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

Band: 31 (1951)

Heft: 1

Artikel: Petrographische Untersuchungen im Gebiete der Val Russein (Aarmassiv-Ostende)

Autor: Eugster, Hans Peter

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-25146

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: 13.12.2025

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

Petrographische Untersuchungen im Gebiete der Val Russein (Aarmassiv-Ostende)

Von *Hans Peter Eugster* (Zürich)

Inhaltsverzeichnis

Vorwort 4
Zur Einführung 4
Zusammenfassung 4

1. Teil: Der nördliche Ortho- und Mischgesteinskomplex

A. Granitgneise 7
1. Der zentrale Granitgneis 7
a) Normaltyp des zentralen Granitgneises 7
b) Albitreicher Granitgneis 8
c) Dunklerer, feinkörniger Granitgneis 9
2. Der nördliche Granitgneis 10
3. Die gegenseitigen Beziehungen der granitischen Gesteine 13

B. Die chorismatischen Hüllgesteine 18
1. Die südliche Mischgesteinsserie 18
a) Die Gesteinstypen 19
α) Monoschematische Varietäten 19
β) Ophtalmite 23
γ) Stromatite 25
b) Lagerungsverhältnisse, Genetisches 27
2. Die nördliche Mischgesteinsserie 32
a) Monoschematische Gesteine und Mischgesteine vom normalen Typus 33
b) Migmatite 35
3. Zusammenfassung 41

C. Diorite und zugehörige Hornblendegneise 42
1. Die Diorite des Düssistocks 43
2. Die Diorite des Cuolm tgietschen 46
a) Der normale Diorit 46
b) Hornblendegneise (inkl. Amphibolite und Chloritgneise) 49
α) Amphibolite 49
β) K-Feldspatfreie Hornblendegneise 50
γ) K-Feldspatführende Hornblendegneise 51
δ) Chloritgneise 51
3. Die Diorite der Val Surplattas 52

D. Amphibolite und zugehörige Hornblendegneise 55
1. Die Gesteine der Fuorcla Val Pintga 55
a) Monoschematische und stromatitische Amphibolite 56
b) Monoschematische bis feinstromatitische Hornblendegneise . . . 57
c) Amphibolitische Chorismite mit kaliumfeldspatreichem Neosom . . 58
d) Amphibolitische Chorismite mit kaliumfeldspatfreiem Neosom . . 61
2. Die Gesteine des Gwasmet 62

E. Gang- und Ergussgesteine 63
1. Pegmatite und Aplite 63
2. Porphyrite und Lamprophyre 64
3. Quarzporphyre 64
4. Spilite und diabasartige Gesteine 66

2. Teil: Der südliche Paragesteinskomplex

I. Historisches 67

II. Zur Petrographie 69

A. Psephitisch-psammitischer Ablagerungsraum 70
1. Polyschematische Gesteine (Psephitgneise) 70
a) Die Gerölle 70
α) Helle, stark gerundete Gneise und Quarzite (inkl. Granite und Monzonite) 71
β) Amphibolitische Gerölle 73
γ) Linsig-plattige Gneise und Quarzite 77
δ) Spezielle Komponenten 78
ε) Gegenseitige Beziehungen der Gerölle 79
b) Die Zwischenmasse 80
α) Hornblendeführender Zement 81
β) Hornblendefreier Zement 82
c) Die Beziehungen zwischen Komponenten und Zwischenmasse . . . 82
2. Monoschematische Gneise (Psammitgneise) und Quarzite 84

B. Pelitisch-psammitischer Ablagerungsraum (inkl. die sill- und gangförmig eingelagerten Eruptivgesteine) 84
1. Phyllite 84
a) Gebänderte Phyllite und Schiefer 85

b) Stark pigmentierte, schwarze Phyllite 86
c) Karbonatphyllite 87
d) Chlorit- und Chloritbiotitphyllite 88
e) Genetisches 88
2. Knoten-, Biotit- und Hornblendeschiefer der Val Gliems und die darin eingelagerten Sills und Gänge 89
a) Die Paraschiefer 89
α) Knotenschiefer 89
β) Biotitschiefer 90
γ) Hornblendeschiefer 90
b) Diorite und Dioritporphyrite 95
c) Lagerungsverhältnisse, Genetisches 99
3. Hornfelse und Chiastolithschiefer 101
a) Die Hornfelse der Alp Cavrein sura 101
α) Normaltypen 103
β) Hornblendehornfelse 108
γ) Diaphtoritische Hornfelse und Grenzgesteine 109
δ) Pegmatite 110
ε) Ursache der Metamorphose 110
b) Die Chiastolithschiefer der Val Gliems 112

C. Chemische und organogene Ablagerungen 114
1. Kalksilikatlinsen und Marmore 114
2. Kohlige Einlagerungen 114
3. Vererzungen 115

D. Die Gesteine der Injektionszone 115

E. Ganggesteine 116

III. Tektonik und Sedimentation. Die Altersfrage 116

A. Zur Tektonik 116
1. Beziehungen zwischen Schichtung und Schieferung 116
2. Das Verhältnis zum südlichen und zentralen Aaregranit 118

B. Zur Sedimentation 120
1. Das Verhältnis zwischen psephitischem und pelitischem Ablagerungsraum 120
2. Der pelitische Ablagerungsraum 121
3. Der psephitische Ablagerungsraum 122
4. Das relative Alter 123

C. Zur Altersfrage 123
1. Möglichkeiten einer Altersbestimmung 123
2. Bedeutung für die angrenzenden Gesteine 125
3. Beziehungen zu den metamorphen Provinzen 128

Literaturverzeichnis 129

Vorwort

Den Feldaufnahmen zur vorliegenden Arbeit waren die Sommermonate der Jahre 1947, 1949 und 1950 gewidmet, der Ausarbeitung, die am Min. Petr. Inst. der E.T.H. in Zürich erfolgte und 1948/49 für ein Jahr unterbrochen wurde (Tätigkeit als Kristallograph ad interim am Eidg. Inst. für Schnee- und Lawinenforschung Weissfluhjoch/Davos), die Zwischenzeit. Allen jenen, die während dieser Jahre mir mit Rat und Hilfe beigestanden haben, möchte ich meinen aufrichtigsten Dank aussprechen, vor allem den Herren Proff. Dr. C. Burri, Dr. J. Jakob, Dr. R. L. Parker, Dr. F. de Quervain und meinen Freunden und Studienkollegen A. Niggli, T.S . Önay und L. Zawadyński. Ganz besonders aber fühle ich mich meinem sehr verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. P. Niggli verpflichtet; er hat einen guten Teil zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen.

