatit, gut idiomorphe Pyritwürfelchen, die meist limonitisiert sind, dunkelgrüner Biotit (vergleiche Seite 219) und infiltrierter Calcit vorhanden. Letzterer ist besonders gegen die Valpelineserie hin häufig.

Von besonderem Interesse ist der grüne Muskowit. Unter dem Mikroskop zeigt er schwach grünlichen Pleochroismus. $2V_a$ wurde zu 36° gemessen. Dieser Glimmer wird aus fast allen Alkalifeldspatgneisen der Epizone beschrieben und meist *Phengit* (vergleiche Seite 225) genannt.

Wie bei den Sericit-Albitgneisen können auch hier, nach dem Grad der tektonischen Beanspruchung, verschiedene textuelle Typen unterschieden werden; wiederum flaserige oft augenartige und gut geschieferte Gneise.

a) *Die flaserigen bis lentikularen Phengit-Alkalifeldspatgneise*

Diese Gesteine sind innerhalb meines Kartierungsgebietes nie anstehend gefunden worden. Nach ihrem seltenen Auftreten in den Lokalmoränen (Comba di Vert Zan) müssen sie indessen vereinzelt vorhanden sein. Grössere anstehende Massen wurden in der hinteren Comba della Sassa gegen den Col della Sassa und in der oberen Comba d'Orèn gegen den Col de Collon beobachtet. In den Lokalmoränen der Pta. de Cian (Val Cornera) treten sie ebenfalls auf.

Charakteristisch und auffallend sind in all diesen Gesteinen die grossen Mikroklinporphyroklasten, um die sich in flaserigen unregelmässigen Zügen ein „Grundgewebe“ von Quarz, Albit und Sericit mit untergeordnetem Epidot schmiegt. Der Mikroklin ist durchwegs von schwach rötlicher Farbe und weist oft einen schmalen, rein

weissen Saum auf. Dementsprechend lässt sich im Schliff ein kleiner Rand von Schachbrettalbit erkennen, der mit diesem Saum in Zusammenhang stehen dürfte. Die rötliche Farbe des Mikroklin stammt von fein zerstäubtem Hämatit, der im Schliff nur schwer zu erkennen ist. Entmischungserscheinungen sind an diesen Feldspäten fast immer wahrzunehmen.

Die Art der Entmischung ist sehr vielgestaltig. Meist treten Fasern, Spindeln, Adern und Flecken von Albit im Mikroklin auf. Daneben werden aber auch nebelartige Bildungen beobachtet, die undulös auslöschen, oft deutlicher werden und dann in kleine Adern auslaufen (vergleiche auch Seite 197). Die Entmischungserscheinungen und die rötliche Farbe der Feldspäte erlaubt die Individuen als primär magmatisch ausgeschieden zu betrachten.

Die „Grundmasse“ aus Quarz, Albit und Sericit ist sehr feinkörnig. Quarz- oder Plagioklasporphyroklasten sind nirgends zu beobachten. Wo der Glimmer zurücktritt schmiegt sich der Quarz in länglichen Körnern dachziegelartig um die Mikroklinporphyroklasten. Diese sind oft zerbrochen und von Rissen durchsetzt, die mit Neukristallisationen von Mikroklin ausgeheilt sind.

Die Struktur der Gesteine ist porphyroklastisch, die Textur lentikular bis augengneisartig.

β) Die gut geschieferten, lagigen Phengit-Alkalifeldspatgneise

Auch diese Gesteine sind in der Arollaserie der Dent Blanche-Decke s.s. verbreitet, jedoch nicht häufig. MASSON konnte auch einige Handstücke aus der Mt. Mary-Decke sammeln. In meinem Gebiet wurden sie südwestlich Berrié und beim kleinen Steinbruch nordöstlich Ruz in etwas grösserer Ausdehnung beobachtet. Normalerweise bilden sie in den normalen Albitgneisen nur schmale Linsen und Lagen.

Die Gneise zeigen eine ausgezeichnete Zeilenanordnung der Mineralien. Zwischen einem granoblastischen Gewebe von Quarz, Albit und Mikroklin (mit einer Korngrösse von 0,04—0,1 mm) finden sich schmale Lagen von grün gefärbtem Sericit, in denen sich auch der spärliche Epidot befindet. Die weissen granoblastischen Lagen sind bis 3 mm breit und ungefähr 2 cm lang. Die Gesteine weisen oft den Habitus der mesometamorphen Tessinergneise auf.

Porphyroklasten von Mikroklin sind noch vorhanden, können aber makroskopisch meist nicht mehr wahrgenommen werden. Sie zeigen keinerlei Anzeichen einer Umkristallisation, sondern müssen nach ihren starken Entmischungserscheinungen und der deutlichen Albitisierung als primär magmatisch ausgeschieden betrachtet werden. Der grüne Glimmer ist der gleiche wie in den lentikularen Gneistypen. Der Epidot, der in seinem Auftreten an ihn gebunden ist, bildet kleine gelbliche Körner mit einem Winkel der

optischen Achsen von $2V_\alpha = 70^\circ$, was 29 Molprozent Fe-Epidot entspricht. Haupt- und Nebengengengteile der Gneise sind die gleichen wie in den flaserigen Typen.

Die Struktur der Gesteine ist grano- bis lepidoblastisch, die Textur lagig-schieferig. Ähnliche Gesteine wurden von CORNELIUS (19), der diesen grünen Glimmer ebenfalls erwähnt und Phengit nannte, aus der Margna-Decke Bündens beschrieben.

Ein Phengit-Alkalifeldspatgneis südlich Berrié wurde der Analyse unterworfen (Nr. 19 der Analysentabelle). Der Chemismus des Gesteins ist engadinitgranitisch.

Die Molekularwerte sind:

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti
354	43,5	18	4	34,5	0,40	0,28	0,9

Die Katanorm lautet:

Or	Ab	An	Cord	Fe-Cord	Mt	Hy	Q	(Plag % An)
26,2	38,8	1,8	4,9	3,1	1,7	0,5	23,0	38,8 0,0

Der geringe Ca-Gehalt der Analyse zeigt, dass primäre Hornblende nur untergeordnet vorhanden war, wohl aber reichlich Biotit. Die Epinorm dieses Gesteins ist auf Seite 232 wiedergegeben.

Alkalifeldspatgneise sind auch von SANERO (67) von der Basis der Mt. Mary-Decke beschrieben worden. SANERO deutete sie nach ihrer porphyrischen Struktur als Quarzporphyre des verkehrten Mittelschenkels der Decke und trennt sie damit von der eigentlichen Arollaserie ab. Es ist jedoch bekannt, wie schwierig es oft ist metamorphe Quarzporphyre eindeutig als solche zu erkennen. Nach der Beschreibung der Gesteine durch SANERO und nach ihrem Chemismus (Analyse Nr. 20) sind die Gesteine mit den Alkalifeldspatgneisen der Dent Blanche-Decke identisch. Das Gestein besitzt alkaligranitischen bis engadinitgranitischen Chemismus.

Die Molekularwerte sind:

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti
361	39	19,5	6	35,5	0,40	0,43	1,4

Die Katanorm lautet:

Or	Ab	An	Wo	Mt	Hy	En	Q	(Plag % An)
26,7	39,7	2,8	1,1	0,2	3,7	3,2	22,6	42,5 6,6

Das Gestein weist gegenüber Nr. 19 keinen Al-Überschuss auf, kommt ihm aber chemisch sehr nahe.

Die starke Schuttbedeckung des fraglichen Gebietes erlaubt keine eindeutigen Feldbeobachtungen. Nachdem jedoch diese sauren porphyrischen Alkalifeldspatgneise mit ziemlicher Verbreitung in der Arollaserie gefunden worden sind, dürfen die Gneise von Beau Re-

gard an der Basis der Mt. Mary-Decke wohl ohne weiteres der Arollaserie zugerechnet werden, umsomehr, da die Dent Blanche-Decke heute als Überschiebungsbrett erkannt worden ist (77 p. 44).

Massige Äquivalente der Phengit-Alkalifeldspatgneise sind nicht gefunden worden. Auch im Kontakt mit massigen Graniten oder Dioriten wurden sie nicht beobachtet. Am Col de Collon ist jedoch ihr intrusiver Charakter deutlich. Man findet in ihnen mächtige Massen eines dunkeln und feinkörnigen hornblendeführenden Gneises, den sie in breiten Gängen durchziehen und in grosse Schollen auflösen.

Diese Schollen sind gut geschieferte, grüne Gesteine, an denen makroskopisch kleine Hornblendeindividuen erkannt werden. Die Hauptgemengteile sind Hornblende, stark ausgebleicht und in Strahlstein umgewandelt, neben Sericit und Albit. Nebengemengteile sind Epidot und Titanit. Die Hornblende ist die typische grüne der Granite und Diorite. Danach und nach ihrer Struktur sind die Gesteine als Orthogesteine der Arollaserie zu deuten. Von den normalen Gesteinen unterscheiden sie sich jedoch durch den geringen Albit- und hohen Hornblende- und Sericitgehalt. Die Stellung dieser sericit- und hornblendereichen Schlieren ist nicht ganz eindeutig.

In der Moräne der Comba d'Orèn wurde ein ähnliches dunkles Gestein mit flaseriger Textur gefunden, mit den Hauptgemengteilen Mikroklinperthit, Hornblende und Plagioklas, den Nebengemengteilen Biotit und Quarz und den Akzessorien Erz, mit Reaktionsrändern von Titanit, Apatit und Zirkon. Das Gestein ist stark beansprucht und zeigt die üblichen Umwandlungerscheinungen. Die Struktur ist durch das Auftreten grösserer Mikroklin- und Hornblendeindividuen porphyroklastisch. Der ursprüngliche intrusive Charakter dieses Gesteins ist noch sehr deutlich. Nach seiner mineralogischen Zusammensetzung ist es ohne weiteres als eine weniger stark beanspruchte Facies der oben erwähnten Schlieren zu erkennen. Danach muss auch diesen Schlieren Orthocharakter zugesprochen werden, was auch nach der Art ihrer Struktur und der Ähnlichkeit ihrer Hornblenderelikte mit denen der massigen Granite als wahrscheinlich erscheint.

Es handelt sich bei diesen Schlieren um syenitische hornblendereiche Gesteine, die sonst der Arollaeruptivsippe vollkommen fremd sind.

Eine Deutung der Gesteine als normale Arollagneise, die durch die Engadinitgranite stofflich verändert wurden, ist nicht möglich, da sie gegenüber diesen Gneisen im Verhältnis zum hohen Hornblende- und niedrigen Quarzgehalt zu sericitreich sind. Höchstens könnten sie durch Kalifeldspataufnahme aus Dioriten hervorgegangen

sein. Ob jedoch nicht eine direkte magmatische Beziehung zwischen diesen hornblendesyenitischen Gesteinen und den Engadinitgraniten besteht, kann nicht entschieden werden. Leider liegt auch keine Analyse dieser seltenen Gesteine vor.

Massige Äquivalente der Phengit-Alkalifeldspatgneise treten in meinem Gebiet nicht auf, doch sind von MILCH (46) vom Roc Noir (Wallis) Gesteine beschrieben worden, die als die wenig beanspruchten Ausgangsgesteine dieser hellen Gneise anzusehen sind. In diesen Gesteinen werden bis 5 cm grosse, oft scharf kristallographisch begrenzte, porphyroklastische Kalifelspate von grünlichen Flasern und Bändern umflossen und durchdrungen. Quarz ist bedeutend kleiner als die Feldspäte und liegt in kleinen Linsen in den grünlichen Flasern. Umwandlungsprodukte von zurücktretendem Biotit und von Hornblende sind zu erkennen, wobei bei letzterer die Neigung Epidot und Chlorit zu bilden grösser ist als in den normalen Arollagneisen.

Die grünen Flasern werden von grünlichem Glimmer mit Epidot- und Quarzkörnchen und umgewandeltem Feldspat gebildet. An einzelnen Stellen sind die Gesteine so reich von Umwandlungsprodukten des Biotits und der Hornblende, dass nach MILCH an basische Schlieren gedacht werden muss, was sich auch mit den oben erwähnten Beobachtungen deckt. Leider sind die Analysen, die MILCH von diesen Gesteinen ausführen liess, zu wenig zuverlässig, als dass sie zu einem Vergleich herangezogen werden könnten, doch ist die mineralogische Übereinstimmung dieser, gut als saure Granite zu erkennenden Gesteine, mit den Phengit-Alkalifeldspatgneisen deutlich.

Die von mir aufgefundenen grösseren Massen dieser Gesteine liegen alle an der Grenze gegen die Valpellineserie, doch zeigen die Vorkommen, die MILCH vom Roc Noir beschrieb, dass es sich bei diesen Gesteinen nicht um eine saure Randfacies der Arollaserie handeln kann, sondern dass sie als selbständige Differentiationsprodukte dieser Serie gedeutet werden müssen. In der Comba della Sassa werden diese Gneise von Apliten und Lamprophyren durchdrungen, die sich nicht von denen der normalen Granite unterscheiden.

b) Die Verschieferungsprodukte der Diorite und Gabbros

Im gleichen Masse wie die Granite, wurden auch die in ihnen eingeschlossenen Diorite von den Dislokationsmetamorphose erfasst, wobei auch hier verschiedene Beanspruchungstypen entstanden. Den

flaserigen Epigraniten entsprechen die verschieferten Epidiorite, den Arollagneisen die Chloritschiefer.

a) Die verschieferten Diorite

Das Auftreten dieser Gesteine ist streng an die massigen Diorite gebunden, die sie kranzartig umgeben. Es handelt sich um schwarz-weiße, seltener grünlich-schwarze Gesteine, die wiederum ein charakteristisches flaseriges, seltener lentikulares Aussehen besitzen, das auf die reliktsch erhaltenen, porphyroklastischen Mineralien zurückzuführen ist. Als solches tritt in grösserem Ausmass nur Hornblende auf.

Die Hauptgemengteile der Gesteine sind Hornblende mit Strahlstein oder Chlorit und saussuritierter Plagioklas, Nebengemengteile Chlorit, Strahlstein und Epidot. Akzessorien Quarz, Apatit, Ilmenit mit Reaktionsrändern von Titanit und Leukoxen.

Die Umwandlungserscheinungen der Hornblende sind äusserst intensiv, wobei die Differenzen zwischen den Hornblenden der verschiedenen Diorit-typen, auf die bei den massigen Gesteinen hingewiesen worden ist, hier noch viel deutlicher in Erscheinung treten. Die Hornblende in den verschieferten Dioriten der Comba della Sassa wandeln sich durch Ausbleichung fast vollständig in Strahlstein um. Dagegen ist bei den Dioriten der Becca Morion eine Umwandlung der Hornblende in Chlorit ebenso häufig. Am Rande zwischen der primären und der ausgebleichten Hornblende ist oft ein schwach bläulicher Saum, offenbar etwas alkalireicherer Hornblende, zu beobachten (vergleiche p. 212). Häufiges Umwandlungsprodukt der Hornblende ist auch Titanit, wogegen der in den Graniten zu beobachtende Epidot eher zurücktritt. Die ausgebleichten Hornblenderänder werden bei Bewegung der Porphyroklasten leicht weggebrochen, sodass oft eigentliche Strahlsteinlinsen gebildet werden.

Die Hornblendeporphyroklasten liegen in den, als einheitliche Grundmasse erscheinenden, zersetzten Plagioklasen. Auch hier ist, wie in den flaserigen Gneisen, ein Zerbrechen des Wirtalbits mit zunehmender Bewegung zu beobachten, verbunden mit einer deutlichen Umkristallisation der Mikrolithen. Auch die Trennung in mehr granoblastische Albit- und lepidoblastische Chloritzüge ist deutlich. Der körnige Epidot, der bei grösserem Korn auch hier als Pistazit erscheint, reichert sich dabei eher in den lepidoblastischen Lagen an.

Die Struktur der Gesteine ist porphyroklastisch, die Textur flaserig bis lentikular-schieferig.

β) Die Chloritschiefer

Der Übergang von flaserigen Dioriten in die Chloritschiefer, das heisst in die vollständig dislokationsmetamorphe Facies der Diorite, kann in meinem speziellen Untersuchungsgebiet nirgends direkt verfolgt werden. Die Diorite der Comba della Sassa sind randlich

nur bis zu verschieferten Dioriten umgeformt, die ihrerseits an flaserige Gneise stossen. In den normalen Arollagneisen eingeschlossen, finden sich jedoch mächtige Chlorit-Albitschiefer, grüne, geschieferte Gesteine, wie zum Beispiel südlich Mt. Berlon, Col-Crête Sèche und nördlich des Kammes gegen den Mt. Gelé.

Äusserlich sehen diese Gesteine den alpinen Ophiolithen ähnlich. Sie sind, wenn sie an der Basis der Dent Blanche-Decke auftreten, nicht immer eindeutig von diesen zu trennen. Hauptgemengteile sind Albit, Chlorit und Epidot, der auch nur als Nebengemengteil auftreten kann. Als Übergemengteile wurden Strahlstein, Quarz, Sericit, Apatit, Pyrit, Titanit und infiltrierter Calcit beobachtet.

Der Albit bildet ein granoblastisches Gefüge von einschlussfreien Körnern mit einem mittleren Korndurchmesser von 0,05 mm. Seltener tritt er als Porphyroblast auf und enthält dann kleine Zoisitkörnchen und grössere Chloritschüppchen. Oft sind in ihm auch Epidotkörnchen eingeschlossen, die alle auf einer engbegrenzten, idiomorphen Zone des Albits angeordnet sind. Zwischen dem granoblastischen Gewebe von Albit befinden sich breite Züge, in denen der Epidot perlschnurartig angereichert ist. Auch der Chlorit findet sich in diesen Lagen reichlicher und schliesst den Epidot oft beidseitig ein, tritt jedoch auch im granoblastischen Albitgewebe in selbständigen, der Schieferung parallel gerichteten Blättchen auf. Der untergeordnete Sericit findet sich ebenfalls in den Epidot-Chloritzügen.

In diesen Chlorit-Albitschiefern sind Derivate ultrabasischer Gesteine eingeschlossen. Es sind Chlorit-Talkschiefer mit Chlorit und Talk als Hauptgemengteilen und Zoisit, Epidot und Albit als Nebengemengteilen. Offenbar handelt es sich hier um grössere basische Schlieren der früheren Diorite, wie sie auch aus den Graniten und den Gabbros des Mt. Collon bekannt geworden sind. Die Textur ist schieferig, die Struktur lepidoblastisch.

Ein Epidot-Chlorit-Albitschiefer mit untergeordnetem Quarz und Sericit ist der Analyse unterworfen worden (Nr. 12 der Tabelle). Der Chemismus des Gesteins ist normaldioritisch.

Die Molekularwerte sind:

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti
175	30,5	37	18	14,5	0,25	0,44	3,4

Die berechnete Katanorm lautet:

Or	Ab	An	Mt	Hy	En	Tn	Ru	Q	(Plag % An)
11,0	34,0	24,5	3,6	5,6	10,1	2,0	0,3	8,9	58,5 41,8

die Epinorm ist auf Seite 232 wiedergegeben.

Der grosse dioritische Komplex von Chloritschiefern der Comba di Vert Zan wird von Apliten der Granite durchadert. An einigen Stellen sind auch deutliche Kontakterscheinungen gegenüber den nor-

malen Arollagneisen festzustellen; besonders schön südwestlich Mt. Berlon (Comba de la Crête Sèche). Auf einen normalen Epidot-Sericit-Albitgneis der Arollaserie folgt gegen den Kontakt eine etwas quarzreiche lagige Zone, die ungefähr 20 cm Mächtigkeit aufweist mit grünen, eisenreichen Epidotporphyroblasten, Chlorit und Sericit. Daran schliesst sich ein epidotreiches Band von ungefähr 2—4 cm Breite, bestehend aus Albit und Quarz und viel feinkörnigem Epidot mit untergeordnetem Chlorit. Anschliessend findet sich der Chlorit-Albitschiefer, der anfänglich noch reichlich Epidot und Calcit führt. Sowohl die quarzreiche Zone, als auch das epidotreiche Band zeigen starke Kleinfältelung, wodurch ihre Mächtigkeit erhöht wird. Diese Kleinfältelung verliert sich gegen den Arollagneis und gegen den Schiefer sehr schnell. Ein Epidotband kann auch bei den kleineren Linsen von Chloritschiefern beobachtet werden, die an der Basis der Dent Blanche-Decke auftreten, so besonders am Col de Fenêtre. Meist ist es nur $\frac{1}{2}$ —1 cm mächtig und pyritführend.

Ein interessantes Vorkommen flaseriger Chlorit-Albitgneise wurde nörlich Mt. Berlon beobachtet. Das Gestein besteht aus grossen porphyroklastischen Felspäten, die von schwarzen bis tiefgrünen Flasern umflossen werden, wodurch das Gestein ein eigenümliches, schwarzweisses Aussehen erlangt, das sonst den Gneisen der Arollaserie durchaus fremd ist. Der Feldspat besteht aus polysynthetisch-verzwäugtem Albit, dessen Lamellen stark verbogen sind und undulös auslöschen. Einschlüsse von Mikrolithen sind nur sehr untergeordnet. Kataklyse mit Mörtelbildung und Ausheilung von Rissen durch Quarzkörnchen ist häufig.

Die schwarzen bis grünen, flaserigen Züge bestehen aus blättrigem Pennin und stark zurücktretendem Epidot, Titanit und Sericit. Im kataklastischen Albitgefüge finden sich akzessorischer Pyrit und Apatit.

Diese Gesteine bilden in den normalen Arollagneisen schmale Linsen von 20—30 m Länge. Ihre Mächtigkeit ist sehr variabel. Das Maximum beträgt 5 m, doch wird die eine der beiden beobachteten Linsen in ihrer Mitte bis auf 20 cm eingeschnürt. Die Grenze gegen den Arollagneis ist nicht einheitlich. Meist ist sie eine scharfe gerade Linie parallel der Schieferungsrichtung der Gneise, doch sind auch oft Ausbuchtungen und gegenseitige Verzahnungen der beiden Gesteine zu sehen. Nicht selten ist der Arollagneis auf einer etwa 20 cm breiten Zone stark verändert. Er ist chloritreicher und erscheint dann bedeutend dunkler. Im gleichen Sinn ist der Arollagneis auch auf schmalen Lagen beeinflusst, die wie Apophysen von den dunkeln

Linsen ausgehen und die Schieferungsrichtung in spitzem Winkel schneiden. Im einzelnen Handstück sind diese, längs „Apophysen“ veränderten Gneise, kaum von den normalen zu unterscheiden, heben sich jedoch im Felde als dunklere Striche, auf den hier glatt polierten Felswänden, vom Nebengestein deutlich ab. Gegen ihr Ende werden die Linsen bis gegen 5 cm schmal, und sind dann bedeutend heller ausgebildet. Den flaserigen Charakter behalten sie jedoch noch lange bei, bis schliesslich auch dieser verschwindet und sich die Linsen in schmalen Verästelungen im Arollagneis verlieren.

Dem Gestein kommt nach seiner mineralogischen Zusammensetzung wohl kaum der Chemismus eines Orthogesteins zu und es kann nach seinem Auftreten auch nicht als basische Schliere und nicht als eingeschmolzene Scholle gedeutet werden. Ich bin eher geneigt, in ihm eine metamorphe Neubildung zu sehen, die sich durch Lösung und Absatz der Mineralien in einer sich allmählich verbreiternden Schwäche-Zone gebildet hat (metamorphe Differentiation). Anders lassen sich diese „apophysenähnlichen Ausläufer“ nicht deuten.

c) Die Verschieferungsprodukte der Hornblendite

In den massigen und flaserigen Dioriten der Comba della Sassa finden sich Linsen von stark beanspruchten Chloritschiefern. Der Diorit ist kontaktlich oft deutlich verändert, indem er durch das Zurücktretreten von Hornblende etwas heller erscheint. Die Linsen sind durchgehend stark beanspruchte Bewegungshorizonte, wobei auch die randlichen Diorite von der Bewegung erfasst wurden, sodass die primären Kontaktverhältnisse nicht mehr so deutlich sind.