Zur Einführung

Das Untersuchungsgebiet befindet sich am östlichen Ende des Aarmassivs. Im S schliesst der südliche Aaregranit s.str. (Piz Cavardiras-Piz Posta Biala) an, im NE der autochthone Sedimentmantel, während im N und NW die Aufnahmen bis zur Wasserscheide zwischen Graubünden-Glarus und Graubünden-Uri ausgedehnt wurden, d.h. bis zur Linie Tödi-Düssistock-Piz Cavardiras. Den Anschluss vermitteln die Arbeiten von Widmer ([39], im NE), Sigrist ([29], im NW) und W. Huber ([12], im W). Der östliche Teil des Gebietes wurde bereits von Fr. Weber kartiert (M 1:50000). Die Neuaufnahmen erfolgten auf Vergrösserungen der Blätter Disentis und Klausenpass der neuen Landeskarte, welcher auch die Nomenklaturen entnommen sind. Die Zweiteilung der Arbeit ergibt sich aus petrogenetischen und tektonischen Überlegungen und lässt sich auch räumlich gut durchführen.

Zusammenfassung

Die Arbeit gliedert sich in zwei Teile. Der erste behandelt die älteren vorherzynischen Bildungen des Gebietes — die zum eigentlichen Altkristallin der Zentralmassive gehören —, sowie die darin eingelagerten herzynischen Eruptivgesteine. Von den zwei Komplexen granitischer Natur steht der eine in Verbindung mit dem zentralen Aaregranit s. str., während der andere chemisch, mineralogisch und strukturell Analogien mit den Gastern-Innertkirchnergraniten erkennen lässt. Die heute mehr oder weniger stark verschieferten Erstarrungsprodukte herzynischer Magmen werden von einer Gneis-Schieferhülle ummantelt — den für das Untersuchungsgebiet ältesten und meist chorismatisch struierten Gesteinen —. Die nähere Untersuchung lässt einen Komplex von Phylliten, Para-

schiefern und -gneisen erkennen mit helleren Bestandsmassen, wobei Struktur und Lagerungsform dieser Akyrosome[1]) auf Entstehung aus mobiler (vorwiegend molekulardisperser) Phase schliessen lassen. Fehlen die hellen Bestände, so kann vom eigentlichen Paläosom, dem Kyriosom einer Mischgesteinsserie gesprochen werden. Das vermutliche Chymogen[1]) der Phlebite[1]), Stromatite und Ophtalmite stammt teilweise sicher von granitischen Restlösungen ab; für einen andern Teil steht mit Sicherheit nur eine räumlich-zeitliche (nicht notwendigerweise stoffliche) Verknüpfung mit der Bildung granitischer Gesteine fest. Die Intrusion des zentralen Aaregranits erfolgte im Untersuchungsgebiet (Dachregion) bei relativ tiefen Temperaturen und oberflächennah. Aus der nördlichen Mischgesteinsserie werden hingegen ultrametamorphe Gesteine (Migmatite) beschrieben. Die Entstehungsart der Schmelzflüsse lässt sich nicht mehr rekonstruieren; doch kann für kleine Gebiete Kontamination bis differentielle Palingenese angenommen werden (Verhältnis der nebulitischen Migmatite zu reliktischen Einschlüssen). Für das Gesamtgebiet der granitischen Gesteine muss aus chemischen Gründen auf grossräumig-homogene Magmenbildung geschlossen werden, d.h. auf eine Differentiation oder tiefgelegene Anatexis mit sehr starker stofflicher Durchmischung. Dioritische Gesteine aus dem herzynischen Zyklus treten in zwei getrennten, aber genetisch zusammengehörigen Stöcken auf. Ein kleineres drittes Vorkommen besitzt selbständigen Charakter. Randlich ist sehr starke Durchaderung mit granitisch-granitaplitischem Chymogen festzustellen. In den Altbestand eingelagert findet man Amphibolite, welche mit Varietäten des Maderanertales praktisch übereinstimmen.

Der zweite Teil umfasst eine metamorphe Serie vorwiegend klastischer (eventuell bis chemischer) Sedimente, vermutlich aus der Zeit der herzynischen Gebirgsbildung selbst. Die Gesteine des pelitischen Raumes (Tonschiefer, mergelige und sandige Tonschiefer), jetzt als Phyllite vorliegend, besitzen zyklischen Charakter und sind als synorogene, flyschartige Bildungen kleinerer Festlandbecken zu betrachten. Die psephitischen Ablagerungen besassen vorwiegend konglomeratischen — heute z.B. hornblendereiche Konglomeratgneise mit Amphibolitgeröllen —, teilweise auch brecciösen Charakter. Psammite kennzeichnen eher Übergangsgebiete. Durch thermische Kontaktmetamorphose, verbunden mit selektiver Dislokationsmetamorphose, entstanden aus den Phylliten Knoten-, Biotit- und Hornblendeschiefer. Die Kontakthöfe können sill- bis lagergangartig eingedrungenen und zu Dioriten und Dioritporphyriten erstarrten Magmen zugeordnet werden. Zwei Vorkommen von Hornfelsen und hornfelsartigen Gesteinen mit Chiastolith, Sillimanit, Cordierit etc. werden beschrieben, wobei die Umkristallisation wahrscheinlich auf kleinere, nicht mehr aufgeschlossene Stöcke granitischer Natur zurückzuführen ist. Kalksilikatlinsen und kohlige Einlagerungen treten an verschiedenen Orten auf. Einer altersmässigen Parallelisation dieses vorgranitischen Komplexes mit Gesteinen des Bifertengrätli (Bifertengrätli- und Grünhornserie) kommt aus faciellen Gründen recht hohe Wahrscheinlichkeit zu (Oberkarbon). Auch tektonisch-strukturelle Besonderheiten sprechen für intra- bis spätherzynische Bildung.