Innerhalb dieser Chloritlinsen sind einzelne kleine Partien erhalten geblieben, an denen das massige Ausgangsgestein noch gut erkannt werden kann. Die am wenigsten beanspruchten Typen zeigen grosse Hornblendekristalle in einer feinkörnigen, grünen Grundmasse. Sie sind eindeutig als Hornblendite zu erkennen.

Hauptgemengteil dieser massigen Relikte ist ausschliesslich Hornblende. Untergeordnete Nebengemengteile sind zersetzter Biotit und Saussurit. Akzessorisch tritt chloritisierter Biotit und Pyrit auf. Die Hornblende ist die gleiche bräunliche Varietät, die auch in einzelnen Dioriten der Comba della Sassa und in den Gabbros des Mt. Collon gefunden wird ($c/n_{\gamma} = 11-15^{\circ}$; $2V_{\alpha} = 67^{\circ}$). Ihre Umwandlung in Strahlstein, Pennin und Titanit ist äusserst intensiv, sodass eigentliche Strahlstein-Chloritschiefer entstehen. Der wenige Biotit wandelt sich in Sericit und Chlorit um.

Neben diesen verbreiteten Strahlstein-Chloritschiefern findet sich in einer Linse auch ein Chlorit-Epidotschiefer, der in weniger metamorpher Facies nicht gefunden wurde. Die wenigen braunen Hornblenderelikte dieses Gesteins zeigen die gleichen optischen Eigenschaften wie diejenigen der Chlorit-Strahlsteinschiefer. Sie liegen in einem kristalloblastischen Grundgewebe von Epidot (mit Korndurchmesser von 0,06 mm) und Chlorit. Die Umwandlung der Hornblende zeigt jedoch etwas andere Erscheinungen als üblich, indem sie randlich in eine intensiv blau pleochroitische Hornblende übergeht (n_α hellblauviolett; n_β farblos; n_γ blau; $c/n_\gamma = 22^\circ$; $2V_\alpha = 47^\circ$). Nach WINCHELL handelt es sich um Glaukophan mit anormaler Optik. Diese blaue Hornblende wandelt sich ihrerseits in Pennin um.

Analyse Nr. 1 der Tabelle entspricht einem Hornblendit. Makroskopisch lassen sich in der einheitlichen, feinen, grünen Chloritgrundmasse schwarze Porphyroklasten von Hornblende beobachten. Die Schieferung des Gesteins ist deutlich, jedoch durch die Porphyroklasten oft gestört. Im Mikroskop erkennt man ein filziges Gewebe von Chlorit und Strahlstein, in dem die primären braunen Hornblenden eingelagert sind. Nebengemengteile sind Epidot, Titanit und Erz. Der Chemismus des Gesteins ist hornblenditisch.

Die Molekularwerte lauten:

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti
77,5	14,5	68,5	15	2	0,13	0,71	1,2

Die Katanorm wurde berechnet zu:

Or	Ab	An	Wo	Mt	Hy	Fa	Fo	Tn	(Plag % An)
1,2	8,7	32,2	0,9	1,5	11,2	4,6	37,3	2,4	40,9 78,8

Die Epinorm des Gesteins ist auf Seite 232 wiedergegeben.

Nach der Beschreibung der Epigesteine soll im folgenden näher auf die epizonalen Umwandlungsvorgänge eingegangen werden. Zuerst auf die rein chemischen Mineralumwandlungen und die Ausbildung der epizonalen Mineralfacies, dann auf die mechanische Gesteinsumformung. Dadurch soll jedoch nicht der Eindruck erweckt werden, als ob sich chemische und mechanische Vorgänge nicht gegenseitig beeinflusst hätten. Schon die Zirkulation der, die chemischen Umwandlungen begünstigenden, Lösungen wird durch die mechanischen Bewegungen erleichtert. Andererseits ist die Textur nicht nur durch nachträgliche Verformung, sondern auch durch Kristallisation im Stressfeld zustande gekommen (34).

2. MINERALUMWANDLUNGEN IM LAUFE DER EPIMETAMORPHOSE

a) Kalifeldspat

Als Kalifeldspat ist von mir in der Arollaserie nur Mikroklin gefunden worden. SANERO (69) hat aus den Quarzdioriten von Casa Cogniod (vergleiche Seite 153) auch Orthoklas beschrieben. Der von mir beobachtete Mikroklin zeigt meist schöne Gitterlamellierung. Der Achsenwinkel $2V_a$ wurde zu 37° gemessen, was nach Beobachtungen von BAIER (10) einem möglichen Wert von Mikroklin entspricht. Spaltblättchen nach (001) zeigen gegen die Spur von (100) eine Auslöschungsschiefe von 15° . Meist weist der Mikroklin eine leichte Bestäubung mit Erzpartikelchen auf, die ihm in den flaserigen Alkalifeldspatgneisen die rote Farbe verleihen. Untergeordnet sind auch kleine Sericitschüppchen vorhanden.

Schwache Entmischungserscheinungen sind überall verbreitet, indessen nur in den rötlichen Alkalifeldspatgneisen stark entwickelt. In den Graniten haben sich vereinzelt kleine Spindeln von Albit gebildet, während in den Mikroklinporphyroklasten der erwähnten Gneise aderige, fleckenartige, faserige, auch spindelförmige und neblige Perthite gefunden werden. ANDERSON (1) hat aus Granitpegmatiten ähnliche Perthite beschrieben. Die Typen der Adern- und Fleckenperthite deutete ANDERSON dort als Entmischung in spätmagmatischer Phase, wobei er bei einzelnen Fleckenperthiten sogar auf eine Albitisierung schliesst. Zu dieser Deutung führen auch die Entmischungsbilder in der Arollaserie. Die schleierartigen, nebligen Perthite werden in einzelnen Fällen von Aderperthit durchdrungen, wobei mittels der BECKE'schen Linie ein deutlich höherer Albitgehalt der Adern festzustellen ist. Diese Adern können in die fleckenartigen Perthite übergehen, die oft eine, für Schachbrettalbit charakteristische, Verzwillingung mit scheinbaren Anwachsstellen, unter Verlängerung der Zwillingslamellen zeigen kann. Es ist in vereinzelt Fällen recht schwer, die Entmischung von der Albitisierung zu trennen.

Die Mikroklinindividuen der Granite, Granodiorite und Quarzdiorite der Arollaserie zeigen durchwegs eine starke Albitisierung. Randliche Partien der Körner, oder grössere Flecken, ja sogar ganze Mikroklineinsprenglinge, sind durch Albit (mit höchstens 5 % Anorthit) ersetzt. Dieser Ersatz folgt keiner kristallographischen Richtung wie Spaltrissen usw. Die Putzen und Flecken von Mikroklin, die noch erhalten sind, zeigen unregelmässige, oft durch die primären Korngrenzen bedingte Umrisse. Dabei ist deutlich zu erkennen, dass anstossende Quarzkörner schützend auf den Mikroklin

gewirkt haben, indem der Albitsaum hier stark zurückweicht, oder überhaupt fehlen kann (vergleiche Fig. 6, Tafel II). Am stärksten ist die Albitisierung gegenüber dem zersetzten Plagioklas ausgebildet, der gegen den Mikroklin reine Ränder aufweist, frei von den, für dieses Mineral so typischen Mikrolithen. Dieser Plagioklasrand (Anorthitgehalt ebenfalls kleiner als 5 %) scheint auf Kosten des Mikroklin gewachsen zu sein.

Der Albitsaum des Mikroklin enthält kleine vereinzelte Sericitschüppchen, die vielleicht auf einen geringen Al-überschuss des primären Feldspates zurückzuführen sind. Interessanterweise ist der, allerdings nur schwache, Albitsaum der rötlichen Kalifeldspatporphyroklasten der flaserigen Phengit-Alkalifeldspatgneise frei von feinem Hämatitstaub.

Der Albit der albitisierten Mikrokline ist immer in charakteristischer fleckiger Art nach dem Albitgesetz verzwillingt. Oft zeigen sich auch Anwachsstrukturen mit gestrecktem Zwillingsbau. Solche Albite sind von BECKE (12) als Schachbrettalbite beschrieben worden. In den Tauern scheinen sie ziemlich verbreitet zu sein. Von STRECKEISEN (75) und WENK (8) wurden albitisierte, zertrümmerte Kalifeldspatkleinkörner auch aus dem Mönchalpgranit der Silvretta-Decke beschrieben.

Die grossen Einsprenglinge der massigen, unbeanspruchten Arollagranite zeigen auch bei stärkster Albitisierung makroskopisch keine Veränderung. Die Spaltflächen mit ihrem hohen Glanz sind vollständig erhalten. Aus zwei Graniten wurde der Alkaliengehalt der Einsprenglinge bestimmt.

I		II	
K ₂ O	4,94%		9,98%
Na ₂ O	8,72%		4,36%
Or: Ab = 1:2,7		Or: Ab = 1:0,55 (molekular)	

I. Mikroklineinsprengling aus Granit. Mt. Morion-Südwand. Gesteinsanalyse Nr. 17.

II. Mikroklineinsprengling aus kalifeldspatreichem Granit. Roc Noir, Wallis.

Nach der Zusammenstellung von Feldspatanalysen von MÄKINEN (43) sind Alkalifeldspate entsprechender Zusammensetzung primär möglich (1. aus Tiefen- und Ergussgesteinen, 2. aus Graniten und Syenitgraniten). Der grosse Unterschied im Alkaligehalt dieser Feldspäte aus der gleichen Gesteinsserie ist jedoch auffallend. Die Einsprenglinge des Granits vom Mt. Morion zeigen nur schwache Entmischung mit wenig kleinen Albitspindeln, dafür aber sehr starke

Albitisierung. Im Schliff sind oft ganze Individuen durch Albit ersetzt. Im Gestein vom Roc Noir, das bedeutend kalifeldspatreicher und plagioklasärmer ist und den von MILCH beschriebenen Typen sehr nahe kommt, ist die Entmischung stärker, die Albitisierung aber schwächer. Der verschiedene und zum Teil recht hohe Na-Gehalt entspricht also nicht einem primären Unterschied, sondern ist auf die mehr oder weniger starke Albitisierung zurückzuführen.

Wird die Grenze zwischen Albit und Mikroklin mit etwas stärkerer Vergrößerung beobachtet, so ist deutlich zu erkennen, dass von den beiden Lamellensystemen des gegitterten Mikroklin das eine vorwiegend durch ein Albitindividuum bestimmter Orientierung ersetzt wird, und das andere durch ein zweites, das mit dem ersten nach dem Albitgesetz verzwillingt ist (siehe Fig. 6, Tafel II). Es werden jedoch die feinsten Gitterzeichnungen des Mikroklin nicht übernommen, sodass die Verzwilligung kleinster Mikroklinbereiche im Albit wegfällt. Immerhin entsteht so in den typischen Schachbrettalbiten ein vergrößertes Abbild des Mikroklinzwillings.

Diese Beobachtung und das Erhaltenbleiben der Spaltrisse weist auf einen orientierten Ersatz des Mikroklin durch Albit hin. Die gitterartige Verzwilligung des Mikroklin kann in erster Annäherung mit der alleinigen Annahme des Albitgesetzes erklärt werden (63). Erfolgt der Ersatz des Mikroklin gesetzmässig orientiert, so ist es wahrscheinlich, dass die, nach dem Albitgesetz verzwilligten Lamellen des Mikroklin von Albit als Albitzwillinge abgebildet werden. Mit Hilfe des Fedorowtisches konnte dies eindeutig festgestellt werden. Als kristallographische Flächen beider Feldspäte konnte nur die Spaltfläche (001) eingemessen werden. Sowohl im Mikroklin als auch im Albit hatte sie gleiche Lage. Durch das Einmessen der Indikatrix im Mikroklin und im Albit und durch die Auswertung ihrer Lage zu (001) in den Stereogrammen von NIKITIN (57) und REINHARD (61), konnten die Hauptpinakoide (100) und (010) festgelegt werden. Es zeigte sich, dass die entsprechenden Flächen von Albit und Mikroklin innerhalb der Fehlergrenzen und den Schwankungen, die durch den etwas variablen Alkaligehalt bedingt sein können, aufeinander fielen. Die Messungen genügen, um aussagen zu können, dass die drei Hauptpinakoide von Albit und Mikroklin angenähert gleiche Lage besitzen. Gleiche Orientierung wie die Schachbrettalbite zeigen auch die Spindeln des entmischten Na-Feldspates.

Dank der Kenntnis der Mikroklin- und Albitstrukturen findet diese Orientierung ihre Erklärung. Beide Mineralien haben einen

weitgehend gleichen Aufbau. Die Si- und Al-Atome sind bei beiden von Sauerstoff tetraedrisch umgeben. Je vier und vier dieser Tetraeder bilden Ringe, welche sich in Richtung der a-Achsen zu Ketten zusammenfügen. In den Hohlräumen zwischen den einzelnen Ketten sind die Kationen eingelagert. Nach TAYLOR (78) sind im Albit die Ringe etwas geöffnet und die Ketten etwas gedreht, sodass die Hohlräume, in denen die Na-Atome eingelagert sind, im Albit entsprechend kleiner werden als im Mikroklin für die K-Atome. Nach TAYLOR und SPENCER (71) wird bei der Entmischung der Alkalifeldspäte, deren Komponenten ebenfalls gleiche Orientierung aufweisen, das Si-Al-Grundgerüst mit Ausnahme dieser leichten Verschiebungen erhalten, während die Na- und K-Atome wandern. Die übereinstimmende Orientierung des Mikroklin und des Schachbrettalbits zeigt, dass auch im Falle der Albitisierung dieses Grundgerüst im grossen erhalten bleibt, die feinsten Zwillingslamellen des Mikroklin jedoch nicht nachgebildet werden. Es handelt sich demnach auch hier um einen Austausch von Alkalien. Eine K-Zufuhr und Na-Wegfuhr im Gestein ist durch die Analysen nicht belegt. Das frei werdende K bleibt im Gestein und bildet den Sericit der Saussurite. In den normalen Arollagneisen mit granodioritischem und farsunditischem Chemismus ist der Mikroklin vollständig verschwunden. Als einziges K-Mineral kommt noch Sericit in Frage.

Zusammenfassend können wir folgendes feststellen: Der Kalifeldspat ist in der Arollaserie zur Hauptsache Mikroklin. In Graniten, Granodioriten und Apliten zeigt er nur schwache Entmischung, starke dagegen in den Engadinitgraniten. Das Mineral ist sehr widerstandsfähig gegen mechanische Zertrümmerung und bildet in den Phengit-Alkalifeldspatgneisen noch grössere Porphyroklasten. Als einzige Umwandlung in der Epizone wird eine Albitisierung unter Alkaliaustausch und Beibehaltung des Si-Al-Grundgerüsts beobachtet, die zur Bildung der typischen Schachbrettalbite führt.

b) Plagioklas

Die Zersetzung der Plagioklase ist in alpinen Gesteinen eine weitverbreitete Erscheinung. CORNELIUS (21), der sie eingehend beschrieben hat, weist jedoch darauf hin, dass sie auch ausserhalb des alpinen Raumes bekannt ist. Die Körner dieser zersetzten Plagioklase sind von Mikrolithenschwärmen erfüllt, die vorwiegend aus einem Mineral der Zoisit- und der Glimmergruppe gebildet sind.

Von H. B. DE SAUSSURE wurde das dichte weisse Mineral der Euphotide des Wallis, zu Ehren seines Vaters, als Saussurit be-

zeichnet. Erst später, vor allem durch Untersuchungen von ROSENBUSCH (64) und BECKE (13) wurde erkannt, dass es sich dabei um ein Mineralgemisch, um das sekundäre Umwandlungsprodukt anorthithaltiger Plagioklase, handelt. Der Name Saussurit wurde für diese Bildungen beibehalten und heute verstehen wir darunter Pseudomorphosen von Albit nach anorthithaltigem Plagioklas mit eingeschlossenen Mikrolithenschwärmen, vorwiegend aus Zoisit und Glimmer bestehend, wobei die Menge der Mikrolithen stark variiert. In Fällen, in denen diese Mikrolithen das mikroskopische Bild nicht charakteristisch bestimmen, und in denen die Umwandlung nicht vollständig verlaufen ist, können wir von saussuritisiertem, oder schwach saussuritisiertem Plagioklas sprechen. Nicht hieher gehört natürlich eine diffuse Trübung der Plagioklase, sowie das sporadische Auftreten einzelner Muskowitblättchen.

Von ANGEL und HERITSCH (6, 5) ist auf diese zersetzten Plagioklase der Ausdruck „gefüllte Feldspäte“ angewandt worden. Da dann zwischen echter und unechter Füllung zu unterscheiden ist, was leicht zu Missverständnissen führt, mit dem Begriff der Saussurite jedoch sinngemäss alles zusammengefasst wird, was als Reaktionsprodukt der Pseudomorphose gelten muss, erscheint mir der alte Ausdruck der geeignete. Der verschiedene Gehalt an Glimmer in Saussuriten saurer und basischer Gesteine kann dabei nicht ins Gewicht fallen, da, wie wir später sehen werden, verschiedener Glimmergehalt genetisch von keiner prinzipiellen Bedeutung ist. Dies mag vielleicht nicht für die sauren Plagioklase einzelner Aplite gelten, in denen Sericit als einziges Mikrolithmineral sporadisch auftritt, doch gehören diese Fälle kaum mehr unter den Begriff des Saussurits.

Der Albit, der als Wirtmineral Zoisit und Glimmer einschliesst, besitzt meist nur geringen Ca-Gehalt; in meinen Schliffen nicht mehr als 5 % Anorthit. Von ANGEL und CORNELIUS wird als Wirtmineral auch Albitoligoklas beschrieben. Bei noch basischerem Plagioklas sind die Reaktionen zweifellos nicht vollständig abgelaufen. Betrachten wir die Zusammensetzung von Drusenalbitten aus der Epizone, die in dieser Tiefenstufe als die stabilen Glieder der Plagioklasreihe aufgefasst werden müssen, und aus der vor allem die Saussurite bekannt geworden sind, so sehen wir, dass der Anorthitgehalt 5 % im allgemeinen nicht übersteigt, doch werden mit steigender Temperatur sukzessive basischere Plagioklase stabiler werden (vergleiche Seite 226).

Klinozoisit ist als Mikrolithmineral schon frühzeitig erkannt worden. Die grösseren Körner (Nadeln bis 0,1 mm Länge und

0,01 mm Breite) können relativ gut diagnostiziert werden und sind durch Übergänge mit den kleinsten Körnern verbunden, die nurmehr Staubpartikel darstellen, was leider als einziger Anhaltspunkt dient, um auch sie als Zoisit anzusprechen. In gabbroiden Gesteinen finden sich auch Glieder der eisenreicheren Pistazitreihe.

Nicht so sicher ist die Natur des Glimmers, dessen Blättchen ungefähr 0,01—0,03 mm messen. Aus der Bauschalanalyse der Gesteine, die Saussurit enthalten, haben bis jetzt die meisten Autoren auf Sericit geschlossen. Zum gleichen Schlusse gelange auch ich, da dieser Glimmer schon in einzelnen massigen Gesteinen und fast in allen Gneisen das einzige K-Mineral darstellen kann.

Als weiteres Mikrolithmineral ist von mir neben Sericit und Klinozoisit nur noch Strahlstein beobachtet worden, wobei jedoch zu sagen ist, dass zum Beispiel Quarz in den dicht gefüllten Saussuriten der Arollaserie leicht übersehen wird. CHRISTA (16), ANGEL, CORNELIUS und WEINSCHENK (85) erwähnen ausserdem noch Orthozoisit, Granat (wahrscheinlich Almandin), Quarz, Sillimanit und Calcit. Dabei wird, mit Ausnahme von Orthozoisit, die Zugehörigkeit dieser Mineralien zu den Reaktionsprodukten der Pseudomorphose bezweifelt. Am ehesten scheinen Quarz und Granat dazu zu gehören. Sillimanit, der reaktionsmässig wohl auftreten könnte, ist aus mineralfaciellen Gründen unwahrscheinlich. Orthozoisit scheint besonders in Gesteinen höherer Basizität aufzutreten und in Fällen, in denen der Wirtalbit noch höheren Anorthitgehalt aufweist.

Die vollständig in Saussurit umgewandelten Plagioklase der massigen Arollagesteine sind so stark mit Zoisit und Sericit erfüllt, dass der Wirtalbit nur selten beobachtet werden kann. Dadurch sind die Korngrenzen der primären Plagioklaskörner vollständig verwischt. In einzelnen Fällen, in denen auch mit schwächerer Vergrösserung einige reine Albitstellen zu erkennen sind, ist deutlich zu sehen, wie diese über grössere Flächen gemeinsam auslöschen. Auch die zoisitreichen Stellen, die unter gekreuzten Nicols normalerweise grau erscheinen, haben mit ihnen gemeinsame Dunkelstellung und erscheinen dann schwarz. Eine Zwillingslamellierung des Albits ist, wenn auch mit Unterbrechungen, oft deutlich zu beobachten. Offenbar gehören die gemeinsam auslöschenden Stellen einem Albitkorn an. Form und Grösse dieser schwach zu erkennenden Albitkörner zeigen eindeutig die Gestalt der primären Plagioklasindividuen. Dies ist auch in den Fällen zu sehen, in denen primäre Plagioklaszwillinge, durch Anreicherung von Sericit in dem einen und Zoisit in den anderen Lamellensystemen, abgebildet wurden (vergleiche Fig. 14) und wenn

die Mikrolithen zonar angeordnet sind. All dies zeigt, dass die primären Plagioklase nicht mechanisch, sondern nur chemisch zerstört wurden, dass es sich um eine Pseudomorphose handelt.

Die Anordnung von Sericit und Zoisit im Albit zeigt keinerlei Gesetzmässigkeit, ausser der, dass Zoisit eine starke Tendenz aufweist, sich in Nestern (Zoisitbesen), Zonen oder einzelnen Zwillingslamellen anzureichern. Bei der zonaren Anordnung von Sericit und

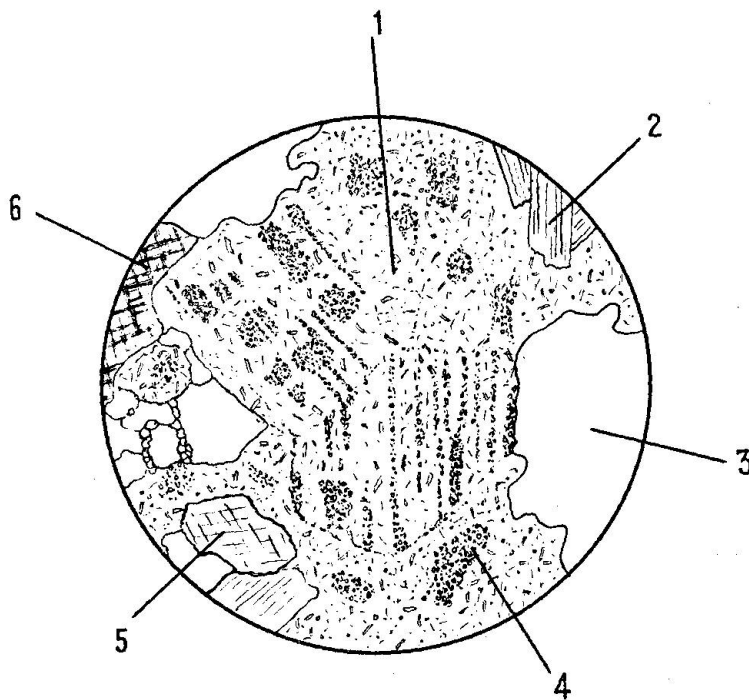


Fig. 14. *Abbildung der primären Plagioklaslamellen durch Sericit und Zoisit in Saussuriten*

1. Saussurit, 2. Biotit, 3. Quarz, 4. Zoisitbesen, 5. Hornblende, 6. Mikroklin

Zoisit ist letzterer meist im Zentrum des ursprünglichen Kornes gelegen, doch kann auch umgekehrte Anordnung beobachtet werden. In einigen Fällen konnte ich auch mehrfache Zonenfolge feststellen. Zum Beispiel von innen nach aussen: Zoisit-Sericit-Zoisit oder Sericit-Zoisit-Sericit-Zoisit. Eine gesetzmässige Orientierung der Sericitschüppchen wurde in Übereinstimmung mit CORNELIUS und CHRISTA nicht beobachtet. Dagegen beschreibt ANREATA (2, 3) eine Orientierung des Glimmers nach (010) und dem rhombischen Schnitt des Wirtalbits.