Das ganze Gebiet stellt eine Provinz polymetamorpher Gesteine dar. Die beiden orogenetischen Hauptzyklen (herzynische und alpine Gebirgsbildung mit

---

[1]) Vgl. die Definitionen z.B. in 23a.

verschiedenen Teilphasen) verursachten eine bis mehrere Dislokationsmetamorphosen, während dem syn- bis spätorogenen Magmatismus der paläozoischen Periode mehrere Kontaktmetamorphosen verschiedener Art zugeschrieben werden müssen. Eine Trennung in selbständige isotemporale metamorphe Provinzen lässt sich nicht mehr streng durchführen; immerhin können aus der heutigen petrographischen Beschaffenheit — unter Benützung der tektonisch-stratigraphischen Interpretation — recht klare Hinweise auf jeweilige Art und Intensität der Umkristallisationen gewonnen werden.

1. Teil: Der nördliche Ortho- und Mischgesteinskomplex

Geographisch umfassen Gesteine dieses Komplexes die nördlichen und nordwestlichen Nebentäler der Val Russein mit ihren Talabschlüssen Val Gronda und Val Pintga de Russein, Val Gronda und Val Pintga de Cavrein und Val Surplattas, gegen N und NW bis zur Wasserscheide zwischen Glarus, Uri und Graubünden, gegen NE bis zur Bedeckung durch die nachherzynischen Sedimente des Autochthons.

Alle Autoren, die sich mit einer grossräumigen Gliederung des Aarmassivs befassten, rechnen Zonen dieser und entsprechender Stellung zur nördlichen Schieferhülle der zentralen Batholite. Daraus, dass es sich im vorliegenden Gebiet um die östlichsten Gesteine dieser Art, die mit dem Massiv noch in unmittelbarem Zusammenhang stehen, handelt, ergeben sich Spezialbedingungen, die später genauer zu kennzeichnen sind (s. S. 41).

Der Gliederung liegen neben mineralogisch-texturellen Merkmalen vor allem auch die Verbandsverhältnisse zu Grunde. Eine vollständige Trennung in genetisch verschiedene Typen ist unzweckmässig, weil gerade für die Mischgesteine als wichtigste Eigenschaft gilt, dass schon das Handstück Bereiche unterschiedlichster Entstehung umfasst.

In einem ersten Abschnitt werden die Komplexe granitischer Natur zu besprechen sein, anschliessend daran die vorwiegend chorismatisch gebauten Gneise, Schiefer und Phyllite, die sie umhüllen. Dann folgen die dioritischen Gesteine mit den in ihren Verband gehörigen Hornblendegneisen, die Amphibolite und als Abschluss die Gang- und Ergussgesteine.

Für die Gliederung der Granite gilt folgendes:

W. Huber [12] hat im SW anschliessenden Gebiet südlichen Aaregranit s. str. und zentralen Aaregranit s. str. unterschieden. Der südliche Aaregranit s. str. bildet in den Stgeina de Lumpegna und Stgeina de Glievers die südliche Abgrenzung unseres Gebietes. Der zentrale Aaregranit s. str. — hier nur mehr in kleineren Stöcken selbständigen Charak-

ters — baut mit den ihn umschliessenden Hüllgesteinen den südlichen Teil des als „nördlicher Ortho- und Mischgesteinskomplex" zusammengefassten Gebietes auf. Den nördlichen Teil beherrscht wiederum ein zweifelsfreier Granitkomplex, der die rein lokale Bezeichnung „nördlicher Granitgneis" erhält, vorerst ohne damit etwas über ein Analogon oder die Fortsetzung gegen W auszusagen. Entsprechend wird in eine südliche und eine nördliche Mischgesteinsserie gegliedert.

A. GRANITGNEISE

1. Der zentrale Granitgneis

Bereits Fr. Weber hat den granitischen Charakter dieser Gesteine betont. Eine Beschreibung im westlich anschliessenden Gebiet wurde durch W. Huber [12] gegeben. Von seinen drei Typen tritt vor allem der mittlere auf — granitisch-gneisiger Typ —, während porphyrische Varietäten das Untersuchungsgebiet am Gwasmet eben noch berühren.

Differentialbewegungen während der herzynischen und alpinen Gebirgsbildungen wirkten sich im vorliegenden Abschnitt besonders stark aus. Es verwundert nicht, wenn heute selbst in den gut erhaltenen Partien stark bis extrem verschieferte Granitgneise vorliegen. Die granitische Natur ergibt sich damit weniger aus dem Gefüge als aus den Beziehungen zum Nebengestein. Dort, wo granitische Gesteine nur als schmächtige Einlagerungen in den Misch- und Paragesteinen auftreten, bereitet deshalb die Zuweisung zum Orthogesteinskomplex oft erhebliche Schwierigkeiten.

Im Handstück ist die Variation meist recht gross und unsystematisch. Um so überraschender ist die Konstanz im Dünnschliff. Auf Grund des Mineralbestandes ergibt sich eine Trennung in einen Normal-Typ und eine albitreiche (bzw. K-Feldspatarme) Varietät, wobei kennzeichnenderweise diese den schmalen, sehr stark verschieferten Einlagerungen in den Mischgesteinen zugehört, während jener vorwiegend die grösseren geschlossenen Stöcke aufbaut. Die Gesteine eines grösseren, innerhalb der südlichen Mischgesteinsserie isolierten Vorkommens — feinkörniger und dunkler — werden als dritter Typ beschrieben.

a) Normaltyp des zentralen Granitgneises

Den grössten Stock, zugleich mit der schönsten Ausbildung und den besten Aufschlussverhältnissen, findet man an den N-Hängen der Val Pintga de Cavrein (Muota Cavrein) bis gegen Surplattas hinauf.

Makroskopisch: Helle, feinkörnige, rötlich gefärbte Gneise.