Dann und nur dann, wenn die Saussuritkörner an Mikroklin oder Schachbrettalbit anstossen, besitzen sie einen von Mikrolithen freien Rand. Offenbar handelt es sich hier um ein Weiterwachsen

des Albits auf Kosten des Mikroklin, wobei die Zwillingslamellierung des Saussuritalbits immer übernommen wird.

Alle Autoren haben auf die Erscheinung aufmerksam gemacht, dass der Gehalt an Mikrolithen und das Verhältnis von Sericit und Zoisit mit der Basizität des Gesteins im Zusammenhang steht. Diese Erscheinung ist durch meine Schlichsammlung ebenfalls belegt, wenn auch mit gewissen Einschränkungen. Je saurer das Gestein ist, umso lockerer sind die Mikrolithen, und während in den Graniten das Verhältnis von Sericit zu Zoisit ungefähr 2:1 ist (es ist zu bedenken, dass der blättrige, diffuser verteilte Sericit leicht überschätzt wird) kann in gabbroiden Gesteinen und in amphibolitischen Schollen der Granite überhaupt nur Zoisit auftreten. Dagegen können in Dioriten, die mit Graniten im Kontakt stehen und besonders in, von Kalifeldspat injizierten Amphibolitschollen, die Saussurite viel Sericit aufweisen. Im letzteren Falle sind die Kalifeldspate der Injektionsadern durchgehend in Schachbrettalbit umgewandelt.

Die Saussurite werden, bis auf geringe Einzelheiten, von allen Autoren übereinstimmend beschrieben. Was jedoch die Deutung und ihre Genese betrifft, gehen die Ansichten noch weit auseinander. Dabei möge von den Fällen der Plagioklaszersetzung, die im Gefolge pneumatolytischer und hydrothormaler Vorgänge und der Greisenbildung erfolgt, abgesehen werden. Es handle sich hier nur um die Saussurite oft unbeanspruchter, einheitlicher Gesteinskomplexe, bei denen auch eine telemagmatische Beeinflussung nicht direkt beobachtet werden kann.

Als Erklärungsversuche der Genese dieser Saussurite seien folgende Theorien angeführt:

1. Zerfall der Plagioklase unmittelbar nach ihrer Ausscheidung in liquidmagmatischer Phase unter dem Einfluss des Stress „Piezokristallisation“. WEINSCHENK (85), CHRISTA (16, 17).

2. Zersetzung der ausgeschiedenen Plagioklase durch Autometamorphose unter Mitwirkung pneumatolytischer Lösungen. KÖLBL (41).

3. Umwandlung der Plagioklase in der Epizone unter Mitwirkung telemagmatischer und weitwandernder kalireicher Lösungen. CORNELIUS (21, 22).

4. Entstehung durch normale epizonale Mineralumwandlung unter Anpassung an neue mineralfacielle Bedingungen. BECKE (12), GRUBENMANN (34), ANGEL (4).

5. Umwandlung infolge säkularer Verwitterung. CORNELIUS (19), STAUB (72).

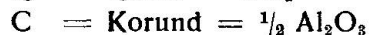
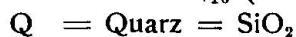
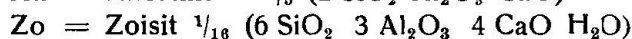
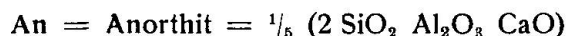
Die Argumente, die CORNELIUS (21, 22) gegen die Anschauungen CHRISTA'S und KÖLBL'S anführt, sehe auch ich für stichhaltig an.

Aus Raumgründen seien sie hier nicht wiederholt und auf die Arbeit von CORNELIUS verwiesen (21, 22), doch muss ich auch seine Theorie, die die Mitwirkung aufsteigender Lösungen zu Hilfe nimmt, wenigstens in Übertragung auf die Arollaserie, ablehnen.

Bei der Saussuritisierung der primären Plagioklase nimmt ihr Albitanteil an den Reaktionen nicht teil. In allen Schliffen kann er als Wirtmineral beobachtet werden. Dagegen ist der Anorthit aus epizonalen Mineralparagenesen als stabiles Mineral nicht bekannt. Hier tritt als Ca-Al-Silikat Zoisit an seine Stelle. Die Reaktionsgleichung bei der Bildung des Zoisits aus Anorthit ist folgende:

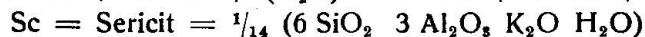
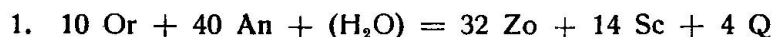


Hier und im Folgenden:



Demnach wird bei der Bildung von Zoisit aus Anorthit Al frei. Ob sich aus diesem Al Verwitterungsmineralien wie Kaolin, Montmorillonit usw. bilden, ist bis heute nicht bekannt, da die Natur der feinsten Mikrolithmineralien mikroskopisch nicht bestimmbar ist. Für die Saussurite ist die Bildung eines Glimmerminerals charakteristischer. Dafür, dass es sich bei diesem Glimmer um Sericit und nicht um Paragonit handelt, spricht neben dem Bauschalchemismus der Gesteine auch der Umstand, dass das Glimmermineral in gabbroiden Gesteinen seltener ist oder überhaupt fehlen kann, was bei Anwesenheit von Na nur durch den Mangel an K für Sericit erklärt werden kann.

Als K-Quelle für diesen Sericit kommt in erster Linie der primäre Kaligehalt der Plagioklase in Frage. Den grössten Kaligehalt weisen die Oligoklase auf, die bis 8 Molekularprocente Mikroklin enthalten können. (Zum Beispiel: Ab. 78,6; An. 13,9; Mi. 7,5 (18).) Da unter Mitwirkung von Kalifeldspat die Formel lautet



würde die Kalifeldspatmenge in diesem maximalen Fall reichlich genügen. Sie genügt, wenn sich bei der Formelgrösse nach P. NIGGLI

¹⁾ Diese Schreibweise hier und im Folgenden nach P. NIGGLI: Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung (50).

- Or:An wie 1:4²⁾ verhalten, was in saureren Plagioklasen, wenn sie auch K-ärmer sind, eher verwirklicht ist. In der Mehrzahl der Fälle wird jedoch der K-Gehalt nicht ausreichen.

Dann muss nach einer weiteren K-Quelle gesucht werden. CORNELIUS postuliert in diesem Falle eine K-Zufuhr aus der Tiefe durch telemagmatische oder durch aufsteigende Lösungen, die in kalireichen Gesteinen Kalium aufgenommen haben. Er weist vor allem darauf hin, dass in den Gesteinen des Juliergebietes die primären K-Mineralien nicht oder nur sehr wenig zersetzt sind. Dies kann jedoch, wie ich oben gezeigt habe, durch einen primären K-Gehalt der Plagioklasse leicht erklärt werden. Eine K-Zufuhr in die Gesteine des Juliergebietes lässt sich an Hand der Gesteinsanalysen jedenfalls nicht nachweisen. In den massigen Graniten und Quarzdioriten der Arollaserie ist die Zersetzung der primären K-Mineralien gut zu beobachten und in bezug auf die Intensität in direktem Zusammenhang mit der Basizität des Gesteines. Dies zeigen ja auch die beiden Analysen der Kalifeldspäte auf Seite 198. Der Mikroklin aus dem anorthitreicheren Granit des Mt. Morion ist bedeutend stärker albitisiert als der Mikroklin aus dem plagioklasarmen Engadinitgranit des Roc Noir, dessen Plagioklas zudem weniger Anorthit enthalten haben dürfte. Untersuchen wir einmal, inwieweit eine Absättigung des durch die Zoisitbildung frei werdenden Al durch das gesamte K der verschiedenen Gesteine möglich ist und ob die Erscheinungen nicht auch ohne Zufuhr K-haltiger Lösungen erklärt werden können.

Die quantitativen Verhältnisse der Reaktionen lassen sich am einfachsten im Dreieck $K_2O-Al_2O_3-CaO$ (Fig. 15) überblicken.

Die Figur zeigt uns, dass auf der Linie Or-An nicht nur ein einziger Punkt durch die beiden Epimineralien Sericit und Epidot ausgedrückt werden kann, sondern, infolge des variablen Chemismus der beiden Mineralien, die ganze Strecke von Punkt 1 bis Punkt 2.

Nach der einfachen Reaktionsgleichung 1. zwischen Or und An wie sie Seite 205 wiedergegeben ist, müssten Sericit und Zoisit immer im gleichen Verhältnis auftreten und in der Gesamtmenge in basischen Gesteinen zunehmen. ANGEL (5) hat versucht, diesen Umstand durch Auszählen der Mikrolithen zur Bestimmung der ursprünglichen Basizität der Plagioklasse zu verwenden. Aus Figur 15 ist jedoch zu sehen, dass je nach der Zusammensetzung der Mineralien der Epidot und der Glimmergruppe auch ihre Mengenverhält-

²⁾ In der üblichen Formelgrösse ($6 SiO_2 Al_2O_3 K_2O$) und ($2 SiO_2 Al_2O_3 CaO$) ist das Verhältnis Or:An = 1:8!

nisse stark variieren können. Die Verhältnisse liegen daher kaum so einfach, wie ANGEL sie annimmt. Für Punkt 1 lautet die Reaktionsgleichung mit den Formelgrößen nach P. NIGGLI:

$20 \text{ Or} + 20 \text{ An} + 2 \text{ Hm} + 4 \text{ En} + (5 \text{ H}_2\text{O}) = 16 \text{ Pi} + 28 \text{ Sc}' + 2 \text{ Q}$
für Punkt 2 entsprechend Gleichung 1., Seite 205.

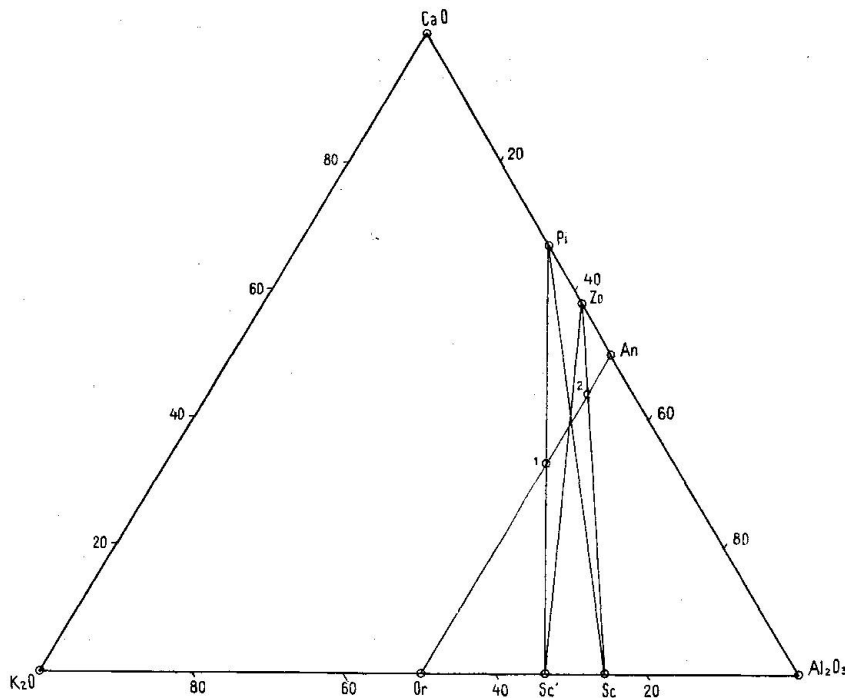
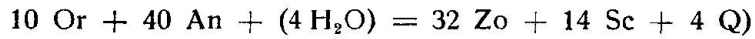


Fig. 15. Dreieck $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CaO}$

zur Veranschaulichung des Reaktionschemismus zwischen Or, An, Zo und Sc

Or = $(6 \text{ SiO}_2 \text{ Al}_2\text{O}_3 \text{ K}_2\text{O})$ Pi = $(6 \text{ SiO}_2 \text{ 2 Al}_2\text{O}_3 \text{ Fe}_2\text{O}_3 \text{ 4 CaO H}_2\text{O})$
An = $(2 \text{ SiO}_2 \text{ Al}_2\text{O}_3 \text{ CaO})$ Sc = $(6 \text{ SiO}_2 \text{ 3 Al}_2\text{O}_3 \text{ K}_2\text{O 2 H}_2\text{O})$
Zo = $(6 \text{ SiO}_2 \text{ 3 Al}_2\text{O}_3 \text{ 4 CaO H}_2\text{O})$ Sc' = $(7 \text{ SiO}_2 \text{ 2 Al}_2\text{O}_3 \text{ MgO K}_2\text{O 2 H}_2\text{O})$

Sc' stellt einen Al-armen und Si-reichen Glimmer dar, Sc den Ideal-Muskowit (vergleiche P. NIGGLI (53)).

In dieses Dreieck können wir den normativen Gehalt an Anorthit und Orthoklas einer Gesteinsanalyse eintragen, wenn wir

(k·alk) als K_2O
(al-alk + alk·k) als Al_2O_3 und
(al-alk) als CaO

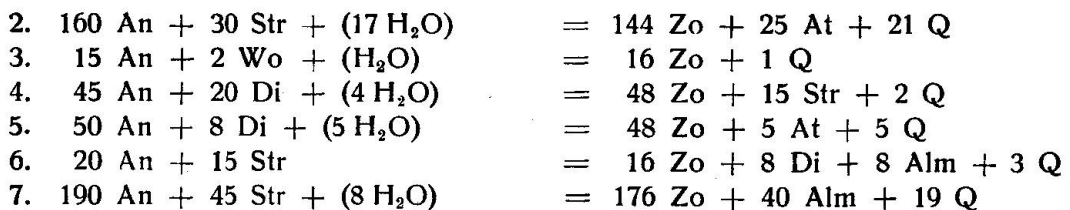
auf die Summe 100 bringen. Diese eingetragenen Analysenpunkte fallen immer auf die Linie Or-An³⁾.

³⁾ Dass die Analysenpunkte auf die Gerade Or-An fallen, ist selbstverständlich, da ja nur die Komponenten dieser Mineralien in das Dreieck ein-

Aus der Fig. 15 ergibt sich nun, dass bei Gesteinen, deren entsprechende Punkte zwischen Or und Punkt 1 fallen, bei der Metamorphose auch im günstigsten Falle nicht alles K des Gesteins in Sericit eingehen kann, also primäre K-Mineralien beständig bleiben müssen, wogegen bei Gesteinen, deren Analysen zwischen Punkt 1 und 2 fallen, bei der Reaktion alles K verbraucht werden kann, während bei einer Analyse, die zwischen Punkt 2 und An fällt, im entsprechenden Gestein nicht genügend K vorhanden ist, um das bei der Umwandlung des Anorthits in Zoisit frei werdende Al in Sericit abzusättigen.

Zwischen Punkt 1 und Or fallen die Analysen der leukogranitischen und der granitischen Magmengruppen. Die Magmen aus der trondhjemitischen Gruppe, die opdalitischen, eventuell normalgranitischen und normalgranodioritischen Magmen verteilen sich zu beiden Seiten des Punktes 1, wobei natrongranitaplitische und si-oligoklastische Magmen auch zwischen Punkt 2 und An fallen können. Zwischen Punkt 1 und 2 befinden sich vorwiegend Magmen der granodioritischen, quarzdioritischen und dioritischen Gruppen, doch treten Projektionspunkte leukopeléeitischer, peléeitischer und orbitischer Magmen auch zwischen Punkt 2 und An auf. Hier befinden sich vor allem die Analysenpunkte der gabbroiden, leukogabbroiden und der plagioklasitischen Gruppen, wobei leukomiharaitisch und oligoklastisch auch zwischen Punkt 1 und 2 fallen können.

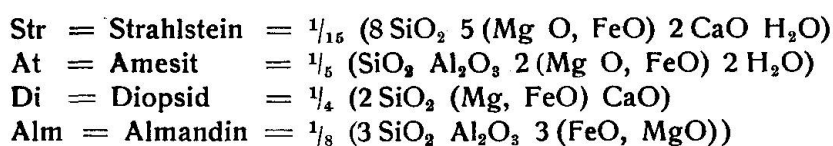
In Übereinstimmung damit finden wir in basischen Gesteinen, den Dioriten und besonders den Gabbros, ein starkes Überwiegen des Zoisits gegenüber dem Sericit der Saussurite, wobei Sericit vollständig zurücktreten kann. In dem Falle, wo K nicht mehr genügt, kann das frei werdende Al durch folgende Reaktionen gebunden werden:



getragen werden. Es ergibt sich dies aber auch aus der mathematischen Beziehung:

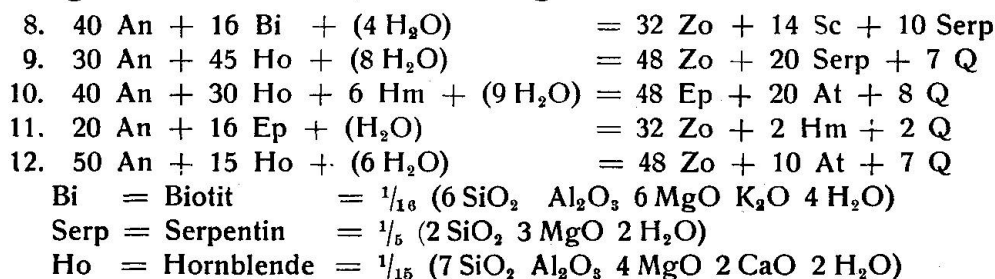
$$(k \cdot \text{alk}) + (\text{al-alk}) = (\text{al-alk} + k \cdot \text{alk}) \text{ und} \\ (k \cdot \text{alk}) + (\text{al-alk}) + (\text{al-alk}) + k \cdot \text{alk} = 100$$

das heisst: $(\text{al-alk} + \text{alk} \cdot k) = 50$, was der Geraden Or-An entspricht.



Diese Formeln zeigen deutlich, dass auch Chlorit, Strahlstein und Granat (siehe Seite 202) in Saussuriten auftreten können und nicht ohne weiteres als „unechte Füllung“ im Sinne ANGEL's übergangen werden dürfen. Aus den Formeln nach NIGGLI, die in guter Annäherung die Volum- und Gewichtprozent wiedergeben, ist zu sehen, dass diese Mineralien neben Zoisit stark zurücktreten, wie auch der bei Gleichung 1. entstandene Quarz. Bedenkt man, dass diese Reaktionen 2 bis 7 sich gegenseitig und mit Reaktion 1 überdecken können, so erklärt sich die starke Variabilität zwischen Zoisit und Sericit, die durch ein Wegwandern des einen oder andern Stoffes noch verstärkt werden kann, sehr gut. Reaktion 1 kommt ohne Zweifel die grösste Bedeutung zu. Dies gilt sicher für die Arollaserie, doch mag in andern Fällen Reaktion 8 die Hauptrolle spielen.

Dass Umwandlungsprodukte wie Chlorit, Strahlstein usw. in Saussuriten so selten sind, ist vielleicht damit zu erklären, dass frei werdendes Al als Hydroxyd wegwandert und Chlorit anderswo im Gestein gebildet wird. Immerhin wird in Saussuriten oft ein beträchtlicher Mg-Gehalt gefunden ((55) p. 6 z. B. 5,36 % MgO; 1,45 % (FeO, Fe₂O₃)). Es ist jedoch zu bedenken, dass diese Überlegungen nur bei normativem Mineralbestand strenge Geltung haben. In Wirklichkeit ist ja ein Teil des reaktionsfähigen Al in der Hornblende und im Biotit gebunden und kann dort Chlorit bilden, wodurch die, zu Wanderung leichter befähigten K- und Ca-Atome, frei werden. Der untergeordnete Chloritgehalt wird durch das Zuwandern von Ca und K leichter zu erklären sein, als durch das Wegwandern von Al. Es müssen demnach für die ganze Komplexheit der Erscheinungen auch folgende Reaktionen berücksichtigt werden:



Dass Stoffwanderungen im obigen Sinne vorhanden sein können, zeigt die Aggregierung von Zoisit in Flecken und einzelnen Zwillinglamellen, wie auch die zonare Anordnung von Sericit und Zoisit, die im Gegensatz zu einer Häufung der Mikrolithen in mehr oder weni-

ger idiomorphen Zonen, sicher nichts primäres darstellt. Man könnte dabei an einen Vorgang ähnlich der rhythmischen Fällung denken. Ein Beispiel, das durch diese Deutung aufs schönste erklärt wird, gibt CORNELIUS (21 p. 15). Er erwähnt aus Tonalitgneisen und Gabbroamphiboliten des Glocknergebietes Plagioklase, die in rundliche Teilindividuen zerfallen sind, wovon jedes im Kern sein mehr oder minder deutlich abgegrenztes Häufchen Mikrolithen enthält. Nach dem Gesagten darf jedenfalls nicht so streng zwischen Sericitisierung und Saussuritisierung (Zoisitbildung) der Plagioklase unterschieden werden. Die beiden Mineralbildungen sind miteinander gekoppelt, wenn auch ihre Verknüpfung, infolge des Hineinspielens anderer chemischer Vorgänge, nicht zur Bestimmung der primären Plagioklaszusammensetzung benützt werden darf.

Die Abhängigkeit der Sericitbildung und Zoisitbildung von der Basizität der Gesteine ist jedoch deutlich und ist auch von CORNELIUS hervorgehoben worden. Nach seiner Hypothese der Zufuhr K-haltiger Lösungen ist aber unerklärlich, warum ein Amphibolit oder Gabbro, der in Graniten eingeschlossen ist, nur Zoisit als Mikrolithmineral der Saussurite aufweist, während die Saussurite der Granite massenhaft Sericit führen. Zudem ist eine K-Zufuhr in Gesteinen mit Saussuriten nicht nachgewiesen, was in Graniten allerdings auch nicht leicht wäre, in Dioriten und Gabbros jedoch möglich sein müsste.

Im Falle der Arollaserie ist eine K-Zufuhr auch durch das Vorhandensein der albitisierten Mikrokline sehr unwahrscheinlich, um so sicherer aber der Alkaliaustausch. Zweifellos handelt es sich bei der Saussuritisierung um eine der typischen Mineralumwandlungen, wie sie im Gefolge der epizonalen Dislokationsmetamorphose auftreten.

Eigentümlich ist die relative Frische der Plagioklase der Gabbros des Mt. Collon. Vereinzelte Zoisitflecken und -besen sind allerdings auch hier die Regel, doch kann noch ein Anorthitgehalt bis 70 % beobachtet werden. Die Unversehrtheit erstreckt sich jedoch nicht nur auf den Plagioklas; auch der, Umwandlungen sonst leicht zugängliche Olivin, ist kaum serpentiniert. Es ist auch dies ein Beispiel der selektiven Metamorphose, wie sie KÜNDIG (42) dargestellt hat.

Wir fassen zusammen: Innerhalb der Epizone sind die Plagioklase der Arollagesteine unter Zersetzung ihres Anorthitanteils, mit hauptsächlichlicher Bildung von Zoisit und Sericit durch pseudomorphe Umwandlungen in Saussurit übergeführt worden. In den massigen

Gesteinen der Arollaserie kann der primäre Anorthitgehalt der Plagioklase meist nicht mehr festgestellt werden. Die in den Saussuriten neben Zoisit und Sericit neu entstandenen selteneren Mineralien wie Chlorit, Strahlstein, Granat und Quarz können ebenfalls Reaktionsprodukte der Anorthitzersetzung darstellen. Art, Menge und Mengenverhältnisse dieser Mineralien sind abhängig: 1. Vom primären Anorthitgehalt der Plagioklase; 2. Von der chemischen Zusammensetzung der Reaktionsprodukte und 3. Vom Bauschalchemismus des Gesteins. Letzterer Umstand macht die Mitwirkung K-haltiger Lösungen bei der Umwandlung der Plagioklase unwahrscheinlich. Für die Arollaserie, in der auch die primären K-Mineralien stark zersetzt sind, kann sogar mit Sicherheit gesagt werden, dass das K der Saussurite aus dem Gestein selbst stammt.

c) Hornblende

In allen massigen Graniten, den basischen Schlieren und Dioriten, zeigt die Hornblende ähnliche Beschaffenheit, ähnliche Farbe und Pleochroismus. Es handelt sich um eine primär magmatische, grüne, gemeine Hornblende. Infolge der starken Eigenfarbe ist ihr optisches Verhalten schwierig zu bestimmen. Die Schwankungen von c/n_γ und $2V_\alpha$ innerhalb der Hornblenden eines Granitschliffes sind nicht viel geringer als die zwischen den Hornblenden der Granite und der der Diorite.

Hornblende aus:	Pleochroismus	c/n_γ	$2V_\alpha$
Graniten	$n_\gamma = n_\beta$ olivgrün	18—22°	74—78°
	n_α gelbgrün		
Dioriten	$n_\gamma = n_\beta$ olivgrün	19—21°	69—76°
	n_α gelbgrün		
Hornblenditen und einzelnen Dioriten	$n_\gamma = n_\beta$ grünbraun	13—17°	67—70°
	n_α gelbbraun		
Paraamphiboliten	$n_\gamma = n_\beta$ braungrün	16—17°	63—68°
	n_α hellbräunlichgrün		

In Graniten, Dioriten und Paraamphiboliten ist die Hornblende zum Teil gut idiomorph und oft mit Biotit vergesellschaftet. Zwillinge nach (100) sind nicht sehr häufig. Die Hornblende enthält Einschlüsse von idiomorphem Apatit, Zirkon und Erz, seltener von xenomorphem Biotit, Plagioklas und Quarz. Erzeinschlüsse sind besonders häufig in den Hornblenden der Diorite der Becca Morion und weisen hier einen feinen Reaktionsrand von Titanit auf, der sowohl primärer als auch sekundärer Natur sein kann.

Die epimetamorphen Umwandlungsprodukte der Hornblende, die im Gefolge der Dislokationsmetamorphose entstanden sind, sind in allen Gesteinen die gleichen, doch variiert das Mengenverhältnis

der neu entstandenen Mineralien. Es sind dies Strahlstein, Epidot, Chlorit und untergeordnet Titanit und Erz. In den massigen Gesteinen sind die Umwandlungen nur schwach, dagegen können sie in den flaserigen Gneisen sehr schön beobachtet werden.

Die verbreitetste Umwandlung ist eine Ausbleichung der Hornblende unter angenäherter Beibehaltung der optischen und kristallographischen Orientierung (Fig. 16). Offenbar bleibt auch hier das Si-Al-Grundgerüst erhalten. Die neue strahlsteinartige Hornblende zeigt schwachen Pleochroismus mit n_α farblos bis leicht grün; n_β schwach grünlich; n_γ schwach bläulich-grün bis grünlich. Die optischen Daten sind: c/n_γ 14—16°; $2V_\alpha$ 80—84°. Nach WINCHELL (87) handelt es sich um ein Aktinolithglied der Strahlsteingruppe.

Die Ausbleichung der Hornblende beginnt mit einer Aufhellung der Farbe an deren Ränder. Seltener dringt sie auf Adern ein, kann aber auch fleckenartig im Innern auftreten. Die Doppelbrechung wird meist etwas grösser, kann eigentümlicherweise aber auch fallen. Ebenso steigt $2V_\alpha$ etwas an, während c/n_γ etwas kleiner wird. Die Ausbleichung geht in den flaserigen Gneisen sehr weit. Die Porphyroklasten der primären Hornblende sind hier von einem breiten Saum von Strahlstein umgeben und werden rasch vollständig umgewandelt. Die Grenze zwischen primärer Hornblende und Strahlstein ist gewöhnlich sehr scharf und ohne Übergangszone. Hin und wieder sind jedoch zwei Stufen der Ausbleichung zu beobachten. Um einen Kern primärer Hornblende folgt dann eine schwächer, oft etwas bläulich gefärbte Zone, die nach aussen in eine fast farblose übergeht. Dass es sich hier nicht um Zonarstruktur handelt, sieht man an dem unruhigen Verlauf der Grenze.

STAUB (72) konnte bei den ausgebleichten Hornblenden der Sellamonzonite ebenfalls einen blauen Rand gegen die primären Hornblenden beobachten, den er auf Anreicherung der Alkalien zurückführte. In der Arollaserie ist dieser bläuliche Rand nur selten und schwach ausgebildet, mit Ausnahme eines einzigen Falles, der die Deutung von STAUB bestätigt. In einem Hornblendit wird eine bräunlichgrüne Hornblende in Epidot und Glaukophan umgewandelt, der seinerseits teilweise in Chlorit überzugehen scheint (Fig. 17). Farbe und Pleochroismus der neu gebildeten Hornblende sind: n_α hellblauviolett; n_β farblos; n_γ blau; c/n_γ 20°; $2V_\alpha$ 47°. Nach WINCHELL (87) ist dies ein Glaukophan mit anormaler Optik, die wohl durch einen relativ hohen Gehalt an $[\text{Si}_{14}\text{Al}_2\text{O}_{44}(\text{OH})_4 | \text{Al}_2\text{Mg}_8] \text{Ca}_4$ verursacht wird. Die schwach bläulichen Hornblenderänder in den

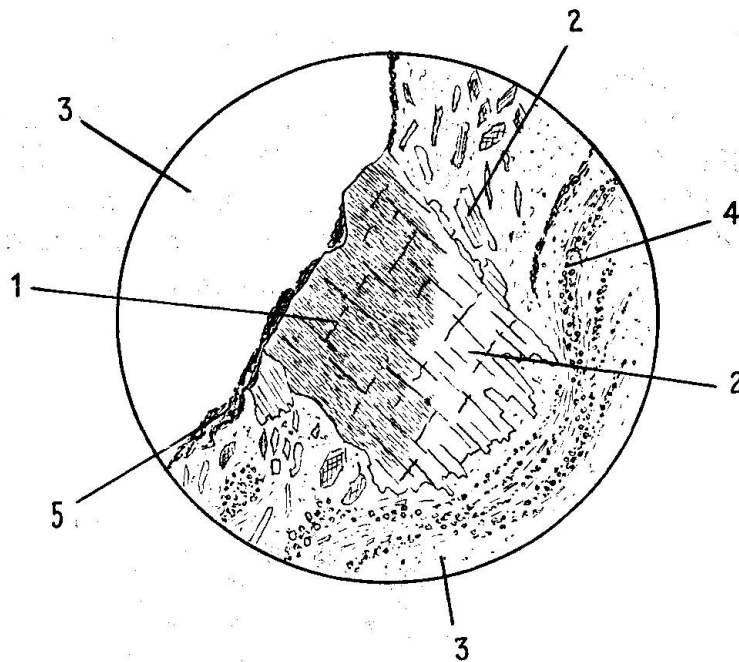


Fig. 16a

Umwandlung von primärer Hornblende in Strahlstein in lentikularem Granit

1. primäre Hornblende $c/n_{\gamma} 19^{\circ} 2V_{\alpha} 74^{\circ}$
2. ausgebleichter Strahlsteinrand $c/n_{\gamma} 14^{\circ} 2V_{\alpha} 82^{\circ}$
3. granoblastisches Quarz-Albitgefüge
4. Sericit und Zoisit
5. Leukoxen

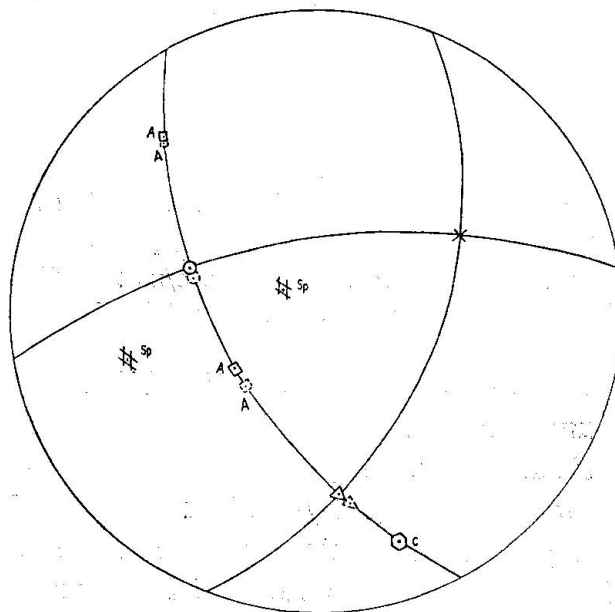


Fig. 16b. *Stereographische Projektion der Hornblenden aus Figur 16a*
 primäre, granitische Hornblende $c/n_{\gamma} 19^{\circ} 2V_{\alpha} 74^{\circ}$ (ausgezogen)
 randliche, strahlsteinartige Hornblende $c/n_{\gamma} 14^{\circ} 2V_{\alpha} 82^{\circ}$ (gestrichelt)

Graniten können demnach auf einen geringen Glaukophangehalt zurückgeführt werden.

Die Umwandlung der Hornblende in Epidot ist bedeutend seltener als die Strahlsteinbildung und tritt meist in Verbindung mit dieser auf. Nur in vereinzelten Fällen können ganze Hornblende-individuen der Epidotbildung anheimfallen, sodass nur noch einzelne vollständig frisch erscheinende Hornblendeinseln im Epidot beob-

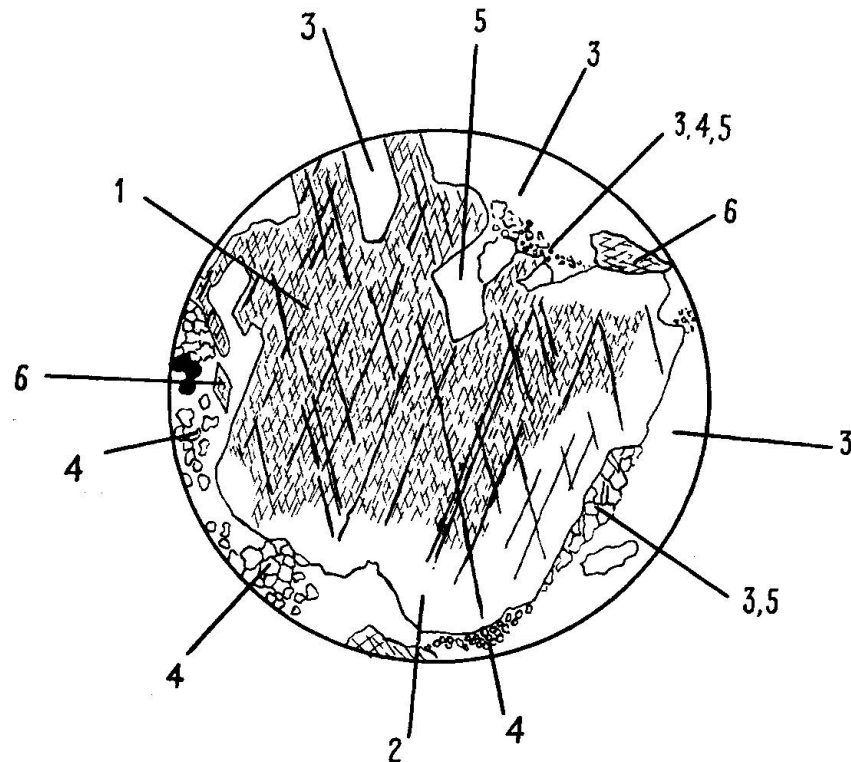


Fig. 17a

Umwandlung von primärer Hornblende in Glaukophan in Hornblendit

1. primäre Hornblende $c/n_{\gamma} 16^{\circ} \quad 2V_{\alpha} 68^{\circ}$
2. blau-pleochroitische Hornblende $c/n_{\gamma} 20^{\circ} \quad 2V_{\alpha} 47^{\circ}$
3. Chlorit 4. Epidot 5. Albit 6. Titanit

achtet werden können (Fig. 18). Gewöhnlich bildet jedoch der Epidot gut begrenzte rundliche Körner am Rande der Hornblende. Durch Messungen am Fedorowtisch ergab sich $2V_{\alpha}$ zu $77-81^{\circ}$, was einem mittleren Wert von 20—24 % hypothetischem Fe-Epidot entspricht (25). Er ist gelb gefärbt und zeigt deutlichen Pleochroismus.

Die Chloritisierung der Hornblende tritt neben der Strahlsteinbildung ebenfalls zurück. Die Grenze zwischen Hornblende und Chlorit ist stark gelappt und zeigt tiefe Ausbuchtungen. In der Regel ist der Chlorit nur als schmale Randzone und in einzelnen selbständigen Blättchen um den Strahlstein angeordnet. Er ist grün bis gelb

pleochroitisch und zeigt die blauen bis violetten Interferenzfarben des Pennin. Seltener und besonders in basischen Gesteinen ist die Doppelbrechung etwas höher, was auf einen amesitreichen Chlorit hinweist.

Über die gegenseitigen Beziehungen von Strahlstein, Chlorit und Epidot kann folgendes gesagt werden: In granitischen Gesteinen sind Epidot und Chlorit untergeordnet, dagegen in intermediären und besonders den basischen Gesteinen etwas häufiger, obwohl auch hier Strahlstein gewöhnlich überwiegt. In den Graniten ist deutlich, dass

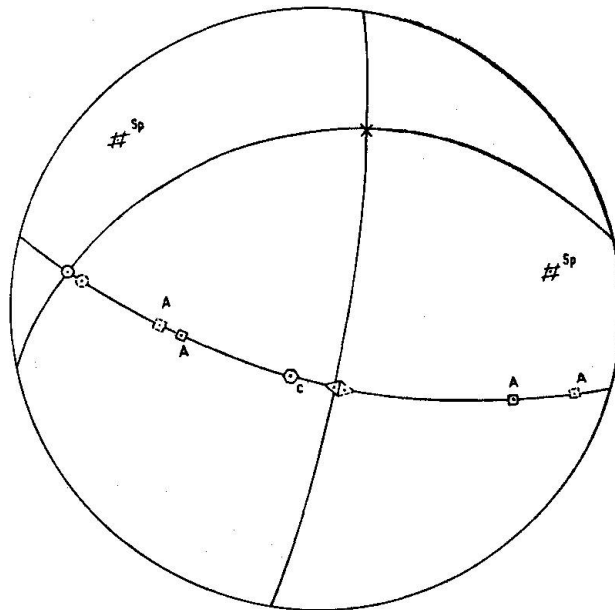


Fig. 17b

Fig. 17b. *Stereographische Projektion der Hornblenden aus Figur 17a*
 primäre, braune Hornblende aus Hornblendit $c/n_{\gamma} 16^{\circ} 2V_{\alpha} 68^{\circ}$
 (ausgezogen)
 sekundäre, blau-pleochroitische Hornblende $c/n_{\gamma} 20^{\circ} 2V_{\alpha} 47^{\circ}$
 (gestrichelt)

sich Chlorit und Epidot in der Nähe des Biotites, der ebenfalls in Chlorit umgewandelt wird, häufiger bilden, begleitet von einer Titanitausscheidung. Dass sich der Chlorit gewöhnlich am Rande und in den Zwickeln des Strahlsteins befindet, deutet darauf hin, dass auch dem Al eine geringe Wanderungsmöglichkeit zugesprochen werden muss (23 p. 14). In dioritischen Gesteinen ist Chlorit etwas häufiger und sein Rand um die primären Hornblenden etwas kräftiger ausgebildet. In einzelnen Hornblenditen kann der Chloritgehalt sogar stark ansteigen. Die Abhängigkeit der Chloritbildung von der Basizität des Gesteins ist jedoch weniger deutlich als die Abhängigkeit von der Sericitmenge der Saussurite, was mit dem Frühergesagten

gut übereinstimmt (Seite 209). In den Dioriten der Comba della Sassa, in deren Saussuriten relativ viel Sericit vorhanden ist, ist die Chloritbildung gering, wogegen in den Dioriten der Becca Morion, deren Saussurite nur sehr untergeordnet Sericite führen, Chlorit häufiger auftritt. Hier werden die Hornblendeindividuen in ein Aggregat von spiessigem Strahlstein, Chlorit und Epidot aufgelöst, wobei die einzelnen Strahlsteinfasern oft verschieden orientiert sind. Die Umwandlung beginnt mit einer fleckenartigen Auflösung der Hornblende in Chlorit, Epidot und Strahlstein. Um diese Umwandlungsprodukte,

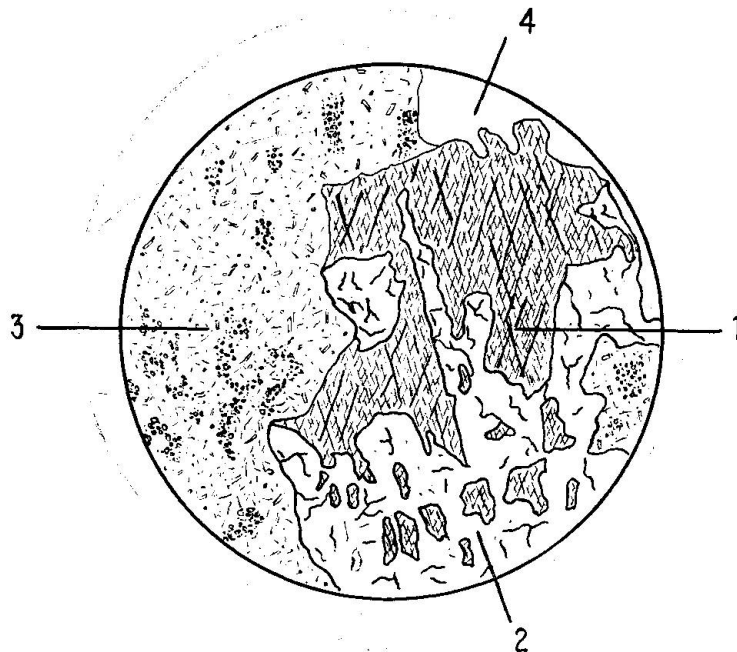


Fig. 18. *Umwandlung von Hornblende in Epidot in massigem Granit*

1. Hornblende 2. Epidot 3. Saussurit 4. Quarz

die oft noch die idiomorphe Gestalt der Hornblende besitzen, ist wieder ein schmaler Saum von Chlorit vorhanden.

In den Gesteinen mit granitischem und farsunditischem Chemismus ist die Epidot- und Chloritbildung in den flaserigen Typen etwas grösser als in den massigen. Hie und da werden dann Hornblenden mit einem reinen Strahlsteinrand beobachtet, deren Kern in Strahlstein, Epidot und Chlorit zerfällt. Es mag dies damit erklärt werden, dass letzte Reste des Anorthits der Plagioklase unter Ca-Verbrauch in Zoisit umgewandelt werden, oder dass sich Al im Kern etwas anreichern kann, entsprechend den Alkalien.

In einzelnen Fällen ist neben Chlorit und Epidot auch Calcit als Umwandlungsprodukt zu erkennen. Hier zeigt das Zurücktreten des Strahlsteins deutlich, dass es sich nicht um eine Zufuhr von

Calcit, sondern von CO_2 -haltigen Wässern handelt, die besonders stark auf die Hornblende und weniger auf den Anorthit einzuwirken scheinen. Im ganzen ist diese Calcitbildung jedoch untergeordnet.

Die chemischen Beziehungen zwischen Hornblende, Strahlstein, Chlorit und Epidot können im Dreieck Ca-(Mg, Fe)-Al gut überblickt werden. In der entsprechenden Fig. 19 sind die Hornblendeanalysen unter Abzug der Alkalien und der entsprechenden Mengen Al zur Feldspatbildung eingetragen worden. Für K sollte zur Sericitbildung etwas mehr Al berechnet werden, doch ist der k-Wert der

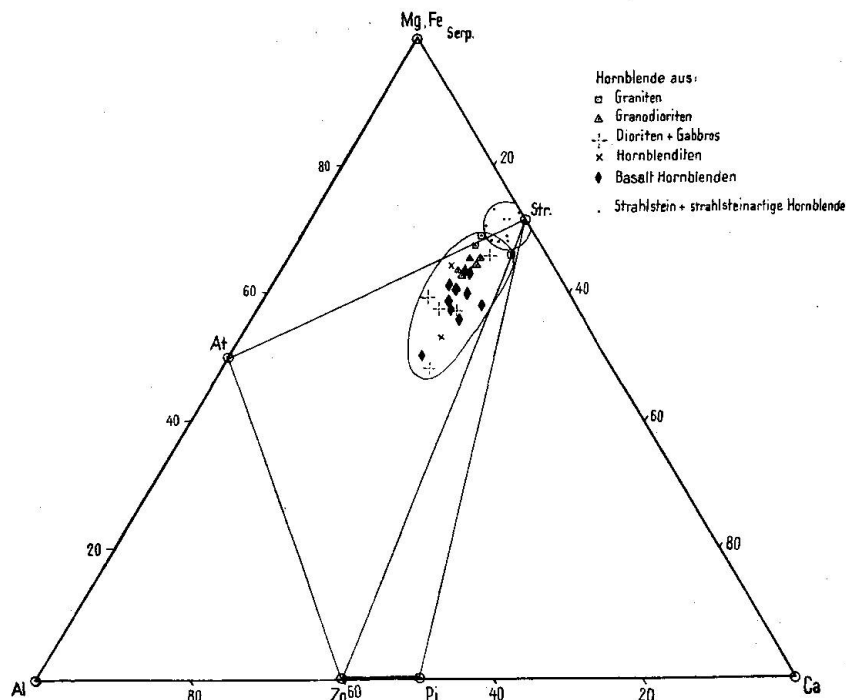


Fig. 19. Projektionspunkte der Hornblenden im Dreieck Al, Mg Fe, Ca. Eingetragen wurden die Restanalysen nach Abzug der Alkalien als Feldspäte

Hornblenden so klein, dass diese Sericit- anstatt Orthoklasbildung vernachlässigt werden darf.