Mineralbestand:				
Quarz	40%	(30—50)	Epidot	Apatit
K-Feldspat	25	(20—30)	Chlorit	Zirkon
Albit	25	(20—35)		Titanit
Sericit	5	(5—10)		Orthit
Biotit	5	(0— 8)		Erz

Quarz: Polygonales Pflaster (d um 0,04 mm) mit einzelnen kataklastischen Relikten grösserer Körner. K-Feldspat (d bis 2 mm) dicht mit Hämatitschüppchen und Epidot bestreut, fleckig auslöschend und durchwegs mikroperthitisch bis (vorwiegend) perthitisch entmischt. Mikroklingitterung selten und in deutlicher Abhängigkeit von mechanischer Beanspruchung. Weit verbreitet hingegen randliche Verdrängung durch Albit (mit einschlussfreiem Rand), nur spärlich verbunden mit Ausscheidung schmaler Quarzstengel; weniger häufig sind albitisierte Individuen. Einschlüsse tropfenförmiger Quarzkörner finden sich häufig, sowie auch Risse, die meist mit Quarz-Sericit, seltener mit Albit, ausgeheilt wurden. Albit (d 2 mm) An 4—8%, nie basischer. Fein lamelliert nach dem Albitgesetz, seltener nach Albit und Periklin gleichzeitig. Fast einschlussfrei, licht verteilte Sericitschuppen oder lockere Klinozoisit-Epidothaufwerke. Daneben eine feinkörnigere (d 0,1 mm), deutlich rekristallisierte Generation, meist in Verbindung mit dem polygonalen Quarzgefüge. Grobschuppiger Sericit, öfters in Begleitung einzelner grösserer Muskowitpakete, bildet selbständige, netzförmig verzweigte Züge, besonders häufig in der Nähe albitreicher Zonen; sie werden durch das polygonale Quarzpflaster aufgespaltet. Feinschuppige-schilfartige Aggregate eines bräunlichgrün pleochrotischen Biotits erwecken den Eindruck von Neubildungen; konstante Paragenesen mit feinkörnigem Epidot und Erz. Einzelne Handstücke besitzen eine zweite (ältere?), grobblättrige und tief braun pleochroitische Biotitgeneration, jedoch ohne sichtbare genetische Beziehungen zur ersten. Als konstanter Nebengemengteil nur Epidot, oftmals angereichert in den Sericithäuten, während Chlorit zum 2. Typus der Granitgneise überleitet.

b) Albitreicher Granitgneis

Zu dieser Gruppe werden alle jene Granitgneise zusammengefasst, bei welchen Albit gegenüber dem K-Feldspat vorwiegt (bzw. welche keinen K-Feldspat führen).

Makroskopisch geringe Unterschiede, vorwiegend grünlich und im allgemeinen auch etwas dunkler. Mineralbestand: 2 Extremglieder sollen die Variationsbreite veranschaulichen.

Quarz	35% bzw.	30%	Muskowit	Apatit
Albit	35	60	Biotit	Zirkon
K-Feldspat	20	—	Epidot	Titanit
Sericit	5	—	Calcit	Orthit
Chlorit	5	10		Erz

In den feldspatreichen Gesteinen ist der Quarz durchwegs gröber (d 0,1—0,2 mm), wohl ursprünglich weniger stark zertrümmert, aber auch schwächer rekristallisiert; Böhm'sche Streifung, undulierende Auslöschung, gezackte Umrisse.

K-Feldspat vorwiegend mikroperthitisch. Albit (d 2 mm) locker mit Sericit und etwas Calcit überstreut, seltener mit Klinozoisit. Öfters in der Richtung der Zwillingslamellen undulös auslöschende Quarztropfen als Einschlüsse; häufig parallel den Spaltbarkeiten eingelagerte K-Feldspatsubstanz mit typischen Verdrängungsstrukturen und zwar vorwiegend in sericitarmen Albiten. Diese Erscheinung gehört wahrscheinlich in den Zyklus der Kataklase (inkl. Chloritisierung des Biotits und Epidotbestäubung der Feldspäte) und ist damit jünger als die Myrmekitbildung im Normaltyp. Chlorit: Grasgrün pleochroitischer Pennin, durchwegs mit Einschlüssen von Epidot und Erz, meist in ± geschlossenen Zügen. Braune Flecken mit höherer Doppelbrechung deuten auf Umwandlung aus Biotit. Sericit: Besonders in den albitreicheren Typen in selbständigen Zügen, zusammen mit Chlorit. Biotit: Neben den Relikten im Chlorit auch in grün pleochroitischen Aggregaten ohne sichtbare genetische Zusammenhänge (Neubildung?).

Ausser den beschriebenen Granitgneisen, die neben der Kataklase eine deutliche und weitgehend strukturbestimmende Rekristallisation erkennen lassen, finden sich auch Gesteine mit weit stärkerer Zertrümmerung der Gefügekörner, besonders in den wenig mächtigen Granitgneispaketen. Die Erscheinungen der Granitkataklase stimmen genau mit jenen überein, welche W. Huber beschrieben hat ([12], S. 573ff.).

c) Dunklerer, feinkörniger Granitgneis

Nördlich des Sedimentkeiles, der vom Piz Dado gegen W tief ins Kristallin hineinzieht, wurde ein Komplex granitischer Gesteine angetroffen. Der Habitus dieser feinkörnigen dunkelgrauen und sehr homogenen Granitgneise liess auf eine gewisse Verwandtschaft mit dem zentralen Granitgneis schliessen. Die Analyse eines strukturell und mineralogisch entsprechenden Gesteines (A3, s. S. 14) — allerdings eine Einlagerung im nördlichen Granitgneis — bestätigte diese Vermutung, weshalb das Gestein an dieser Stelle beschrieben sei.

Mineralbestand:	Quarz	30%	Calcit	Apatit
	K-Feldspat	20	Epidot	Zirkon
	Albit	35	Chlorit	Erz
	Sericit	10		
	Biotit	5		

Bezüglich des Mineralbestandes stehen diese Gesteine ziemlich genau in der Mitte zwischen Typ a und b (deutliche Albitvormacht, aber Biotit statt Chlorit). Bemerkenswert ist, besonders gegenüber Typ b, die über weite Strecken auffällige Konstanz in Mineralbestand und Gefüge. Im Felde ist eine Unterscheidung von den anderen Granitgneisen sehr leicht möglich und zwar, neben Färbung und Textur, durch eine charakteristische Zeichnung: Die Gesteine werden von schmalen dunkleren Äderchen unabhängig von s quer durchschlagen (aus Biotit und Sericit bestehend).