Das Dreieck vermag alle Beobachtungen auf das schönste zu erklären. Die Hornblenden nehmen ein langgezogenes Feld nahe und ungefähr parallel der Linie Strahlstein-Zoisit ein. Die Hornblenden der Granite schliessen sich lückenlos an die strahlsteinartigen Hornblenden der Epizone an. Dass die Umwandlungsprodukte relativ reich an $[\text{Si}_{14}\text{Al}_2\text{O}_{40}(\text{OH})_4] \text{Al}_2\text{Mg}_8 \text{Ca}_4$ sind, haben wir auch im Falle des Glaukophans gesehen. Auf die granitischen Hornblenden folgen gegen höheren Al-Gehalt die Hornblenden aus Syeniten und Granodioriten und darauf diejenigen aus Dioriten, Gabbros und

Hornblenditen mit den basaltischen und pargasitischen Hornblenden. Bei den Al-reichen Hornblenden wird mehr Chlorit und Epidot entstehen müssen, doch wird, wie wir aus dem Dreieck ersehen können, Strahlstein immer noch eine Hauptkomponente darstellen. Allerdings können einige extrem Al-reiche Glieder der Hornblenden auch schon durch Serpentin und Epidot ausgedrückt werden: Dies ist jedoch, wie wir später sehen werden, aus mineralparagenetischen Gründen in der Natur nicht zu erwarten.

d) Biotit

Primärer, frischer Biotit besitzt in allen Gesteinen der Arollaserie, in denen er auftritt, gleiche Farbe; n_α hell gelbbraun, $n_\beta = n_\gamma$ dunkelbraun. $2V_\alpha$ ist immer klein. Die Blättchen sind gut idiomorph ausgebildet. Die epimetamorphen Umwandlungserscheinungen sind bedeutend komplexer als die der Hornblende und vom chemischen Standpunkt weniger eindeutig. In allen Fällen hat zweifellos Stoffzu- oder -wegfuhr stattgefunden. An Stelle zersetzter Biotite finden wir Sericit, Chlorit, Albit, Quarz, Epidot, Strahlstein, Rutil und Titanit. Die beiden letzteren, besonders aber Rutil, sind für die Umwandlungsprodukte des Biotits sehr charakteristisch und gestatten eine einwandfreie Deutung der Reaktionsprodukte auch in den flaserigen Gneisen, in denen primärer Biotit normalerweise nicht mehr vorhanden ist.

Die Umwandlung des Biotits beginnt gewöhnlich mit einer Ausscheidung von Titanoxyd, unter Bildung eines feinen Sagenitgewebes und nachheriger starker Ausbleichung. Auf diese Ausbleichung folgt die Bildung von Sericit und Chlorit, Quarz oder Albit, in denen die feinen Rutilnadeln immer noch gut erhalten sind. Quarz wird dabei nur als Randzone des Biotits gebildet, während Sericit, Chlorit und Albit ganze Körner ersetzen können und zum Teil von Quarz begleitet sind. Die Chloritisierung ist unter den Umwandlungen des Biotits am verbreitetsten und wird normalerweise nur von Sagenitbildung begleitet. Es treten sowohl klinochlor- als auch penninartige Chloritglieder auf. Die Sericitbildung ist in den Graniten häufig. Seltener sind Albite, verzwillingt nach dem Albitgesetz, und besonders Quarz. Strahlstein und Epidot finden sich als Umwandlungsprodukte des Biotits nur in der Nähe der Hornblende. Dann tritt auch häufig Titanit und Leukoxen auf. Epidot und Strahlstein bilden meist grössere, gut begrenzte Körner. In kleineren Individuen ist Strahlstein als randliche Bildung des chloritisierten Biotits sehr häufig. Dies besonders gegen Quarz, in den er spiessig hineinstrahlt. Oft tritt er

auch gemeinsam mit Albit auf. Sehr kleine Strahlsteinnädelchen können hin und wieder im ausgebleichten Biotit beobachtet werden, in der gleichen Orientierung wie die Nadeln des Rutils.

Der in der Hornblende eingeschlossene Biotit zeigt bei seiner Zersetzung keine Ausbleichung, sondern ein intensiveres Braun als primär. MILCH hat diese Biotite ebenfalls beschrieben und glaubte, in ihnen Neubildungen sehen zu müssen. Umwandlungen in Chlorit sind jedoch deutlich. Zudem treten diese braunen Biotite in den Gneisen nie auf, was wohl der Fall sein könnte, wenn es sich um Neubildungen handeln würde. Als Neubildung konnte ich jedoch, übereinstimmend mit MILCH, in Phengit-Alkalifeldspatgneise einen grünen Biotit beobachten. Meist ist er mit Phengit oder dem spärlichen Chlorit vergesellschaftet. Er bildet kleine Schuppen mit starkem Pleochroismus von hell- zu dunkelgrün. Die Doppelbrechung ist sehr stark und $2V_a$ um 0° . Ähnliche Biotite, jedoch mit einem Achsenwinkel bis zu 10° , sind auch von GANSSER (31) aus Ophiolithen beschrieben worden. Ebenso von PHILLIPS (58) aus den „Green bed groups of Scottish Dalradian“. Hier ist jedoch das Auftreten dieser grünen Biotite deutlich an eine etwas höhere Stufe der Metamorphose gebunden, als sie normalerweise die Arollaserie erfahren hat.

Diese Umwandlungserscheinungen des Biotits sind auch von CORNELIUS (20) und STAUB (72) beschrieben worden. Die beiden Forscher glaubten die Sagenit- und Quarzbildung nicht als Umwandlung in der Épizone, sondern als Prozesse einer spätmagmatischen Phase deuten zu müssen. In der Arollaserie lassen sich hierfür keine Beweise finden. Dass die Sagenit- und offenbar auch die Quarzbildung der Chloritisierung vorausläuft, ist nicht beweisend. Eine Erzausscheidung und Auslaugung der Biotite ist auch aus der Verwitterungszone bekannt geworden (35 p. 58). STAUB parallelisiert auch die Quarzbildung mit der Baueritisierung RINNE's. Dass nun in dieser Tiefenstufe an Stelle des Kieselsäure-Gels Quarz entsteht, braucht nicht auf magmatische Erscheinungen zurückgeführt zu werden, da die Umkristallisation des Quarzes in den Arollagneisen oft zu beobachten ist.

Die Quarz- und Albitbildung stellen sicher stark verschiedene Prozesse gegenüber der Chloritisierung und Sericitisierung dar. Im ersten Fall findet ein vollständiger Abbau des Biotits statt, unter Auslaugung aller Komponenten (45). Bei der Bildung von Chlorit und Sericit ist dagegen eher an einen Umbau des Biotits, unter Beibehaltung der Schichtstruktur zu denken.

e) Quarz

Obwohl Quarz als Durchläufer durch die verschiedenen Tiefenstufen der Metamorphose keine chemischen Umwandlungen erfährt, soll er hier doch kurz behandelt werden, da er, gerade infolge seiner chemischen Stabilität, mechanische Umformungen auf das schönste zeigt. Als primäre Einschlüsse enthält er zur Seltenheit einzelne kleine Biotitblättchen. Seine Form ist durchwegs xenomorph.

Die Druck- und Pressungserscheinungen, die FRIEDLÄNDER (30) aus den Gesteinen des Somvixerzwischenmassivs zusammengestellt hat, konnten in den massigen und lentikularen Gesteinen der Arollaserie ebenfalls beobachtet werden. Es sind dies:

- undulöse und kataklastische Auslöschung
- zahnig-lappiges Ineinandergreifen, Mörtelbildungen
- reihenweise geordnete, punktförmige Einschlüsse
- Spaltrisse
- Zweiachsigkeit
- Böhmsche Streifung
- scheinbare Zwillingslamellierung.

Die punktförmigen Einschlüsse sind immer auf Ebenen angeordnet und es ist nicht ganz eindeutig, ob es sich nicht um primäre Einschlüsse handelt.

Die beobachteten Spaltrisse decken sich mit den von HOLMQUIST (39) beschriebenen. Sie treten nicht in Scharen auf, sondern als einzelne geradlinige, zum Teil gewinkelte Risse. Nach HOLMQUIST handelt es sich um eine schlechte Spaltbarkeit nach dem Rhomboeder, der Basis und dem Prisma. Im ersten Falle verlaufen die Spaltrisse diagonal zu den Auslöschungsrichtungen und schneiden sich in einem Winkel von angenähert 90° . Diese Spaltbarkeit ist bedeutend häufiger als die beiden andern, deren Spuren parallel den Auslöschungsrichtungen verlaufen.

Die Böhmsche-Streifung wurde, abweichend zu den meisten Literaturangaben, nur selten parallel n_a' beobachtet; gewöhnlich bildet sie mit den Auslöschungsrichtungen einen Winkel von $15-45^{\circ}$. Sind zwei Systeme von Streifen vorhanden, so stehen sie angenähert senkrecht aufeinander und verlaufen zuweilen den Spaltrissen des Rhomboeders parallel. Die Doppelbrechung dieser Streifen ist um geringes höher als die des normalen Quarzes. Von FISCHER (29) wurde die Differenz zu 0,001 festgestellt.

Zwillingsähnliche Streifung, die sich von der häufigeren Böhmschen-Streifung unterscheidet, und wie sie ebenfalls von FISCHER beschrieben wurde, konnte in einigen Quarzen gut beobachtet werden.

Lamellen „wie mit dem Lineal gezogen“ durchziehen die Körner parallel n_{γ}' oder bilden mit ihm einen Winkel bis zu 5° . Der Winkel zwischen n_{γ}' des Quarzkornes und dem der Lamelle steigt jedoch höchstens bis 3° an. Solche scharf und geradlinig begrenzte Teile können auch felderartig auftreten.

Die Quarzindividuen der massigen Gesteine und die Quarzporphyroklasten der flaserigen Gneise zeigen alle undulöse Auslöschung und deutliche Zweiachsigkeit. Ist die undulöse Auslöschung nur schwach, so bewegt sich ein Schattenbalken über das Quarzkorn hinweg, oft kreisförmig um einen vorspringenden Punkt am Rande oder um eingewachsene Strahlsteinnadeln. Diese Quarze zeigen besonders starke Zweiachsigkeit. Wahrscheinlich handelt es sich hier um blosse Spannungserscheinungen ohne Bruch. Wird die undulöse Auslöschung stärker, so bewegen sich die Schatten n_{γ}' parallel gleichmässig über das ganze Quarzkorn hinweg. Bei weiterer Zunahme der Intensität wird sie draperie- oder treppenartig, indem die Dunkelstellung sprungartig auf einzelne langgestreckte n_{γ}' subparallel gerichtete Teile, die Undulationsstengel, übergeht.

Von Interesse ist die Beobachtung, dass diese Undulationsstengel in einzelnen wenigen Fällen auch parallel n_{α}' verlaufen können. Es ist dies nur dann der Fall, wenn n_{α}' angenähert parallel der Schieferungsrichtung des Gneises ist ($0-10^{\circ}$). Undulationsstengel parallel n_{γ}' sind jedoch auch hier das normale und diejenigen nach n_{α}' löschen in sich wieder undulös aus, indem Schatten parallel zu n_{γ}' gleichmässig über sie hinwegstreichen. Die beiden Systeme von Undulationsstengel können sich überlagern, wodurch das Quarzkorn parkettartig aufgelöst wird. Dies ist besonders dann der Fall, wenn n_{α}' einen kleinen Winkel mit der Schieferungsrichtung einschliesst ($0-30^{\circ}$). Es sind diese Körner nicht immer Basisschnitte, wie HOLMQUIST angibt.

Nach der heutigen Ansicht ist diese undulöse Auslöschung auf eine rupturale Deformation der Quarzkörner zurückzuführen, während die Böhmsche-Streifung eher eine Translation mit Ausbildung gespannter Gitterkomplexe darstellt. Dafür spricht vor allem die Beobachtung von STORZ (74), dass in eingekieselten Sandsteinen die undulöse Auslöschung vom ergänzenden Zement in allen Feinheiten übernommen wird, nicht aber die Böhmsche-Streifung. WENK (86) konnte auch beobachten, dass Gleitflächen mit Mörtelbildung aus Böhmscher-Streifung hervorgehen kann, eine Beobachtung, die ich nirgends wahrnehmen konnte. Viel häufiger sind diese Mörtelschnüre an Grenzflächen zwischen den Undulationsstengel entstanden. Von

WENK (86) wurden die optischen Achsen der Undulationsstengel eingemessen und gefunden, dass der Bereich, den die Achsen solcher undulös auslöschender Körner durchlaufen, der gleiche ist, indem sich auch rupturell zerlegte Körner bewegen, die einem Überindividuum angehören. Dies zeigt, dass die Grenze zwischen Sandquarz und undulös auslöschenden Körnern willkürlich gezogen werden muss.

Die zwillingsähnlichen Streifen, die quer zu den Undulationsstengeln, parallel n_a verlaufen, sind in den verschiedenen Feldern um den gleichen Betrag geknickt, der den Auslöschungsdifferenzen der einzelnen Felder zukommt.

Bei stärkerer Differentialbewegung erfolgt ein Auswalzen der Quarzkörner unter Bildung von Mörtelquarz. Dass dabei eine Einregelung der Quarzkörner, die hier statistisch nicht festgehalten wurde, mit dem Gipsblättchen jedoch gut zu erkennen ist, nach dem Prinzip der Translation: SANDER (66), SCHMIDT (70) und der Biegegleitung: MÜGGE (48), WENK (86) stattfindet, ist oft schön zu beobachten, besonders in einigen wenigen Fällen, in denen die Quarzkörner, auch ohne Bildung von Mörtel, scheinbar bruchlos ausgewalzt wurden (Fig. 1, Tafel I und Fig. 3, Tafel II). In einem Teig zersetzter Feldspate, der nur wenige Bewegungsspuren zeigt, liegen lange, schmale Quarzkörner mit starker undulöser Auslöschung, die deutlich ausgewalzt sind. n_γ dieser Körner ist angenähert parallel ihrer Längsrichtung, ändert jedoch seine Lage kontinuierlich von einem Ende zum andern. Es scheint sich hier um ein besonders schönes Beispiel der Biegegleitung zu handeln. Rotationen konnten an Quarzkörnern nicht beobachtet werden.

In den flaserigen Gneisen zeigen Körner mit Durchmesser kleiner als 0,07 mm nur selten undulöse Auslöschung. Unter 0,03 mm kann sie meist auf eine Überlagerung von zwei Körnern zurückgeführt werden. Damit in Übereinstimmung ist die Beobachtung, dass die Undulationsstengel nicht bis zu kleinsten Dimensionen hinuntergehen, ihre Breite vielmehr immer über 0,02 mm liegt.

Die Frage der Rekristallisation des Quarzes ist infolge seiner Reinheit schwer zu beantworten. Die einzelnen kleinen Quarzkörner, die oft in den feinkörnigen kristalloblastischen Albitgefügen zu beobachten sind, können zweifellos als Neubildungen betrachtet werden. Auch an ihnen kann mit dem Gipsblättchen eine Regelung festgestellt werden, die in diesem Fall auf Abbildungskristallisation des Stresses zurückzuführen ist. Ebenso scheint mir das zahnige Inein-

andergreifen verschiedener Quarzkörner zum Teil auf eine nachtektonische Umkristallisation kleiner Mörtelquarze zurückzuführen zu sein.

3. DIE EPIZONALE MINERALFACIES DER AROLLASERIE

Bei der petrographischen Beschreibung der Eruptivgesteine ist es seit einiger Zeit üblich, neben dem Modus auch die aus der Bauschalanalyse berechnete Norm anzugeben. Die Berechnung folgt einem bestimmten Schema, der sogenannten Normberechnung. Sie stützt sich annäherungsweise auf die Stabilitätsfelder der in idealisierter Form in Rechnung gestellten Kristallisationssysteme, soweit sie durch experimentelle Untersuchungen an vereinfachten Fällen bekannt geworden sind. Der Vergleich zwischen dem modalen (wirklichen) und dem normativen (berechneten) Mineralbestand erlaubt Einblicke in die Beziehungen der Heteromorphie und gestattet umgekehrt, genaueres über die Stabilitätsfelder oder Bildungsbereiche der ja stets komplexen Mineralien auszusagen.

Bei den Gesteinen der Epizone ist eine quantitative Berechnung des Mineralbestandes um so erwünschter, als der Ausmessung der Schliffe erhebliche Schwierigkeiten im Wege stehen. Trotzdem werden diese Berechnungen für die Epizone nur selten durchgeführt, da die Bildungs- oder gar Stabilitätsfelder der Mineralien bei den chemisch-physikalischen Bedingungen der Epizone nur ungenügend bekannt sind und die gewichtsprozentische Berechnung des Mineralbestandes aus der Bauschalanalyse mit mühseligen Rechnungen verbunden ist. Bei einer molekularen Berechnungsart werden die Schwierigkeiten bedeutend geringer; deshalb leistet der molekularprozentische Berechnungsmodus von P. NIGGLI (50) hier gute Dienste. Durch geeignete und gesetzmässige Annahme der Formelgrössen der Mineralien werden ihre Äquivalentgewichte einander ähnlich, so dass ihre „Molekular“-Prozente bei diesen entsprechenden Formelgrössen denen der Gewichtsprozente vergleichbar werden. Umrechnungen können molekular vorgenommen werden, wodurch sie sich sehr vereinfachen.

Im Folgenden soll versucht werden, für die Epigesteine der Arollaserie, auf Grund der bis heute bekannten Daten des Zusammenkommens der Epimineralien, eine normative Berechnungsart festzulegen. Die Berechnungsart wird für eine bestimmte Mineralfacies unter bestimmten Bedingungen Geltung haben. Analoge Berechnungen anderer Beispiele werden erlauben, Lücken aufzudecken und die Heteromorphiebeziehungen und Faciesbereiche innerhalb der Epizone zu erkennen.

Als für die Epizone oder Grünschieferfacies besonders typische Mineralien gibt ESKOLA (26) Albit, Sericit, Talk, Serpentin, Epidot Calcit und Dolomit an. Ebenso charakteristisch dürfte das Auftreten von Strahlstein sein. Unter welchen Umständen Orthoklas und Diopsid an Stelle von Sericit und Strahlstein treten, ist noch genauer abzuklären.

F. J. TURNER glaubte das Auftreten von Orthoklas oder Sericit auf den verschiedenen Wassergehalt der Gesteine zurückführen zu können. Er schreibt (83 p. 413) „Doubtless the quantity of available water is the main factor that determines whether the reconstituted assemblage will be quartz-sericite-chlorite or quartz-microcline-chlorite, and both must therefore be regarded as equilibrium assemblages under conditions of high stress and low temperature.“ In diesem Falle müsste, durch wechselnden Wassergehalt bedingt, eine Reaktion stattfinden, die, mit den extremen Chloritendgliedern ausgedrückt, folgendermassen lauten müsste (vergleiche Fig. 20):

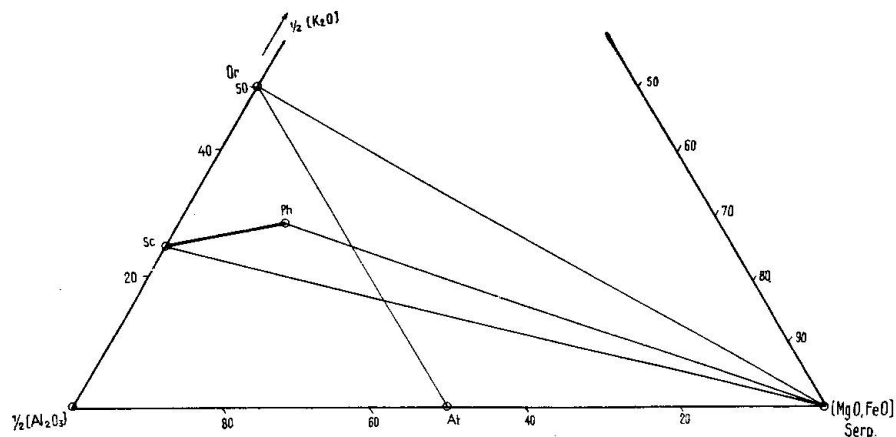
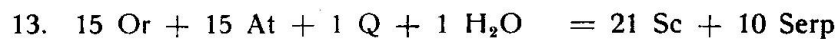
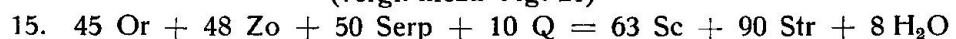
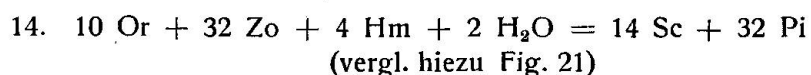


Fig. 20. Dreieck $1/2 (\text{Al}_2\text{O}_3)$, (MgO, FeO) , $1/2 (\text{K}_2\text{O})$

Zur Veranschaulichung der Reaktionen zwischen Amesit (At), Serpentin (Serp), Orthoklas (Or), Sericit (Sc) und Phengit (Ph)

Weitere Umwandlungsgleichungen von Orthoklas in Sericit sind:



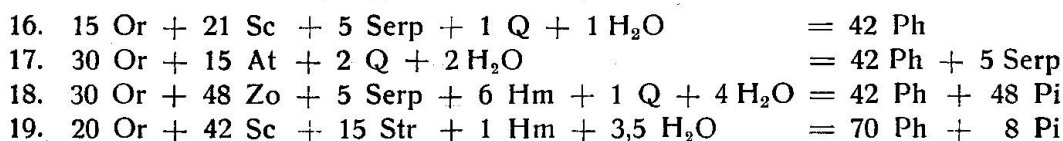
Diese Gleichungen zeigen wohl deutlich genug, dass der Wassergehalt bei der Umwandlung $\text{Or} = \text{Sc}$ nicht eine ausschlaggebende Rolle spielen wird. Überdies schwankt der Wassergehalt der Mineralien gegenüber der Idealformel oft beträchtlich. Nach meinen Beobachtungen scheint der Kalifeldspat immer soweit als möglich

in Glimmer umgewandelt zu werden. Dies wird besonders deutlich, wenn wir die Art des Glimmers betrachten, der mit Kalifeldspat vergesellschaftet ist.

Zur Umwandlung von Kalifeldspat in Muskowit wird Al_2O_3 und H_2O verbraucht. Es wird daher umsomehr Kalifeldspat abgebaut werden können, je Al-ärmer der neugebildete Glimmer ist. NIGGLI (49) konnte zeigen, dass bei der Epimetamorphose der Eruptivgesteine Glimmer entstehen, die gegenüber der Idealzusammensetzung des Sericits oft Al-ärmer und Si- und alkalireicher sind als Normalmuskowit und der Formel $[\text{Si}_{14}\text{Al}_2 \text{O}_{40}(\text{OH})_4 | \text{Al}_2 \text{Mg}] \text{K}_2$ nahe kommen. WINCHELL (87) nennt ähnliche Si-reiche Muskowitglieder nach TSCHERMAK (80) Phengite und zeigte, dass die Beimischung dieses Moleküls den Achsenwinkel der Sericite verkleinert; eine Beobachtung, die schon TSCHERMAK machte und seither von vielen Autoren bestätigt wurde.

In allen Gneisen der Arollaserie, die Mikroklin führen, tritt ein grünlicher, schwach pleochroitischer Glimmer mit kleinem Achsenwinkel auf. Der optisch gleiche Glimmer wurde aus derselben Paragenese von CORNELIUS (19) aus den Malojagneisen beschrieben und von RÜETSCHI (65) aus den Rofnagesteinen. Von RÜETSCHI liegt auch eine Analyse des Glimmers vor, die der Formel der Phengite sehr nahe kommt, sodass ich mich für berechtigt ansehe, auch meine grünlichen Glimmer als Phengite anzusprechen.