Quarz: Grössere, stark kataklastische Individuen neben feinkörnigerem, nur

schwach rekristallisiertem Quarzgefüge (d 0,005—0,01 mm, vermischt mit Sericit). K-Feldspat (um 1 mm) frisch, jedoch stark fleckig auslöschend, Zerrisse verheilt mit Calcit oder Biotit; randliche Verdrängungen durch Albit ausgeprägt und oft weit fortgeschritten, Mikroklingitterung nur an wenigen Stellen wahrnehmbar. Albit (um 0,2 mm) locker mit Sericit besetzt, öfters zusammen mit Calcit, stellenweise mit Epidot; zerrissen oder linsig-spindelförmig ausgezogen; Sericit in schmalen Zügen (mit Quarz vermischt) die Feldspäte umfliessend. Biotit: bräunlichgrün pleochroitische Aggregate zusammen mit Sericit; sicher als Neubildung, da als Rissfüllung im K-Feldspat und in den schmalen, von der Schieferung unabhängigen Äderchen.

2. Der nördliche Granitgneis

Im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes stösst man auf einen Komplex auffallend homogen gebauter Gneise, die als geschlossenes Paket (max. 1200 m mächtig) von den Strahligen Stöckli über den Piz Cambrialas, den S-Grat des Heimstocks bis in den Talabschluss der Val Gronda de Russein hinüberziehen. Eine kleine Erweiterung findet im Hintergrund der Val Pintga de Russein statt. Die Grenzflächen fallen bereits so flach ein (60 bis max. 70°), dass sich die Intersektionen mit den sehr steilen Talflanken in einer Knickung der Grenzlinien auswirken. Die Richtung des Streichens stimmt mit jener der zentralen Granitgneise überein.

Die Untersuchungen führten zur Ansicht, dass es sich um dislokationsmetamorph überprägte Gesteine granitischer Natur handeln muss. Die bemerkenswerte Konstanz in Mineralbestand und Textur stellen sie in scharfen Gegensatz zu den ursprünglich sedimentären und gemischten Hüllgesteinen. In zahlreichen Aufschlüssen beweisen wenige bis mehrere m mächtige exogene Schollen den geologisch selbständigen — d.h. intrusiven — Charakter dieser Gesteine (Fig. 1). Exogenthermische hornfelsartige Kontaktwirkungen auf die Nebengesteine konnten nicht mehr mit Sicherheit nachgewiesen werden (Verschieferung); dafür scheint eine um so intensivere stoffliche Beeinflussung der umhüllenden Paragesteine stattgefunden zu haben (s. S. 32).

Verschiedene Aufschlüsse wurden schon von Fr. Weber als Granit ausgeschieden. Doch zeigte sich besonders deutlich im westlichen, ausserhalb seiner Karte liegenden Gebiet, dass weniger einzelne isolierte Kuppen vorliegen, als eine ziemlich geschlossene mächtige Platte.

Makroskopisch sind die Gesteine — mindestens in den homogeneren Partien — ziemlich leicht von den umgebenden Typen zu unterscheiden. Im Gegensatz zum zentralen Granitgneis herrscht Grünfärbung vor. Charakteristisch sind die 2—5 mm grossen Feldspateinsprenglinge

Fig. 1. Schollen eines feinkörnigen Biotitgneises im homogenen nördlichen Granitgneis. Val Gronda de Cavrein.

in der feinkörnigen bis dichten Grundmasse. Die stärksten Variationen im Handstück, die allerdings beträchtlich sein können, werden durch verschieden intensive Verschieferung verursacht. Die schönsten und massigsten Varietäten finden sich leicht zugänglich z. B. in folgenden Aufschlüssen: Val Gronda de Russein in den SE-Flanken des Heimstockes, am Fuss der E-Wand des Piz Cambrialas direkt über dem vorderen Hängegletscher, in der näheren Umgebung der Cavreinlücke und schliesslich in den Strahligen Stöckli. Weit häufiger sind die stark bis sehr stark verschieferten Granitgneise, bei welchen die zahlreichen Feldspäte — die K-Feldspäte graublau und die Albite weiss — leicht linsenförmig ausgequetscht und von den Sericithäuten umflossen werden. Bei den sehr stark verschieferten Typen, die den Hauptbestand bilden, ist die Möglichkeit einer Verwechslung mit Psammitgneisen in Handstück und Schliff denkbar. Einige Sicherheit in der Interpretation lässt sich dann nur durch die Verbandsverhältnisse gewinnen; doch sind jene Aufschlüsse, bei welchen sich der Granitcharakter durch Schollen oder Einwirkungen auf das Nebengestein im Felde nachweisen lässt, keineswegs spärlich.

Mineralbestand:

Quarz	35%	(30—40)	Klinozoisit-	Apatit
K-Feldspat	20	(15—30)	Epidot	Zirkon
Albit	25	(20—35)	Calcit	Rutil
Sericit	10	(0—10)	Orthit	Erz
Biotit	5	(0—10)		
Chlorit	5	(0—10)		

Quarz: Entweder vollständig zertrümmert ein sehr feinkörniges Gewebe bildend (0,005 mm) oder, seltener, mit polygonalen Umrissen weitgehend rekristallisiert (0,02 mm). K-Feldspat Porphyroblasten bis -klasten von 2 bis 5 mm; Kataklase, Entmischung, Mikroklingitterung, randliche Korrosion durch sicher jüngeren Albit und Schachbrettalbitisierung analog wie im zentralen Granitgneis. Bei der Entmischung wurden in manchen Individuen neben den schmalen, einigermassen einer Spaltrichtung parallel laufenden Albitspindeln kurze breitkeilförmige Albitspickel beobachtet, die, unter sich ebenfalls gleich orientiert, einer davon verschiedenen Richtung folgen. In einzelnen Gesteinen fällt auf, dass trotz der sehr weitgehenden Zertrümmerung des Quarzes die K-Feldspateinsprenglinge fast unversehrt zu sein scheinen; zugleich enthalten sie zahlreiche Einschlüsse von Quarztropfen, Albiten und Chloritblättern. Die äussere Begrenzung ist kaum abhängig von der Textur der Zwischenmasse, so dass an eine Wachstumsphase nach Abschluss der hauptsächlichen mechanischen Beanspruchung gedacht werden könnte. Weitere Anhaltspunkte liegen allerdings nicht vor. Albit: Etwas kleinkörniger als die K-Feldspäte, Ausbildung analog wie im zentralen Granitgneis. Bei den albitisierten K-Feldspäten ist sehr schön sichtbar, wie nur der Albitanteil mit Sericit belegt wird. In den Albiten selbst zeichnen sich Spannungszonen durch Sericitanhäufungen ab. Sericitisierung ist stärker verbreitet als Umwandlung in Klinozoisit-Epidothaufwerke.