Dass bei der Bildung von Phengit bedeutend mehr Orthoklas abgebaut werden kann als bei der Bildung von Idealmuskowit, geht aus Fig. 20 und 21 deutlich hervor. Die Gleichungen der Phengitbildung lauten:



Es scheint, dass in der Epizone bei allen diesen Gleichungen die rechte Seite stabil ist (vergleiche Fig. 20, 21). Dabei ist zu bedenken, dass Serp für einen Al-armen, At für einen Al-reichen Chlorit stehen kann. Mikroklin ist also mit solchen Paragenesen von Epimineralien stabil, die durch irgendwelche Umwandlungen kein Al zur Sericitbildung abgeben können. Der Na-Gehalt des Mikroklin scheint nur gering zu sein. Nähere Angaben sind von NIGGLI (56) unter Berücksichtigung der neuesten Analysen gemacht worden. Dagegen vermag Sericit bedeutend mehr Na aufzunehmen. Der Kalkgehalt

des Kalifeldspats ist ebenfalls gering. Dies scheint auch für den Albit zu gelten. Albit aus alpinen Klüften enthält meist nur wenige Prozent Anorthit, echter Oligoklas ist aus ihnen bis jetzt noch nicht bekannt geworden. Die Oligoklas-Strahlstein-Paragenesen, die TURNER (81, 82) beschrieben hat, sind offenbar bei höheren Temperaturbedingungen entstanden als sie der typischen Chloritfacies ESKOLA's entsprechen. Dass mit steigender Temperatur der Anorthitgehalt der Plagioklase ansteigen kann, konnte F. C. PHILLIPS (58) an Chloritschiefern des Scottish Dalradian zeigen. Ebenfalls auf erhöhte Temperatur scheint der grüne Biotit zurückzuführen sein, den er aus diesen Gesteinen beschreibt und den auch A. GANSSER (31) aus Chloritschiefern erwähnt hat. Untergeordnet tritt er in den Phengit-Alkalifeldspatgneisen auf, ist jedoch hier kein charakteristisches Mineral (vergleiche Seite 219).

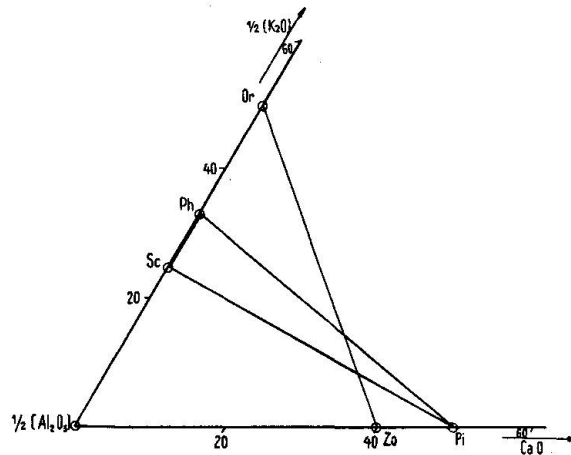
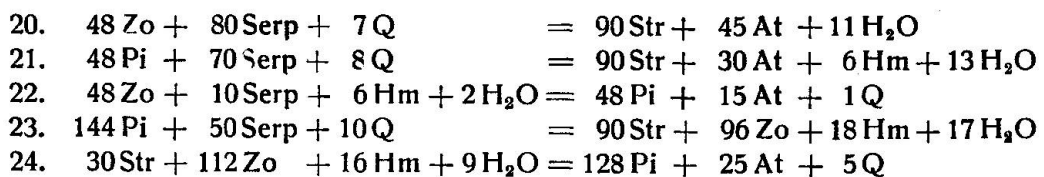


Fig. 21. Dreieck $1/2 (Al_2O_3)$, $1/2 (K_2O)$, CaO

Zur Veranschaulichung der Reaktionen zwischen Orthoklas (Or), Phengit (Ph), Sericit (Sc), Zoisit (Zo) und Pistazit (Pi)

Die Stabilitätsfelder zwischen Chlorit, Epidot und Strahlstein lassen sich bei Überschuss von SiO_2 in dem ternären System Al, (Fe, Mg), Ca veranschaulichen (Fig. 22). Ähnliche Figuren sind schon früher von ESKOLA (26) veröffentlicht worden. Zwischen den fünf Mineralien Serpentin, Amesit, Zoisit, Epidot und Strahlstein des ternären Systems lassen sich fünf Umwandlungsgleichungen vom Typus $n + 1$ (NIGOLI 52, 53a) aufstellen, auf die zum Teil schon E. DIEHL aufmerksam gemacht hat. Die fünf Gleichungen lauten:



Da zwischen Amesit und Serpentin, wie auch zwischen Pistazit und Zoisit vollkommene Mischbarkeit besteht, werden diese Gleichungen in der Natur nicht die Bedeutung erlangen, die ihnen rechnerisch zukommt. Immerhin müssen wir uns fragen, ob sie in der Natur nicht dann eine Gültigkeit haben, wenn wir für Amesit Al-reichen und für Serpentin Al-armen Chlorit einsetzen, das heisst, ob unter Umständen mit den Epidoten alle Glieder der Chlorite stabil sind, oder eventuell nur die Al-reichen, wie es den rechten Seiten der Gleichungen 20—23 entsprechen würde. Mit andern Worten: Ist das Feld Serpentin-Amesit-Zoisit-Pistazit-Strahlstein in Figur 22 einheitlich, oder wird es durch eine Linie Strahlstein-mittleres Chloritglied unterteilt?

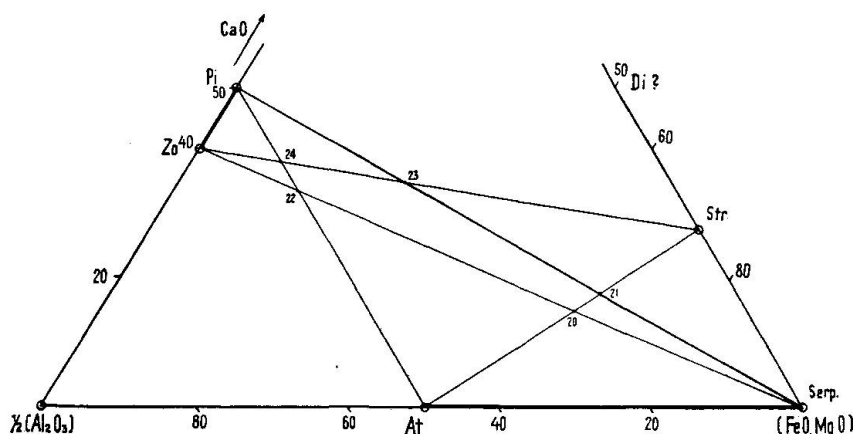


Fig. 22. Dreieck $1/2 (Al_2O_3)$, (FeO, MgO) , CaO

Zur Veranschaulichung der Reaktionen zwischen Amesit (At), Serpentin (Serp), Strahlstein (Str), Pistazit (Pi) und Zoisit (Zo)

Die Punkte 20—24 entsprechen den Reaktionsgleichungen 20—24

Zur Beantwortung dieser Frage wurden in Figur 23 die Analysen der Orthochlorite aus bekannten Muttergesteinen eingetragen. Alle Analysenpunkte von Chloriten, die mit Epidot vergesellschaftet sind, liegen nun zwischen Punkt C und Amesit der Figur 23. Al-ärmere Chlorite sind ausschliesslich mit Strahlstein oder Serpentin oder beiden vergesellschaftet. Das zeigt, dass in einer stabilen Facies der Epizone Epidot oder Zoisit neben Al-armen Chloriten offenbar nicht beständig sind. Von Gleichungen 20—23 kommt also durchwegs die rechte Seite den stabilen Verhältnissen näher. Zum gleichen Resultat kam C. E. TILLEY (79), der im Dreieck Al_2O_3 -(MgO, FeO)- CaO von verschiedenen Gesteinen die Restanalysen für Zoisit, Pistazit, Strahlstein, Serpentin und Amesit eintrug. Figur 24 zeigt das entsprechende Dreieck mit den Eckpunkten $1/2 (Al_2O_3)$ -(Mg, FeO)-(CaO). In der Figur fallen die Analysenpunkte reiner Chlorit-Epidotgesteine unter-

halb die Linie Pistazit-C. Oberhalb dieser Linie tritt Strahlstein auf, auch wenn die Zusammensetzung der Punkte durch Serpentin und Epidot ausgedrückt werden könnten. Es ist dies ein neuer Hinweis, dass Epidot und Al-arme Chlorite normalerweise nicht nebeneinander stabil sind. In der Tat tritt auch in Gesteinen, deren Analysenpunkte rechts die Linie C-Strahlstein fallen, Epidot gewöhnlich nicht auf und bei Gesteinen mit den Analysenpunkten links von Amesit-Strahlstein kein Serpentin. Zwischen Amesit-Strahlstein respektive C-Strahlstein besteht demnach für bestimmte Bedingungen eine Trennungslinie der Stabilitätsfelder, wie es die rechte Seite der Gleichungen 20—23 verlangt. Dementsprechend sind auch reine Epidot-

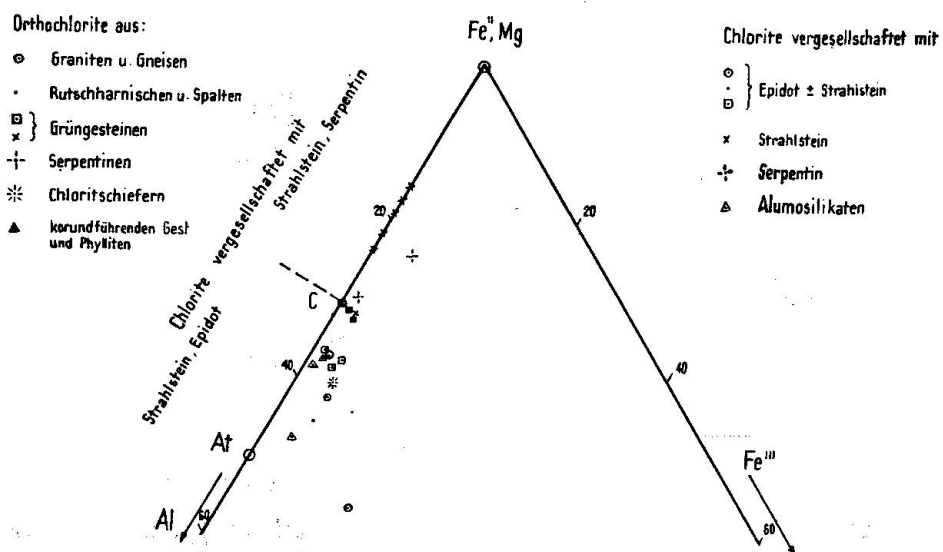


Fig. 23.

Orthochlorite aus bekannten Muttergesteinen im Dreieck Al, (Fe²⁺, Mg), Fe³⁺

Serpentingesteine kaum bekannt. Die Stabilitätsfelder bei Si-Überschuss sind im Dreieck Al-Ca-(Mg, Fe) in Figur 25 wiedergegeben, in der auch einzelne Gesteinsanalysen der Arollaserie eingetragen worden sind.

Diese Angaben genügen, um für die Epifacies der Arollaserie das Schema einer einfachen Normberechnung in Vorschlag zu bringen. Dabei werden wir möglichst einfache Mineralformeln benützen und die Berücksichtigung der komplexen Mischglieder den Variantenrechnungen vorbehalten. So soll zum Beispiel in der Norm nicht Phengit berechnet, sondern der Idealmuskowit neben Orthoklas stehen gelassen werden. Entsprechend setzen wir für Prochlorite und Klinochlore, die Chlorite zwischen Punkt C und Amesit der Figur 25, nur Amesit in Rechnung und für Al-ärmere Chlorite als sie Punkt C der

Figur 25 entsprechen, Serpentin. Im Falle, dass in einer berechneten Norm Serpentin neben Amesit steht, kann ihre Summe einen Chlorit mittleren Al-Gehalts darstellen. In Wirklichkeit wird auch der Strahlstein etwas Al enthalten (vergleiche Figur 19, Seite 217), doch ist klar, dass in der Norm mit Idealformeln gerechnet werden muss.

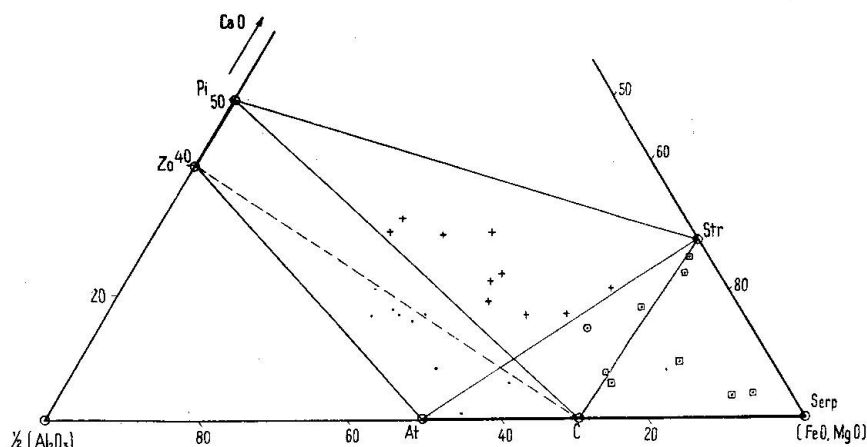


Fig. 24. Projektionspunkte der Restanalysen verschiedener Gesteine im Dreieck $1/2 (Al_2O_3)$, (FeO, MgO) , CaO

Für die Mineralien Amesit (At), Serpentin (Serp), Strahlstein (Str), Pistazit (Pi) und Zoisit (Zo)

- Epidot-Chlorit-Strahlsteinschiefer ⊙ Chlorit-Strahlsteinschiefer
- + Epidot-Chloritschiefer ⊠ Chlorit-Strahlstein-Serpentinschiefer

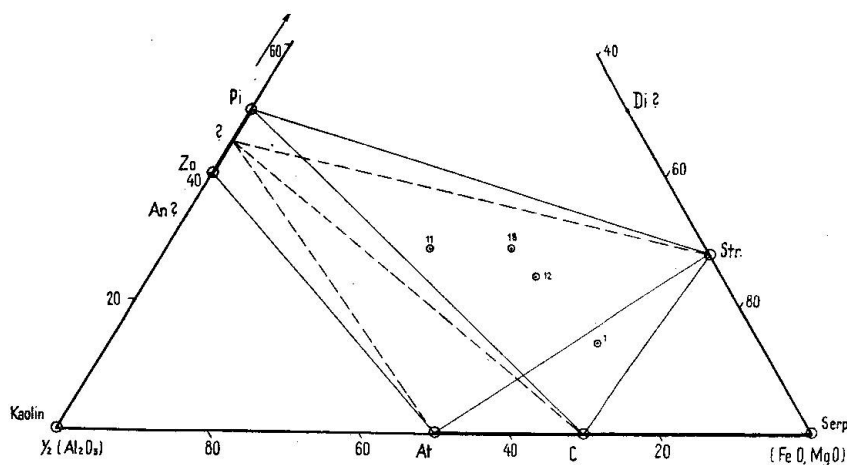


Fig. 25. Stabilitätsfelder der Epimineralien Amesit, Serpentin, Strahlstein, Pistazit und Zoisit im Dreieck $1/2 (Al_2O_3)$, (FeO, MgO) , CaO

1, 11, 12, 18 Analysenpunkte von Epigesteinen der Arollaserie

Schwierigkeiten bereitet immer noch die Frage, ob Pistazit oder Zoisit zu berechnen sind. Ob das eine oder andere der Mineralien in der Natur auftritt, wird sich nach dem Oxydationsgrad des Eisens

(vergleiche Gleichungen 22—24) und nach der Menge des zur Verfügung stehenden Al richten. Genauere Angaben lassen sich noch nicht machen, doch werden in unserem Falle mit der Berechnung von Epidot bessere Resultate erzielt.

Gegenüber dem Epi-Normvorschlag von DIEHL (25 p. 351) ist daher für unsere Faciesausbildung folgendes abzuändern:

1. Anstelle von Zoisit und Serpentin wird Amesit und Strahlstein berechnet.

2. Anstelle der Calcitberechnung bei Überschuss von Ca nach der Bildung von Strahlstein mit Angabe des $-\text{CO}_2$ wird zuerst Pistazit berechnet, verbunden mit der Rückbildung von Sericit in Orthoklas.

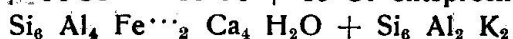
3. Anstelle von Zoisit bilden wir soweit als möglich Pistazit.

Im einzelnen gestaltet sich die Rechnung folgendermassen:

Berechnungsschema einer Epi-norm

- | | | | | | |
|-------|------------------------|--|--------------|--|------|
| I. | 1 Ti | → 3 Tn | entsprechend | Ca Ti Si O ₅ | |
| II. | 1 CO ₂ | → 1 Cc | „ | Ca CO ₃ | |
| III. | 2 P | → 5 Cp | „ | Ca ₃ P ₂ O ₈ | |
| IV. | 1 Na | → 5 Ab | „ | Na Al Si ₃ O ₈ | |
| | a) | (Al-Na) > 3 K; (Al-Überschuss) | | | V |
| | b) | (Al-Na) < 3 K; (Bei Bildung von Sc K-Überschuss) | | | VII |
| V. | 1 K | → 7 Sc | entsprechend | K Al ₃ Si ₃ O ₁₁ 1/2 H ₂ O | VI |
| VI. | 2 Ca | → 15 Str | „ | Ca ₂ (Mg, Fe ^{••}) ₅ Si ₈ O ₂₃ H ₂ O | |
| | a) | Ca > 2/5 (Mg, Fe ^{••}); (Ca-Überschuss) | | | IX |
| | b) | Ca < 2/5 (Mg, Fe ^{••}); (Mg, Fe ^{••} -Überschuss) | | | X |
| VII. | x Al + y K | → 5 (3y-x)/2 Or + 7 (x-y)/2 Sc | entsprechend | | |
| | | | | (3y-x)/2 (K Al Si ₃ O ₈) + (x-y)/2 (K Al ₃ Si ₃ O ₁₁ 1/2 H ₂ O) | VIII |
| VIII. | 2 Ca | → 15 Str | entsprechend | Ca ₂ (Mg, Fe ^{••}) ₅ Si ₈ O ₂₃ H ₂ O | |
| | a) | Ca > 2/5 (Mg, Fe ^{••}); (Ca-Überschuss) | | | XIII |
| | b) | Ca < 2/5 (Mg, Fe ^{••}); (Mg, Fe ^{••} -Überschuss) | | | XII |
| IX. | 4 Ca | → 16 Pi | entsprechend | Ca ₄ Al ₄ Fe ^{••} ₂ Si ₆ O ₂₅ H ₂ O | |
| | a) | Al > (Na + 3 K + Ca - 2/5 (Mg, Fe)); (Al-Überschuss) | | | XI |
| | b) | Al < (Na + 3 K + Ca - 2/5 (Mg, Fe)); (Ca-Überschuss) | | | XIII |
| X. | 2 Mg, Fe ^{••} | → 5 At | entsprechend | (Mg, Fe ^{••}) ₂ Al ₂ Si O ₇ 2 H ₂ O | |
| | a) | Al > (Na + 3 K + (Mg, Fe ^{••}) - 5/2 Ca); (Al-Überschuss) | | | XI |
| | b) | Al < (Na + 3 K + (Mg, Fe ^{••}) - 5/2 Ca); (Mg, Fe ^{••} -Überschuss) | | | XII |
| XI. | 14 Al + 30 Str | → 16 Pi + 25 At | entsprechend | Ca ₄ Al ₄ Fe ^{••} ₂ Si ₆ O ₂₅ H ₂ O + 5 ((Mg, Fe ^{••}) ₂ Al ₂ Si O ₇ 2 H ₂ O) | |
| | a) | Al-Überschuss → Kaolin | | | XIV |
| | b) | Str-Überschuss | | | XIV |
| XII. | 3 Mg, Fe ^{••} | → 5 Serp | entsprechend | (Mg, Fe ^{••}) ₃ Si ₂ O ₇ 2 H ₂ O | |
| | a) | Mg-Überschuss → Serp mit -Q, Hm | | | |
| | b) | Si-Überschuss | | | XIV |

XIII. $4 \text{ Ca} + 14 \text{ Sc} \rightarrow 16 \text{ Pi} + 10 \text{ Or}$ entsprechend



a) Sc-Überschuss

XIV

b) Ca-Überschuss $1 \text{ Ca} \rightarrow 1 \text{ Cc}$ mit $-\text{CO}_2$

XIV

XIV. $1 \text{ Si} \rightarrow 1 \text{ Q}; 1 \text{ Fe}^{+++} \rightarrow 1 \text{ Hm}$

Bei Mangel an Fe^{+++} wird statt Pistazit Zoisit gebildet. Im übrigen bleibt sich alles gleich.

Die möglichen Mineralkombinationen dieser Normberechnung sind (von Akzessorien und CO_2 abgesehen) in Tabelle 4 zusammengestellt:

Tabelle 4

Mineralkombinationen der Epinormberechnung

I $\text{Ca} > \frac{2}{5} (\text{Mg}, \text{Fe}^{++})$ Abnahme von al-alk $\rightarrow$					II $\text{Ca} < \frac{2}{5} (\text{Mg}, \text{Fe}^{++})$ Abnahme von al-alk $\rightarrow$					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab	Ab
Sc	Sc	Sc	Or	Or	Sc	Sc	Sc	Sc	Sc	Or
Pi	Str	Str	Sc	Str	At	Str	Str	Str	Or	Str
At	Pi	Pi	Str	Pi	Pi	At	At	Serp	Str	Serp
$\pm \text{Q}$	At	$\pm \text{Q}$	Pi	$\pm \text{Q}$	$\pm \text{Q}$	Pi	Serp	$\pm \text{Q}$	Serp	$\pm \text{Q}$
	$\pm \text{Q}$		$\pm \text{Q}$			$\pm \text{Q}$	$\pm \text{Q}$		$\pm \text{Q}$	

Den verschiedenen Mineralkombinationen entsprechen folgende Gesteine:

1. Sericit-Albitgneise $\pm$ Epidot, Chlorit; Albitschiefer $\pm$ Epidot, Chlorit, Sericit; Chlorit-Epidotschiefer bis Epidosite $\pm$ Chlorit.
2. Sericit-Albitgneise $\pm$ Strahlstein, Epidot, Chlorit; Albitgneise $\pm$ Strahlstein, Epidot, Chlorit, Sericit; Chlorit-Strahlstein-Epidotschiefer bis Epidosite $\pm$ Strahlstein, Chlorit; Chlorit-Epidot-Strahlsteinschiefer bis Strahlsteinschiefer $\pm$ Epidot, Chlorit.
3. Sericit-Albitgneise $\pm$ Strahlstein, Epidot; Albitschiefer $\pm$ Strahlstein, Epidot, Sericit; Strahlstein-Epidotschiefer bis Epidosite $\pm$ Strahlstein; Epidot-Strahlsteinschiefer bis Strahlsteinschiefer $\pm$ Epidot.
4. Sericit-Alkalifeldspatgneise $\pm$ Strahlstein, Epidot; Sericit-Alkalifeldspatschiefer $\pm$ Strahlstein, Epidot.
5. Alkalifeldspatgneise $\pm$ Strahlstein, Epidot; Alkalifeldspatschiefer $\pm$ Strahlstein, Epidot.
6. Sericit-Albitgneise $\pm$ Chlorit, Epidot; Albitschiefer $\pm$ Chlorit, Epidot, Sericit; Epidot-Chloritschiefer bis Chloritschiefer $\pm$ Epidot.
7. Sericit-Albitgneise $\pm$ Strahlstein, Chlorit, Epidot; Albitschiefer $\pm$ Strahlstein, Chlorit, Epidot, Sericit; Epidot-Strahlstein-Chloritschiefer bis Chloritschiefer $\pm$ Strahlstein, Epidot; Epidot-Chlorit-Strahlsteinschiefer bis Strahlsteinschiefer $\pm$ Epidot, Chlorit.
8. Sericit-Albitgneis $\pm$ Strahlstein, Chlorit; Albitschiefer $\pm$ Strahlstein, Chlorit, Sericit; Strahlstein-Chloritschiefer bis Chloritschiefer $\pm$ Strahlstein; Chlorit-Strahlsteinschiefer bis Strahlsteinschiefer $\pm$ Chlorit.

9. Sericit-Albitgneiss $\pm$ Strahlstein, Chlorit; Albitschiefer $\pm$ Strahlstein, Chlorit, Sericit; Strahlstein-Chloritschiefer; Chlorit-Strahlsteinschiefer; Serpentschiefer $\pm$ Strahlstein.
10. Sericit-Alkalifeldspatgneise $\pm$ Strahlstein, Chlorit; Alkalifeldspatschiefer $\pm$ Strahlstein, Chlorit, Sericit.
11. Alkalifeldspatgneis $\pm$ Strahlstein, Chlorit; Alkalifeldspatschiefer $\pm$ Strahlstein, Chlorit.

Für die Gesteine der Arollaserie wurden nach diesem Schema die Epinormen berechnet (Tabelle 5). Die Resultate stimmen in allen Fällen sehr gut mit den Schliffbildern überein. In einigen Fällen allerdings erst, nachdem die Phengitbildung in einer Variante berücksichtigt worden war.

Tabelle 5
Epinormen der Arollagneise und -Schiefer

	Ana- lysen Nr.		Ab	Or	Sc	Ph	Str	Pi	Zo	At	Serp	Hm	Tn	Q	H ₂ O
Schiefer	1	Norm	8,7		1,6		52,2			31,0	7,1	1,0	2,2	-3,8	-1,5
		Variante	8,7			1,6	52,2			31,6	5,7	1,5Mt	2,2	-3,5	-1,2
Gneise	11	Norm	26,4		9,6		9,1	12,6	5,0	9,2			3,4	24,7	-0,6
	12	Norm	34,0		15,3		17,4	8,9		8,0		1,3	3,1	12,0	1,4
		Variante	34,0			15,3	10,4	12,7		11,1		0,8	3,1	12,6	0,2
	18	Norm	37,5	1,7	21,5		12,4	2,3				1,1	2,5	21,0	-2,7
		Variante	37,5			23,8	2,9	7,4		3,6		0,6	2,5	21,7	-4,4
	19	Norm	38,7	17,9	11,6		4,2				1,3	1,2	0,5	24,6	2,4
		Variante	38,7	11,1		21,2	2,0	1,2				1,0	0,5	24,3	1,6
	20	Norm	39,8	23,9	4,0		8,5				1,1	0,1		22,6	1,2
		Variante	39,8	21,1		8,1	8,5					0,1		22,4	1,0

Der H₂O-Gehalt der Mineralien wurde bei der Bestimmung der Formelgrößen nicht berücksichtigt, sodass die Norm über den Wassergehalt eines Gesteins keinen Aufschluss zu geben vermag und dies auch gar nicht tun will. Es ist jedoch möglich, bei der Bildung der Mineralien die dafür notwendige Wassermenge zu berechnen und vom + H₂O der Analyse in Abzug zu bringen, wie es auch für SiO₂ zur Bildung von Q geschieht. Dies ist bei der Berechnung der Epinormen der Arollagesteine geschehen und der Mangel oder Überschuss an + H₂O der Analyse gegenüber der errechneten notwendigen Menge ist in Prozenten der Normensumme in der letzten Kolonne der Tabelle 5 angegeben. Die Zahlen dieser Kolonne be-

deuten demnach die Differenz des für die Epinorm notwendigen Wassers gegenüber dem $+H_2O$ der Analyse in „Molekular“-prozenten, bezogen auf die Summe der Metallatome des Gesteins. Die Zahlen sind, im Gegensatz zu den übrigen Prozenten der NIGGLI'schen Molekularnormen, mit den Gewichtsprozenten nicht vergleichbar, da das Äquivalentgewicht von H_2O stark von dem durchschnittlichen der Epimineralien abweicht und bedeutend kleiner ist. Gewichtsprozentisch ausgedrückt würden die Zahlen daher viel kleiner werden. Wir erkennen jedoch schon so, dass die Übereinstimmung des für die Epinorm benötigten Wassers und des $+H_2O$ der Analyse eine gute ist, was die Richtigkeit der Normberechnung zu bestätigen vermag. Es sei noch darauf hingewiesen, dass diese Differenz in den meisten Varianten noch geringer ist als in den entsprechenden Normen.

Im Folgenden sei noch eine rohe Schätzung des Mineralbestandes dieser Gneise und Schiefer angegeben (Tabelle 6).

Tabelle 6
Geschätzter Mineralbestand von Arollagneisen
und -schiefern

Analysen-Nr.	Gestein	Q	Ab.	Mi.	Sc.	Str.	Ep.	Chl.	Erz	Tn. Orthit. Ap
1	Chlorit-Strahlsteinschiefer		5			60		33	2	
11	Chlorit-Zoisitgneis	20	25		6	10	20	12	5	2
12	Ep.-Chl.-Albitschiefer	15	33		10	8	15	15	2	2
18	Sericit-Albitgneis	25	40		20	5	5	3	1	1
19	Sericit-Alkalifeldspatgneis	30	31	10	25	2	1			1

Noch sei kurz auf die Möglichkeit einer Stoffwanderung während der Metamorphose eingegangen. Es ist bekannt, dass besonders Ca zu Wanderungen befähigt ist und VOGT (84), ESKOLA (27) und HESS (38) haben für die Wegwanderung von Ca bei der Metamorphose folgende Beispiele beschrieben:

1. Pyroxen, Labradorit $\rightarrow$ Hornblende, Labradorit $\rightarrow$ Hornblende, Oligoklas, Epidot, Quarz $\rightarrow$ Aktinolith, Albit, Epidot, Chlorit, Quarz $\rightarrow$ Albit, Epidot, Chlorit, Quarz $\rightarrow$ Albit, Chlorit, Quarz.

2. Aktinolith, Epidot, Albit → Albit, Epidot, Chlorit, Calcit.
3. Olivin, Pyroxen, Plagioklas → Hornblende → Aktinolith, Chlorit → Chlorit, Magnetit → Talk, Karbonat, Magnetit.

Diese Sukzessionsfolge der Mineralien im Verlauf der Metamorphose lässt einen starken Stofftransport erkennen. Zum Teil haben die Mineralumwandlungen unter Mitwirkung CO_2 -haltiger Wässer stattgefunden. Dass in diesem Falle die Umwandlungen der Mineralien anders verlaufen können als es der eigentlichen Epidislokationsmetamorphose entspricht, konnten wir bei den massigen Arolla-Granodioriten beobachten, wo unter Mitwirkung von CO_2 die Hornblende nicht wie üblich in Strahlstein, sondern in Chlorit umgewandelt wird (vergleiche Seite 217). Die Paragenese von Calcit und Chlorit ist für die Epizone bei Anwesenheit von CO_2 typisch.

In der Arollaserie weisen höchstens die in Linsen auftretenden flaserigen Albit-Chloritschiefer (vergleiche Seite 194) auf grössere Stoffwanderungen hin. Die übrigen Gesteine haben eine durchaus normale mineralogische Zusammensetzung. Eine Veränderung des Chemismus der Gesteine ist an Hand der Analysen nicht nachweisbar, doch ist das vorliegende Analysenmaterial für diesbezügliche Schlussfolgerungen nicht geeignet. Die zu analysierenden Handstücke wurden nach anderen Gesichtspunkten ausgewählt. Das oft etwas höhere al-alk besonders der sauren Gneise kann auch auf primären Biotitgehalt bei Abwesenheit von Hornblende zurückgeführt werden.

4. DIE UMBILDUNG DER TEXTUR IM LAUFE DER DISLOKATIONS-METAMORPHOSE

In der Arollaserie sind alle Übergangsglieder zwischen massigen Eruptivgesteinen und den dislokationsmetamorphen Endprodukten, den Gneisen und Chloritschiefen, zu beobachten. Betrachten wir die massigen Granodiorite und Diorite, so erkennen wir an der undulösen Auslöschung der Quarze eine starke mechanische Beanspruchung der Gesteine, doch ist nirgends die Spur einer stärkeren Differentialbewegung angedeutet. Die chemischen Umwandlungen der Mineralien sind dagegen weit fortgeschritten, die Plagioklase sind vollständig zersetzt, der Kalifeldspat weitgehend albitisiert und Biotit wenigstens teilweise in Chlorit umgewandelt. Sind nun diese chemischen Umwandlungen innerhalb der massigen Gesteine unabhängig von der Dislokationsmetamorphose, als Wirkung einer voralpinen säkulären Verwitterung entstanden, oder sind sie durch die Dislokationsmetamorphose bedingt und fanden sie in deren Gefolge

oder als deren Vorläufer statt, ausgelöst durch die starke Beanspruchung der Gesteine? Bevor auf die eigentliche Texturumbildung eingegangen wird, sei diese Frage etwas näher erörtert.

STAUB glaubte sie in ersterem Sinne beantworten zu können. Er schrieb (72 p. 79): „Die Tatsache, dass in nur kataklastischen Graniten solche Sericitaggregate noch deutliche rektanguläre Feldspatformen besitzen, also keine Spur einer Mylonitisierung aufweisen, deutet mit Sicherheit darauf hin, daß die Umwandlung der Feldspäte schon vor Beginn der Mylonitisierung stattgefunden hat, also vor Beginn der Alpenfaltung, welche die Mylonitisierungsprozesse in Gang brachte.“ CORNELIUS (21 p. 14) hat darauf hingewiesen, dass diese Argumentation nicht unbedingt stichhaltig ist. Mit Recht macht er darauf aufmerksam, dass die genaue zeitliche Beziehung zwischen Beanspruchung und Umwandlung höchstens in den Fällen aus den Schliffbildern herausgelesen werden kann, in denen die Zersetzung nach einer kataklastischen Umformung einsetzt und auch dann nur, wenn die Mikrolithen nicht zu dicht sind. In meinen Schliffen finde ich ebensowenig einen Anhaltspunkt ob die Plagioklase schon vor der Dislokation zersetzt wurden, wie CORNELIUS in seinen Engadinergraniten. Dass der neu gebildete Strahlstein oft spiessig in Quarz eindringt, und die Art der undulösen Auslöschung des Quarzes deutlich beeinflusst, vermag ebenfalls keinen eindeutigen Entscheid zu liefern.

Diese Schwierigkeit ist darauf zurückzuführen, dass wir aus einzelnen Bildern einen Vorgang zu rekonstruieren versuchen, und sie findet sich wieder in der Frage, ob in einem para- oder posttektonisch rekristallisierten Gestein auch schon praetektonische Rekristallisationen stattgefunden haben. Die Parallelität dieser beiden Fragen ist umso verständlicher, als sowohl die Rekristallisation als auch die chemische Umwandlung bei gleichen Bedingungen durch Lösungsumsatz erleichtert werden und die so häufige Unmöglichkeit, diese Fragen zu lösen, ist umso begreiflicher, als der Lösungsumsatz und die mechanische Umformung einerseits voneinander unabhängig sein können, sich andererseits aber auch zu beeinflussen vermögen.

In verstärktem Masse erkennen wir die Unmöglichkeit, die zeitlichen Beziehungen zwischen mechanischer Umformung und chemischer Umwandlung festzustellen, in den Gneisen. Wohl ist deutlich, dass mit zunehmendem Bewegungsgrad die chemischen Zersetzungen begünstigt werden, was wohl durch eine Erleichterung der Zirkulation der Lösungen zu erklären ist. An einem normalen Gneis der Arollaserie können wir jedoch nicht erkennen, ob er die Stadien der zersetzten Granite und der heute vorliegenden schwach lentikularen

Gneise durchlaufen hat oder ob an ihm vorerst eine starke Kataklyse mit nachfolgender Mineralumwandlung stattgefunden hat. In den beiden Fällen werden, wenigstens im Anfang der Dislokationsmetamorphose, verschiedene textuelle Bilder entstehen. Im einen Fall liegen einzelne Porphyroklasten chemisch wenig angreifbarer oder stabiler Mineralien in einer scheinbaren Masse von Saussurit, an dessen Wirtalbit infolge der dichten Mikrolithenschwärme keine Kataklyse beobachtet werden kann. Die Textur dieser Gesteine ist porphyroklastisch-lepidoblastisch. Die Kornzerkleinerung ist hier weitgehend auf chemischem Wege zustande gekommen. Im andern Fall liegen deutliche Kataklysite vor, die jedoch mit zunehmenden chemischen Umwandlungen die Texturbilder des ersten Falles annehmen können. Der erste Fall ist in den massigen und schwach lentikularen Gneisen der Arollaserie verwirklicht, der zweite scheint, nach den Beschreibungen von STAUB, in den metamorphen Gesteinen des Berninagebietes vorzuliegen und ist auch in den Apliten der Arollaserie vorhanden, deren Plagioklyse nur geringen Gehalt an Mikrolithen aufweisen.

Diese Fragen des frühen und späten Eintritts der chemischen Umwandlungen kann für die Arollaserie an meinem Schliffmaterial nicht mehr entschieden werden, doch hätte, wie uns die massigen Gesteine zeigen, eine Umwandlung vor einer intensiveren Bewegung wohl stattfinden können. Der Versuch, diese Probleme zu beantworten, ist nicht müßig, da die Leichtigkeit, mit der Umwandlungen und Rekristallisationen vor sich gehen, uns neben den Mineralparagenesen besonders feine Anhaltspunkte über die Tiefenstufe der Metamorphose zu geben vermögen.

Für die Beschreibung der Metamorphose bleibt uns die Möglichkeit, die einzelnen, heute vorhandenen Zwischenglieder der massigen Granite und Gneise zu einem bildhaft veranschaulichten Weg eines möglichen Verlaufs der Metamorphose aneinander zu fügen.

Immerhin glaube ich die Saussuritisierung der Plagioklyse als Folge einer säkulären voralpinen Verwitterung ausschliessen zu können. Wenn wir die Verbreitung der Saussurite betrachten, so sehen wir, dass, von hydrothermalen Zersetzungen abgesehen, stark zersetzte Plagioklyse nur in stark beanspruchten Gesteinen auftreten. In tektonisch nicht beanspruchten Gebieten fehlen die Mikrolithen oder sind nur untergeordnet vorhanden, wie zum Beispiel in den Graniten des Schwarzwaldes. Übereinstimmend damit werden auch in der Valpelineserie massige Gesteine mit Saussurit vorwiegend in der Nähe von Rutsch- und Gleithorizonten beobachtet. So werden

zum Beispiel die Grenzmylonite der Valpelline- gegen die Arollaserie von einem breiten Rand von Valpellinegesteine begleitet, deren Plagioklase stark zersetzt sind. Die durchgehende Saussuritisierung der mässigen Gesteine der Arollaserie ist daher zweifellos auf die Dislokationsmetamorphose zurückzuführen. Diese Saussuritbildung finden wir auch in grösster Tiefe von beanspruchten Gesteinskomplexen, während die säkuläre Verwitterung auch an ältesten Gesteinen nirgends nur annähernd gleichen Umfang aufweist.

Dass selbst die massigen Gesteine der Arollaserie auf das stärkste beansprucht wurden steht ausser Zweifel, da es sich bei ihnen durchwegs um kleinere reliktsche Linsen handelt, die in den Gneisen eingebettet sind. Im Süden der Granitmasse des Mt. Morion finden sich in breiter Ausbildung alle Übergangsgesteine gegen die Gneise, während die entsprechende Zone im Norden äusserst schmal erscheint und von manigfachen Rutschharnischen, Ultramylonitonen und Klüften unter Bildung von Kakiriten (SVENONIUS) durchzogen wird, auf Kosten des verschont gebliebenen Kerns. KÜNDIG (42) hat auf die gleiche Erscheinung in Peridotitstöcken aufmerksam gemacht.

Die ersten Spuren einer schwachen Bewegung, die allmählich zu den Texturumbildungen führt, zeigen sich in den Arollagesteinen am Zerbrechen der feinen Sagenitgewebe und an wellenartigen Stauungen einzelner Biotitblättchen. Bei stärkerer Bewegung findet ein Zerbrechen des Quarzes mit beginnender Auswalzung statt. Die vorerst schwache Ausbleichung der Hornblende wird intensiviert und die Strahlsteinränder werden von ihr weggebrochen. Infolge des starken Mikrolithgehaltes des Saussurits ist nur schwer zu beobachten, wie auch ihr Wirtalbit zerbricht. Die zersetzten Plagioklase erscheinen als einheitliche, vollkommen plastische Massen, welcher Eindruck durch die ausgezogenen Zoisitbesen verstärkt wird.

Diese Gesteine sollen als erstes Umwandlungsstadium festgehalten werden. Ihre Textur ist durch die zerbrochenen spröden Mineralien wie Quarz, Schachbrettalbit und Hornblende schwach lenticular, ihre Struktur kataklastisch-lepidoblastisch (vergleiche Fig. 1, Tafel I und Fig. 3, Tafel II).

Bei weiterer Bewegung wird der Quarz in Mörtellinsen ausgewalzt, in denen noch grössere Porphyroklasten erhalten sind. Die ausgebleichte Hornblende wird weiter zerbrochen und die Umwandlungsprodukte des Biotits, der nun vollkommen zersetzt ist, werden verschmiert. Neben diesen Zertrümmerungserscheinungen tritt aber von jetzt ab eine deutliche Umkristallisation in Erscheinung, die besonders an Albit zu beobachten ist und die im weiteren Verlauf

der Verschieferung immer ausgeprägter wird. Zwischen den Quarzmörtelkörnern treten nämlich, zuerst nur vereinzelt, Neubildungen von Albit auf, die bald häufiger zu beobachten sind und die Quarzlinsen verstärken und verlängern. Dieser Albit stammt eindeutig aus den Massen der zersetzten Plagioklase (vergleiche Fig. 2, Tafel I und Fig. 4, Tafel II).

Diese Albite stellen die dritte Plagioklasgeneration dar. Die erste Generation bilden die primären, heute zersetzten Plagioklase, die zweite die Albite der albitisierten Kalifeldspate, die Albitnester in den massigen Gesteinen und die reinen Albitränder um die Saussurite. Die Albite der zweiten Generation sind in diesen Gesteinen als Porphyroklasten vorhanden und enthalten hier auffallenderweise kleine Einschlüsse von Sericit, der offenbar auf einen geringen Kaligehalt der Schachbrettalbite zurückzuführen ist.

Die Umkristallisation macht sich neben den Quarzlinsen auch in den Massen der zersetzten Plagioklase bemerkbar. Es bildet sich hier ein feinkörniges Albitgewebe, stark durchsetzt von Sericitschüppchen und Zoisitkörnchen, die selbständig geworden und nur wenig grösser als in den Saussuriten sind. Die Einregelung des Glimmers dieser früheren Saussuritmassen scheint mir nicht ausschließlich mechanisch bedingt zu sein. Es ist doch wohl anzunehmen, dass die kleinen Sericitblättchen, auch wenn sie eine ausgezeichnete Translationsfläche nach der Basis besitzen würden, was SCHMIDT (70) als fraglich ansieht, durch die Albitkleinkörner des zerbrochenen Albits zum Teil weiter gedreht würden. Wahrscheinlich handelt es sich auch um eine Abbildungskristallisation des Stresses (BECKE). Diese Massen der zersetzten Plagioklase mit schwacher aber deutlicher Umkristallisation umfliessen immer noch die bauchigen Quarzlinsen und seltenen Hornblendeporphyroklasten.

Diese Gesteine sollen als zweites Umformungsstadium festgehalten werden. Ihre Textur ist lentikular bis flaserig, ihre Struktur einerseits kataklastisch bis schwach granoblastisch, andererseits lepidoblastisch. Die Gesteine wurden früher als flaserige Gneise beschrieben (vergleiche Fig. 2, Tafel I und Fig. 4, Tafel II).

Bei weiterer Bewegung verschwinden die Porphyroklasten der Hornblende. Äusserst selten treten noch solche von Albit der zweiten Generation auf, während in den Quarzlinsen grössere, undulös auslöschende Trümmer noch länger zu beobachten sind. Dank der nun stärkeren Umkristallisation und der weiteren Anreicherung von Albit der früheren Saussurite in den Quarzlinsen, streben Quarz und Albit der gleichen Korngrösse zu und bilden ein granoblastisches Gewebe.

Dadurch und durch das weitere Auswalzen der Porphyroklasten verlängern sich die einzelnen Quarzlinsen zu Zügen und schliessen sich zu lang anhaltenden Zeilen zusammen. Die Masse der zersetzten Plagioklase ist aufgelöst in Albitkleinkörner, Sericitblättchen und Zoisitkörnchen. Sie bilden lepidoblastische Züge, die mit den granoblastischen abwechseln. Sericit und Zoisit besitzen grösseres Korn als in den flaserigen Gneisen. Zoisit befindet sich oft im Zentrum der glimmerreichen Lagen und wird bei der Umkristallisation deutlich Fe-reicher. Die Strahlsteinnadeln liegen in der Schieferungsebene oft in eigenen kleinen Zügen angeordnet. Sie sind jedoch über den ganzen Schliff verbreitet, in den lepidoblastischen Zügen jedoch etwas häufiger vertreten, wie auch der blätterige Chlorit.

Diese Gesteine mit ihrem mehr oder weniger deutlichen und anhaltenden Zeilenbau bilden, als Endstadium der Metamorphose, die weitverbreiteten Sericit-Albitgneise der Arollaserie. Ihre Textur ist schieferig, die Struktur grano- bis lepidoblastisch (vergleiche Fig. 5, Tafel II).

Idealen Zeilenbau mit strenger Trennung von Quarz und Feldspat einerseits, gegenüber Glimmer und Epidot andererseits, findet sich in den Phengit-Alkalifeldspatgneisen. Porphyroklasten von Mikroklin sind hier relativ häufig, buchten die meist geraden und dünnen Glimmerlagen aus und drängen sie um sich herum. Auch hier wird der Epidot von Glimmer eingeschlossen. Warum der Zeilenbau und die Mineraltrennung hier so vollkommen sind, ist schwer zu erklären. Die Bildungsbedingungen der Phengit-Alkalifeldspatgneise waren sicher dieselben wie die der Sericit-Albitgneise. Der Unterschied kann nur durch die verschiedene mineralogische Zusammensetzung der beiden Gesteinstypen erklärt werden.

Der Zeilenbau der Gneise muss daher auf das verschiedene chemisch-physikalische Verhalten der sich trennenden Mineralien zurückgeführt werden. Mit zunehmender Rekristallisation und in der Masse, in der sich Albit als Neubildung (dritte Generation) zwischen den Sandquarzkörnern und im Druckschatten grösserer Quarzporphyroklasten einfindet, nimmt die Breite der Saussuritbänder und Züge ab (vergleiche Fig. 2, Tafel I und Fig. 5, Tafel II). Der Albit wird aus den Saussuritmassen herausgelaugt, wodurch Sericit und Zoisit passiv angereichert werden. Es tritt hier im kleinsten Bereich eine metamorphe Differentiation ein, nach Prinzipien, wie sie von ESKOLA (28) formuliert wurden: „The concentration of the least soluble and the extraction and redeposition of the most soluble substances.“ Dabei wird die Löslichkeit der verschiedenen Mineralien durch die

mechanischen Vorgänge weitgehend beeinflusst werden. So unterliegt der blättrige, gerichtete Sericit der Saussuritmassen zweifellos einer geringeren Beanspruchung als der körnige Albit, der sich im Druckschatten von Quarz immer wieder von neuem bilden kann. Die geringe Löslichkeit des körnigen Epidots, dessen hydrothermale Synthese bis jetzt noch nicht gelungen ist und die leichte Löslichkeit des blättrigen Chlorits, der als letztes Mineral in den alpinen Klüften erscheint, sind bekannt. Entsprechend finden wir Epidot mit Sericit vereinigt, während Chlorit im ganzen Schliff anzutreffen ist, ebenso wie der leichter lösliche Strahlstein.