Das Verhältnis zwischen Chlorit und Biotit ist recht wechselvoll. Verbreitet sind vor allem Typen, die nur Chlorit enthalten. In manchen Varietäten werden die Chloritaggregate durch feinschuppigen, grün pleochroitischen Biotit ersetzt, jedoch nie vollständig. Relikte älterer Biotitgenerationen sind nirgends mehr feststellbar.

Während die Unterscheidung der beiden Granitgneise im Handstück keine Mühe bereitet, sind die typischen Merkmale im Schliff weit weniger deutlich ausgeprägt. Der nördliche Granitgneis enthält etwas mehr dunkle Gemengteile und einen stärkeren und konstanteren Hiatus zwischen Feldspateinsprenglingen und Zwischenmasse, ist aber sonst im Detail überraschend ähnlich gebaut.

Exogene, gegen das homogene Nebengestein scharf abgesetzte Schollen findet man im nördlichen Granitgneis recht häufig (s. S. 10). Zahlreich sind Chlorit- und Chloritbiotitgneise, welche dem Stereogen der Chorismite[2]) durchaus entsprechen. Neben feinkörnigen Biotitgneisen (mit primärem Biotit) trifft man — besonders in der Umgebung amphibolitischer Gesteine — nicht selten Amphibolite und Hornblendegneise. Als Seltenheit seien Schollen von talkführenden Strahlsteinschiefern, sowie Chloritsericitschiefern mit Serpentinpseudomorphosen — aus der Val Gronda de Cavrein — erwähnt.

---

[2]) S. S. 19.

3. Die gegenseitigen Beziehungen der granitischen Gesteine

Der unmittelbare Zusammenhang des zentralen Granitgneises mit dem Hauptstock des zentralen Aaregranites s. str. ist kaum anzuzweifeln, obgleich das Zwischenstück, welches die Verbindung mit dem Oberalpstock herstellt, noch nie genauer untersucht worden ist (Schwarz-Stöckli im hintersten Brunnital). Viel schwieriger zu deuten hingegen sind Herkunft und Zugehörigkeit des nördlichen Granitgneises. Einige Sicherheit in der Interpretation wird erst dann zu erreichen sein, wenn die Beziehungen zu den westlich anschliessenden Gesteinen bekannt sind. Da auf Vergleichsbegehungen verzichtet werden musste, können nur einige Vermutungen geäussert werden.

Die Altersverhältnisse ergeben sich aus folgenden Beobachtungen: Grössere Komplexe des zentralen und nördlichen Granitgneises treten nirgends miteinander in Kontakt. Besonders im westlichen Teil (Val Gronda de Cavrein etc.) stösst man jedoch innerhalb des nördlichen Granitgneises zonenweise auf zahlreiche schmale, parallel der Verschieferungsebene eingelagerte Apophysen des zentralen Aaregranites. Die hellen, nahezu massigen Gesteine scheiden sich schon im Felde deutlich von den dunkleren, stärker verschieferten nördlichen Granitgneisen und besitzen genau entsprechende Stellung und entsprechenden Habitus wie die Granitapophysen und Ganggranite innerhalb der südlichen Mischgesteinsserie (s. S. 27). Sie beweisen das höhere Alter des nördlichen Granitgneises.

Näheres über die Zugehörigkeit kann aus den chemischen Verhältnissen gewonnen werden. 5 Granitproben wurden analysiert und zwar:

A 1: Normaltyp des zentralen Granitgneises, aus dem grössten und homogensten Stock, Muota Cavrein, 200 m SE P. 2539.

A 2: Apophyse des zentralen Granitgneises im nördlichen Granitgneis, am W-Fuss des Hagstäcken-N-Grates, kurz vor der Lücke.

A 3: Feinkörnige Varietät eines Granitgneises innerhalb der nördlichen Granitgneise, Val Gronda de Cavrein, linke Talseite, 250 m N von P. 2065.

A 4: Normaltyp des nördlichen Granitgneises, nahezu massig, am Fuss der E-Wand des Piz Cambrialas (S-Gipfel, P. 3208), wenig NE des nördlichen Gletscherrandes.

A 5: Stark verschieferter nördlicher Granitgneis, Val Pintga de Russein, rechte Talseite, am Fuss der Felsen 200 m NE P. 2204.6.

	A 1	A 2	A 3	A 4	A 5
SiO_2	75,21	69,97	71,95	67,10	69,45
TiO_2	0,26	0,52	0,49	0,99	0,86
Al_2O_3	13,26	14,87	14,31	15,13	13,88
Fe_2O_3	0,74	1,42	1,31	1,59	1,42
FeO	0,70	1,18	1,06	3,04	2,41
MnO	0,01	0,06	0,01	0,05	0,04
MgO	0,42	1,02	0,71	1,84	1,61
CaO	0,58	1,26	0,68	1,91	1,12
Na_2O	3,35	3,22	4,08	2,87	2,67
K_2O	4,82	5,03	4,30	3,56	4,21
P_2O_5	0,10	0,13	0,25	0,23	0,19
H_2O+	0,64	1,19	0,94	1,99	1,63
H_2O-	0,01	0,02	0,02	0,06	0,05
	100,10	99,89	100,11	100,36	99,54

Analytiker: H. P. Eugster

Niggliwerte:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
A 1	456	47,3	10,5	4,0	38,2	0,49	0,27
A 2	351	44,0	17,8	6,6	31,6	0,50	0,24
A 3	385	44,9	15,4	3,8	35,9	0,41	0,35
A 4	299	39,7	28,7	9,1	22,5	0,45	0,44
A 5	344	40,8	27,1	5,7	26,4	0,51	0,44