Auch wenn die Einregelung der Mineralien allein durch ihren Kornbau und ihre Gleitfähigkeit (SANDER, SCHMIDT) erklärt werden könnte, so ist doch die Trennung sich mechanisch ähnlich verhaltender und die Zusammenfassung sich mechanisch verschieden verhaltender Mineralien durch rein mechanische Vorgänge nicht leicht zu erklären. Einerseits werden ja die wenig gleitfähigen Feldspäte und der relativ gut gleitfähige Quarz zusammengefasst, andererseits der blättrige Glimmer und der isometrische Epidot oder Zoisit, worauf auch STAUB (72) aufmerksam gemacht hat. Der blättrige Chlorit und der stengelige Strahlstein besitzen aber nur geringe Gesetzmässigkeit in ihrer Verbreitung und bedingen durch ihr reichliches Auftreten in den Sericit-Albitgneisen weitgehend die Verwischung des Zeilenbaus und dadurch die deutlichen Texturdifferenzen gegenüber den Phengitgneisen. Entsprechend zeigen auch die Chloritschiefer der Arollaserie keine deutliche Zeilenanordnung der Mineralien, es sei denn, dass Epidot auftritt, was auch häufig bei alpinen Ophiolithen beobachtet wird (vergleiche E. DIEHL, 25 p. 300—326).

Die von RÜETSCHI (65) beschriebene Umformung der Rofnagesteine scheint der in der Arollaserie vorhandenen vollkommen identisch zu sein. Wahrscheinlich auch die von CORNELIUS (20) aus der Brusiozone beschriebene. Dagegen ist nach der Beschreibung von STAUB (72) ein leichter Unterschied gegenüber der Metamorphose der Granite der Bernina deutlich. Die Feldspäte sind dort nicht so stark zersetzt, sodass STAUB in den Anfangsstadien der Bewegung kataklastisch texturierte Gesteine erwähnt. Dies mag zum Teil mit dem primären Anorthitgehalt der Plagioklase zusammenhängen, doch findet die Zersetzung zum Teil erst während der weiteren Bewegung statt (Typus C STAUB's). Der nach STAUB in der Bernina am stärksten verbreitete Gneistypus zeigt Porphyroklasten und Linsen von Quarz, Kalifeldspat und Albit, die durch breite Sericitzüge und Bänder voneinander getrennt werden. Die Struktur ist nach STAUB feinmyloni-

tisch, die Textur lagig-geflammt. Diese Gesteine kommen meinen flaserigen Gneisen sehr nahe, doch scheint in den Berninamyloniten die Umkristallisation nicht so stark zu sein wie in den Arollagneisen. Dies wird besonders deutlich, wenn man STAUB's weniger verbreiteten Typus E mit den normalen Arollagneisen vergleicht.

In der Arollaserie ist in einzelnen Gneisen und in den Phengit-Alkalifeldspatgneisen die Umkristallisation so stark, dass die destruktive Phase der Metamorphose im Schliffbild nicht mehr zu beobachten ist. In den Quarzlagen der Gneise finden sich aber normalerweise vereinzelte Quarz-Mikroclin oder Albitporphyroklasten, an denen die Herkunft dieser Gneise von massigen Gesteinen und der Einfluss der Dislokationsmetamorphose noch deutlich erkannt werden kann. Mineralogisch sind alle diese metamorphen Granite als Gneise zu charakterisieren. Ebenso kommt ihnen die Bezeichnung Mylonit zu, insofern wir darunter einen genetischen Begriff verstehen wollen und einen strukturellen und texturellen nur insofern, als Struktur und Textur eines Gesteins von seiner Genese abhängig sind. Die destruktive Phase der Mylonitisierung ist nur in den flaserigen Arollagneisen deutlich, während sie in den normalen Gneisen durch die starke Rekristallisation überdeckt wird (Blastomylonit).

Dass bei einer Dislokationsmetamorphose ohne stärkere Rekristallisation schliesslich Ultramylonite entstehen, zeigen die Beobachtungen von QUENSEL (59) aus dem Kebnekaisegebiet und von REINHARD und PREISWERK (62) aus dem Aiguilles Rouges-Massiv. Ebenso instruktive Beispiele sind die Ultramylonite der Valpellineserie, die von MASSON (44) beschrieben wurden. Die Anfangsstadien der Dislokationsmetamorphose im Aiguille Rouges-Massiv sind ähnlich wie in der Arollaserie. Die spröden Mineralien sind in Linsen und Lagen ausgewalzt. Umkristallisationen spielen jedoch keine grosse Rolle und über fluidal texturierte Mylonite entstehen massige und dichte Ultramylonite.

In der Arollaserie sind Ultramylonite sehr selten. Von MASSON wurden solche an der Grenze gegen die Valpellineserie beobachtet (vergleiche MASSON, 44 p. 80). In meinem Kartierungsgebiet stossen an die Ultramylonite der Valpellineserie direkt die Blastomylonite der Arollaserie. Der Unterschied in der Korngrösse der beiden Gesteinsarten ist frappant und kann nur auf verschiedene Rekristallisationsfähigkeit infolge des verschiedenen Chemismus zurückgeführt werden. Es ist jedoch auch zu bedenken, dass auf der einmal zermürbten Mylonitzone der Valpellineserie die Bewegung viel grössere

Ausmasse erreicht haben wird als in den Blastomyloniten der Arollaserie.

5. ZUSAMMENFASSUNG DER EPIPROVINZIALEN VERHÄLTNISSE

Die in der Epizone instabilen primären Mineralien der Eruptivgesteine sind im Verlauf der Metamorphose umgewandelt worden; unter Bildung neuer stabiler Mineralparagenesen. Die Umwandlungen wurden durch die Differentialbewegungen stark begünstigt, da durch sie der Stoffumsatz mit Hilfe von Lösungen erleichtert wurde. Dieser Stoffumsatz ist in der Arollaserie deutlich ausgeprägt, bleibt jedoch auf kleinere Bereiche innerhalb der Gesteine beschränkt. Grössere Stoff-Zu- oder -Wegwanderungen lassen sich nirgends erkennen.

Die hauptsächlichsten Mineralumwandlungen sind:

Mikroklin → Albit, Sericit.

Plagioklas (Anorthit) → Zoisit, Sericit (Chlorit, Quarz).

Hornblende → Strahlstein, Epidot, Chlorit, Titanit, Erz.

Biotit → Sericit, Chlorit, Albit, Quarz, Rutil, Titanit, Epidot, Strahlstein.

Die neuen Mineralparagenesen entsprechen in ihren Bildungsbedingungen der Chloritfacies ESKOLA's mit den dafür charakteristischen Mineralien: Quarz, Albit, Sericit, Mikroklin, Strahlstein, Epidot, Chlorit und Serpentin. Serpentin und Al-armer Chlorit scheinen neben Epidot instabil zu sein, wie auch Mikroklin neben Al-reichem Sericit und Al-reichem Chlorit (Amesit).

Unter dem Einfluss der Differentialbewegungen und des Stress erlangten die Gesteine der Arollaserie eine schieferige Textur. In den Anfangsstadien der Bewegung ist an den chemisch intakt gebliebenen Mineralien wie Quarz und Hornblende eine Mylonitisierung und Zertrümmerung zu beobachten, die im weiteren Verlauf der Metamorphose von einer starken Rekristallisation unter Ausbildung von Blastomyloniten begleitet wird. Die Epimineralien sind in den Gneisen meist deutlich in Zeilen angeordnet; indem Quarz und Albit einerseits und Sericit und Epidot andererseits voneinander getrennt sind. Diese Mineraltrennung in Zeilen und die Ausbildung der geschieferten und gerichteten Textur lässt sich nur durch das Zusammenwirken mechanischer und chemischer Vorgänge, als Ausdruck eines Lösungsumsatzes im Stressfeld, erklären.

Die beobachteten dislokationsmetamorphen Gesteine der Arollaserie sind:

Sericit-Albitgneise $\pm$ Zoisit, Epidot, Strahlstein und Chlorit

Phengit-Alkalifeldspatgneise mit untergeordnetem Epidot und Chlorit

Chlorit-Albitgneise $\pm$ Strahlstein, Epidot und Sericit

Chlorit-Albitschiefer $\pm$ Strahlstein, Epidot und Sericit

Chloritschiefer $\pm$ Strahlstein, Epidot.

Literatur

1. ANDERSON, O.: On some types of feldspar from granite pegmatites. Norsk. geol. Tidskrift. 10 (1928), 116.
2. ANDREATTA, C.: Analisi strutturali di rocce metamorfiche III. La disposizione dei microliti micacei nei plagioclasti di ortogneis. Period. di Mineral. 4 (1933), 375.
3. — Disposizione dei microliti micacei nei plagioclasti di rocce intrusive. Period. di Mineral. 5 (1934), 217.
4. ANGEL, F.: Gesteine der Steiermark. Graz, 1924.
5. — Über Plagioklasfüllung und ihre genetische Bedeutung. Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark. 67 (1930), 36.
6. ANGEL, F. und HERITSCH, F.: Das Alter der Zentralgneise in den Hohen Tauern. Centralbl. Mineral. B. (1931).
7. ARGAND, E.: L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales. Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne 14 (1909).
8. — La zone pennique. Geol. Führer der Schweiz. 4 (1934), 149.
9. ARGAND, E. und LUGEON, M.: Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont. C. R. Acad. Sc. Paris. (Mai 1905).
10. BAIER, E.: Lamellenbau und Entmischungsstruktur der Feldspäte. Zs. Krist. 73 (1930), 465.
11. BARTHOLOMÈS, F.: L'étude des roches eruptives basiques contenues dans le massif de la Dent Blanche. Diss. Univ. Lausanne (1920).
12. BECKE, F.: Zur Physiographie der Gemengteile der kristallinen Schiefer. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, Math. natw. Klasse. 75 (1906).
13. — Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt. 1 (1878), 242.
14. BRUN, A.: Notes sur les Gabbros d'Arolla. Arch. sc. phys. et nat. Genève, 3 per. 32 (1894), 1.
15. — Peridotites et Gabbros du Matterhorn. Arch. sc. phys. et nat. Genève, 4. per. 7 (1899), 1.
16. CHRISTA, E.: Das Gebiet des Obern Zemmgrundes in den Zillertaler-Alpen. Jb. Geol. Bundesanst. Wien 81 (1931), 533.
17. — Zur Frage der Mikrolithenschwärme im Plagioklas. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 16 (1936), 290.
18. CHUDoba, K. und ENGELS, A.: Der Einfluss der Kalikomponente auf die Optik der Plagioklase. Zentrbl. Mineral. Geol. A. (1937), 129.
19. CORNELIUS, H. P.: Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpass. N. Jahrb. Mineral. B. B. 35 (1912), 374.
20. — Zur Kenntnis der Wurzelregion im unteren Veltlin. N. Jahrb. Mineral. B. B. 40 (1915), 253.
21. — Zur Deutung gefüllter Feldspäte. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 15 (1935), 4.

22. — Nochmals zur Deutung gefüllter Feldspäte. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 17 (1937), 80.
23. — Geologie der Err-Julier-Gruppe. Beitr. geol. Karte Schweiz. N. F. 70 (1935).
24. DAL PIAZ, Gb.: La Nappe de la Dent Blanche ou des Schistes lustrés. Bull. Flore Valdôtaine 20 (1929), 39.
25. DIEHL, E.: Geologisch-Petrographische Untersuchungen der Zone du Grand Combin im Val d'Ollomont. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 18 (1938), 214.
26. ESKOLA, P.: The mineral facies of rocks. Norsk. Geol. Tidsskr. 6 (1920), 143.
27. — The mineral development of basic rocks in the Karelian Formations. Fennia 45 (1925), 74.
28. — On the Principles of metamorphic differentiation. Comptes rend. Soc. géol. Finlande (1932), 68.
29. FISCHER, G.: Mechanisch bedingte Streifung an Quarz. Centrbl. Mineral. A. (1925), 210.
30. FRIEDLÄNDER, C.: Erzvorkommen des Bündneroberlandes und ihre Begleit-mineralien. Beitr. Geol. Schweiz. Geotech. Serie 16 (1930).
31. GANSSER, A.: Der Nordrand der Tambodecke. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 17 (1937), 291.
32. GERLACH, H.: Die Penninischen Alpen. Denkschr. Schweiz. Natf. Ges. 23 (1869).
33. — Das südwestliche Wallis. Beitr. geol. Karte Schweiz 9 (1871).
34. GRUBENMANN, U. und NIGGLI, P.: Die Gesteinsmetamorphose I. Berlin (1924).
35. GSCHWIND, M. und NIGGLI, P.: Untersuchung der Gesteinsverwitterung in der Schweiz. Beitr. Geol. Schweiz. Geotech. Serie 17 (1931).
36. HERMANN, F.: La nappe de la Dent Blanche et les nappes des schistes lustrés en Maurienne et Tarantaise. Actes. Soc. Helv. Sc. Nat. 108 (1927), 158.
37. — Conception nouvelles sur la tectonique des Alpes franco-italiennes. C. R. Acad. Sc. Paris 185 (1927), 1204.
38. HESS, H. H.: Hydrothermal metamorphism of an ultrabasic intrusive at Schuyler, Virginia. Am. Jour. Sci. 26 (1933), 377.
39. HOLMQUIST, P. J.: Zur Morphologie der Gesteinsquarze. Geol. Fören Förhandl. 48 (1926), 410.
40. KENNEDY, W. A.: Trends of differentiation in basaltic lavas. Am. Jour. Sci. 25 (1933), 239.
41. KÖLBL, L.: Das Nordostende des Grossvenedigermassivs. Sitzber. Akad. Wiss. math. natw. Klasse Wien. Abt. 1. 141 (1932), 39.
42. KÜNDIG, E.: Selektive Metamorphose. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 6 (1926), 294.
43. MÄKINEN, E.: Über die Alkalifeldspäte. Geol. Fören Förhandl. 39 (1917), 121.
44. MASSON, R.: Geologisch-Petrographische Untersuchungen im unteren Valpelline. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 18 (1938), 54.
45. MEHMEL, M.: Ab- und Umbau am Biotit. Chemie der Erde 11 (1937), 307.
46. MILCH, L.: Über den Granitgneis vom Roc noir, Massiv der Dent Blanche. N. Jahrb. Mineral. (1901), 49.

47. MONTIBELLI, A.: La miniera ramifera di Bionaz. *Rass. Min. Metall.* 66 (1927), 1.
48. MÜGGE, O.: Über Translationen und verwandte Erscheinungen in Kristallen. *N. Jahrb. Mineral.* (1898), I. 71.
49. NIGGLI, P.: Zur Zusammensetzung und Bildung der Sericite. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 13 (1933), 84.
50. — Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 16 (1936), 295.
51. — Die Magmentypen. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 16 (1936), 335.
52. — Das Magma und seine Produkte. I. Physikalisch-chemische Grundlagen. Leipzig (1937).
53. — Über die chemische Zusammensetzung der Alkaliglimmer. *Zeitschr. Kristallogr. A.* 96 (1937), 89.
- 53a. — La loi des phases en minéralogie et pétrographie. Paris 1938.
54. — Die komplexe gravitative Kristallisationsdifferentiation. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 18 (1938), 610.
55. NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F. und WINTERHALTER, R. U.: Chemismus schweizerischer Gesteine. *Beitr. Geol. Schweiz. geotech. Serie* 16 (1930).
56. NIGGLI, P., KOENIGSBERGER, J. und PARKER, R. L.: Die Mineralien der Schweizeralpen. Basel 1940.
57. NIKITIN, W.: Korrekturen und Vervollständigungen der Diagramme zur Bestimmung der Feldspäte nach Fedorows Methode. *Tscherm. Mineral. Petrogr. Mitt.* 44 (1933), 117.
58. PHILLIPS, F. C.: Progressive Metamorphism in the Green Beds of the Scottish Dalradian. *Mineral. Mag.* 22 (1930), 239.
59. QUENSEL, P.: Zur Kenntnis der Mylonitbildung, erläutert an Material aus dem Kebneskaisegebiet. *Bull. Geol. Inst. Upsala* 40 (1916), 91.
60. RAGUIN, E.: Sulla struttura della nappe des schistes lustrés nell'Alta Moriana. *Mem. Istituto Geol. Univ. Padova* 8 (1930), 56.
61. REINHARD, M.: *Universaldrehtisch-Methoden.* Basel 1931.
62. REINHARD, M. und PREISWERK, H.: Über Granitmylonite im Aiguilles-Rouges-Massiv. *Verhandl. Nat. Ges. Basel.* 38 (1927), 188.
63. REINHARD, M. und BÄCHLIN, R.: Über die gitterartige Verzwilligung beim Mikroklin. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 16 (1936), 215.
64. ROSENBUSCH: *Physiographie der Mineralien.* (1873), 356.
65. RÜETSCHI, G.: Zur Kenntnis des Rofnagesteins. *Diss. Univ. Zürich* 1903.
66. SANDER: *Gefügekunde der Gesteine.* Wien 1930.
67. SANERO, E.: Ricerche petrographiche sui porfiroidi sericitici di Aosta. *Period. di Mineral.* 7 (1936), 285.
68. — Ricerche geologiche sui dintorni di Aosta. *Boll. Soc. Geol. Ital.* 67 (1937), 324.
69. — Sulla presenza della formazione diorito-kinzigitica del ricoprimento della Dent Blanche nei dintorni di Aosta. *Period. di Mineral.* 9 (1938), 35.
70. SCHMIDT, W.: *Tektonik und Verformungslehre.* Berlin 1932.
71. SPENCER, E.: The potash-soda-felspars. I. Thermal stability. *Mineral. Mag.* 24 (1937), 453.
72. STAUB, R.: Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebiet. *Vierteljahrschr. naturforsch. Ges. Zürich* 60 (1915), 51.

73. — Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. Vierteljahrschr. natforsch. Ges. Zürich 82 (1937), 1.
74. STORZ, M.: Zur Frage der zwillingsähnlichen Streifung am Quarz. Tscherm. Mineralog. Petrogr. Mitt. 39 (1928), 220.
75. STRECKEISEN, A.: Geologie und Petrographie der Flüelagruppe. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 8 (1928), 87.
76. STUDER, B.: Geologie der Schweiz. Bern (1851).
77. STUTZ, A. H. und MASSON, R.: Zur Tektonik der Dent Blanche-Decke. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 18 (1938), 40.
78. TAYLOR, W. H., DARBYSHIRE, J. A. und STRUNZ, H.: An X-ray investigation of the feldspars. Zs. Kristallogr. 87 (1934), 464.
79. TILLEY, C. E.: The status of hornblende in low grade metamorphic zones of green schists. Geol. Mag. 75 (1938), 497.
80. TSCHERMAK, G.: Die Glimmergruppe. II. Teil. Zs. Kristallogr. 3 (1879), 122.
81. TURNER, F. J.: The metamorphic and intrusive rocks of South Westland. Trans. N. Z. Inst. 63 (1933), 178.
82. — The genesis of oligoclase in certain schists. Geol. Mag. 70 (1933), 529.
83. — Contribution to the interpretation of mineral facies in metamorphic rocks. Am. Jour. Sci. 24 (1935), 409.
84. VOOT, T.: Sulitelmafeltes Geologi oog Petrografi. Norges Geol. Under-sökelse (1927), 121.
85. WEINSCHENK, E.: Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen. Abh. Bayer. Ak. Wiss. II. Kl. (1903).
86. WENK, E.: Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 14 (1934), 196.
87. WINCHELL, A. N.: Elements of optical mineralogy. III. New York 1933.

Karten und Profile

1. R. Ufficio Geologico. Carta Geologica Italia, 1: 100 000. 1912. Blätter Aosta und Mte Rosa.
2. R. Ufficio Geologico. Carta Geologica dell Alpi Occidentali, 1: 400 000. 1908.
3. E. ARGAND. Carte Géologique du Massif de la Dent Blanche, 1: 50 000. Sp. K. Nr. 52. 1908.
4. E. ARGAND. Carte Géologique de la Région du Grand Combin, 1: 50 000. Sp. K. Nr. 93. 1934.
5. E. ARGAND. Neuf coupes à travers les Alpes Occidentales, 1: 400 000. 1911.
6. F. HERMANN. Stereogramma tettonico delle Alpi Valdostane Centrali, 1: 37 500. 1927.
7. F. HERMANN. Carta Geologica delle Alpi Nord-Occidentali, 1: 200 000. 1937.
8. R. STAUB. Tektonische Karte der Alpen, 1: 1 000 000. 1923.

Tafel I

1



2



Erläuterungen zu Figuren 1—2, Tafel I

- Fig. 1. Durch Biegegleitung ausgewalztes Quarzkorn in schwach lentikularem Granit. Links oben und Mitte unten Schachbrettalbitporphyroklasten. Vergr. 14fach, gekr. Nic.
- Fig. 2. Flaseriger Gneis mit Quarzporphyroklasten, breiten lepidoblastischen Glimmerzügen und deutlichen Albit-Neukristallisationen rechts und links der mittleren Quarzkörner. Vergr. 14fach, gekr. Nic.

Erläuterungen zu Figuren 3—6, Tafel II

- Fig. 3. Durch Biegegleitung scheinbar bruchlos ausgewalztes Quarzkorn in der „plastischen Grundmasse“ von Saussurit in beanspruchtem Granit. Vergr. 14fach, gekr. Nic.
- Fig. 4. Lentikularer Gneis mit schwacher, aber deutlicher Albit-Neukristallisation zwischen den beiden Quarzporphyroklasten. Vergr. 22fach, gekr. Nic.
- Fig. 5. Normaler Gneis der Arollaserie mit Zeilenbau von granoblastischen Quarz-Albitlagen und lepidoblastischen Sericit-Zoisit-Albitlagen. (Vergleiche die Breite der Glimmerlagen gegenüber dem flaserigen Gneis (Fig. 2).) Vergr. 14fach, gekr. Nic.
- Fig. 6. Albitisation von Mikrolin in quarzdioritischer Schliere. Rechts oben und links unten ist der Mikrolin durch Albit ersetzt, während er in der Mitte links und rechts unten an Quarz angrenzend intakt geblieben ist. Die Abbildung der Mikroklinlamellen durch den Albit ist deutlich zu erkennen. Vergr. 45fach, gekr. Nic.

Tafel II



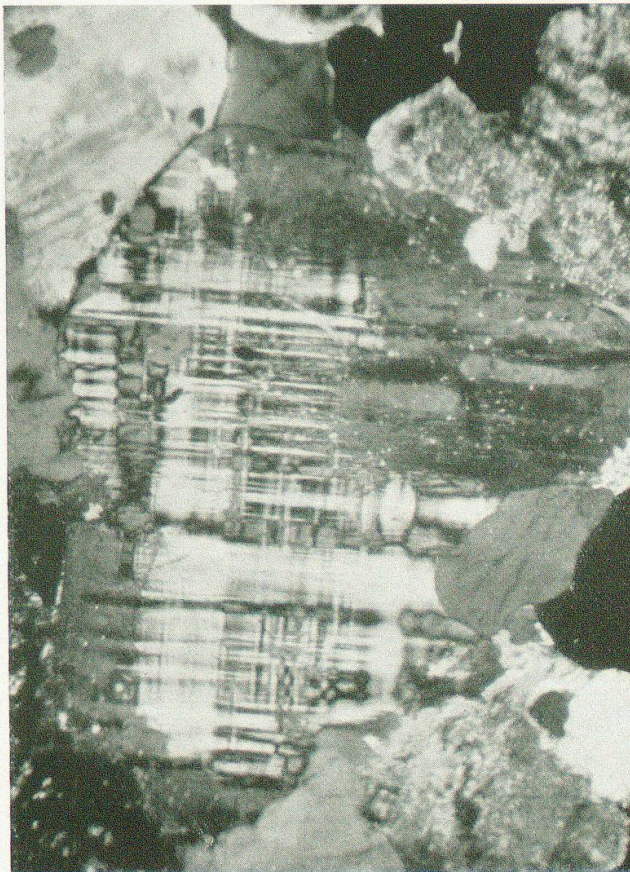
3



4



5



6

Leere Seite
Blank page
Page vide