Basisnormen:[3])

	Cp	Ru	Kp	Ne	Cal	Sp	Hz	Fs	Fo	Fa	Q
A 1	0,1	0,2	17,4	18,4	1,7	1,7	0.8	0,8	—	0,5	58,4
A 2	0,3	0,3	18,2	17,7	3,3	3,8	—	1,5	0,3	1,5	53,1
A 3	0,6	0,3	15,4	22,2	1,0	2,9	1,0	1,4	—	0,8	54,4
A 4	0,4	0,7	13,1	15,9	5,2	5,9	—	1,7	1,0	3,6	52,5
A 5	0,4	0,6	15,5	14,9	2,6	5,9	—	1,5	0,5	2,9	55,2

Katanormen:

	Cp	Ru	Mt	An	Ab	Or	Cord	Fe-Cord	En	Hy	Q
A 1	0,1	0,2	0,8	2,8	30,7	29,0	3,1	1,5	—	0,1	31,7
A 2	0,3	0,3	1,5	5,5	29,5	30,3	7,0	—	0,4	1,1	24,1
A 3	0,6	0,3	1,4	1,7	37,0	25,7	5,3	1,8	—	0,1	26,1
A 4	0,4	0,7	1,7	8,7	26,5	21,8	10,8	—	1,3	3,7	24,4
A 5	0,4	0,6	1,5	4,3	24,8	25,8	10,8	—	0,7	2,8	28,3

Standard-Epinormen:

	Cp	Ru	Hm	Or	Ab	Ms	Zo	At	Ant	Fe-Ant	Q
A 1	0,1	0,2	0,6	24,2	30,7	6,7	2,3	—	1,0	1,0	33,2
A 2	0,3	0,3	1,0	22,8	29,5	10,5	4,5	—	2,4	1,7	27,0
A 3	0,6	0,3	1,0	18,8	37,0	9,4	1,4	—	1,7	1,4	28,4
A 4	0,4	0,7	1,2	13,2	26,5	12,1	6,9	3,3	2,7	4,0	29,0
A 5	0,4	0,6	1,0	19,8	24,8	8,4	3,4	5,0	0,6	3,2	32,8

[3]) Symbolisierungen nach P. Niggli, z. B. in (3, 20).

Biotitvarianten:

	Cp	Ru	Hm	Or	Ab	Ms	Zo	Bi	Fe-Bi	Q
A 1	0,1	0,2	0,6	22,2	30,7	6,7	2,3	1,6	1,6	34,0
A 2	0,3	0,3	1,0	18,7	29,5	10,5	4,5	3,8	2,7	28,7
A 3	0,6	0,3	1,0	15,7	37,0	9,4	1,4	2,7	2,2	29,7

Bei der Berechnung der Standardepinormen wurde für A 1, A 2 und A 3 möglichst viel Ant und Fe-Ant gebildet, das dann nach den Gleichungen

$$5\ \text{Ant} + 5\ \text{Or} = 8\ \text{Bi} + 2\ \text{Q}$$
$$5\ \text{Fe-Ant} + 5\ \text{Or} = 8\ \text{Fe-Bi} + 2\ \text{Q}$$

umgesetzt wurde. Erst die Biotitvariante stimmt mit dem Modus gut überein. Für den nördlichen Granitgneis (A 4 und A 5), in welchem Biotitneubildung weniger verbreitet ist, wurden nur die Chloritnormen angegeben: sie entsprechen den wirklichen Verhältnissen weitgehend.

A 3 stimmt mit den beiden Analysen des zentralen Granitgneises überein (A 1 und A 2). Recht deutlich verschieden sind die beiden Analysen des nördlichen Granitgneises und zwar fallen besonders der niedrige Alkaligehalt, das hohe fm und der hohe Tonerdeüberschuss auf. Dennoch ist eine gewisse Verwandtschaft unverkennbar.

Das klarste Bild gewinnt man aus dem QLM-Dreieck (Fig. 2). Ausser den neuen Analysen wurde der grösste Teil der Aaregranitanalysen eingetragen (in Lit. [24] die Nr. 1, 2, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 17, 19, 20, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 39, 44, 45, 46, 47, 48, 49, 50, 51, 60, 61, 67, 74, 75, 253, 262, 264, 265, 266, 267, 268, 277, 278, 280, 281, 282, 285, 286).

A 1, A 2 und A 3 lassen sich sehr schön in das Feld der bereits analysierten Zentralgranite eingliedern. A 1 entspricht durchaus einem mittleren Typ des zentralen Aaregranits, allerdings mit deutlich aplitischer Tendenz, während A 2 und A 3 etwas höheres M besitzen als der Schwerpunkt der Granite mit entsprechendem Q. Eigenartiger ist die Stellung von A 4 und A 5, die für ihr Verhältnis Q/L einen überraschend hohen M-Wert aufweisen. Entsprechende Tendenzen findet man jedoch in den Gastern- und Innertkirchnergraniten, wenn auch im Mittel die Q-Werte dort etwas tiefer liegen. Die überraschende Ähnlichkeit kleinerer Granitvorkommen des Maderanertales mit dem Gasterngranit im Handstück hat Sigrist [29] bereits vermerkt. Sie trifft auch hier in vollem Masse zu. Eine gewisse Übereinstimmung ist zugleich mit den granitischen Gesteinen des Tödigebietes (vgl. Hügi [14]) festzustellen.

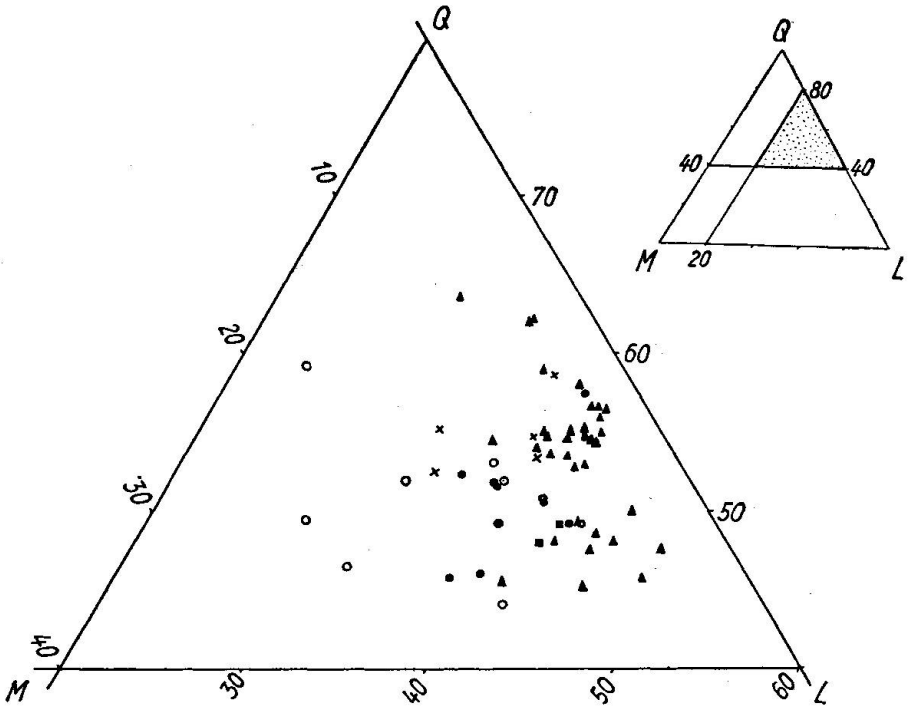


Fig. 2. QLM-Dreieck (Ausschnitt) aarmassivischer Granite.

		Q	L	M
× neue Analysen (1 bis 5)	1	58.4	37.5	4.1
● Innertkirchner Granite	2	53.1	39.2	7.7
○ Gasterngranite (+ quarzdiorit. Randfacies)	3	54.4	38.6	8.0
■ Tödigranit	4	52.5	34.2	13.3
▲ übrige Aaregranite	5	55.2	33.0	11.8

Niggli-Werte granitischer Gesteine des Aarmassivs, die stofflich eine Verwandschaft mit dem nördlichen Granitgneis erkennen lassen:

Gestein	si	al	fm	c	alk	k	mg	Nr.
Gasterngranit	315	43	22,5	9	25,5	0,45	0,32	7
Gasterngranit	289	40	25	8	27	0,43	0,36	9
Innertkirchnergranit	256	39	30,5	5	25,5	0,43	0,35	28
Innertkirchnergranit	297	43,5	22,5	9	25	0,46	0,34	264
Innertkirchnergranit	240	43	28	5,5	23,5	0,48	0,37	266
Innertkirchnergranit	306	47,5	21,5	5	26	0,30	0,20	267
Tödigranit	283	41	21	11,5	26,5	0,32	0,46	74
Granitporphyr, Randfacies des Tödigr.	329	42,5	28,5	4,5	24,5	0,30	0,37	291
„Basischer Granit“[4])	323	42	22,5	11,5	24	0,48	0,26	278

[4]) Kontaminierter zentraler Aaregranit nach LIECHTI (17).

Nimmt man nicht an, dass der relativ hohe Tonerdeüberschuss der Analysen A 4 und A 5 im wesentlichen eine sekundäre Erscheinung darstellt (Wegfuhr von c und alk bei der Metamorphose) oder auf Kontamination beruhe, so lässt sich an eine genetische Verwandtschaft mit den erwähnten Granitkomplexen denken. Immerhin sei darauf hingewiesen, dass die oben angeführten Analysen bei gleichem Tonerdeüberschuss meist ein höheres fm oder si (oder beides) besitzen — mit Ausnahme des Tödigranitporphyrs —, was doch eher auf den Einfluss lokaler Prozesse schliessen lässt.

Eine Granitanalyse, die mit A 4 und A 5 ebenfalls verwandt ist, wurde von H. LIECHTI [17] mitgeteilt. Er fasst das Gestein als verunreinigten zentralen Aaregranit auf.

Der nördliche Granitgneis wäre demnach einer älteren (vorzentralgranitischen) Intrusion zuzuschreiben, welche zu Gesteinen führte, die chemisch, mineralogisch und strukturell den Gastern-Innertkirchnergraniten nahestehen.

Magmatisch und tektonisch kommt dem nördlichen Granitgneis durchaus selbständiger Charakter zu, was schon aus den Einwirkungen auf das Nebengestein hervorgeht (über die recht beträchtlichen Unterschiede zum zentralen Granitgneis siehe S. 41). Ob allerdings der nördliche Granitgneis als Ganzes bloss durch umfassende Kontamination oder aber verschiedenes Stadium der Differentiation (bzw. beides) sich vom zentralen Aaregranit unterscheidet oder ob er in eine andere, zeitlich und örtlich getrennte Phase der Magmenbildung gehört — zusammen mit Gastern- und Innertkirchnergranit —, kann an dieser Stelle nicht entschieden werden. Immerhin darf man vermuten, dass die Intrusion nicht in einem sehr viel früheren Zeitpunkt erfolgte; denn der nördliche Granitgneis ist immer noch jünger als die Diorite des Fruttstock-Düssistocks, deren Entstehung aus strukturellen Gründen dem magmatischen Zyklus der herzynischen Orogenese zugeschrieben werden muss. Deshalb darf der nördliche Granitgneis nicht einfach in die Gruppe der „alten Granite" eingereiht werden.

Noch eine Bemerkung zu A 3: Die Verwandtschaft dieses feinkörnigen Granitgneises innerhalb der nördlichen Granitgneise mit der dunklen feinkörnigen Varietät des zentralen Granitgneises, welche isoliert in der Val Gronda de Russein auftritt (s. S. 9), ist auch chemisch so eng, dass an analoge Entstehung gedacht werden darf. Das Gestein wäre als Abkömmling desselben zentralgranitischen Magmas — eingelagert in die nördlichen Granitgneise — zu bezeichnen. Die strukturellen Unterschiede von den normalen und albitreichen Typen können verschiedenen Kristallisationsbedingungen zugeschrieben werden. Der gegenüber dem Mittelwert der zentralen Aaregranite etwas erhöhte M-Gehalt lässt leichte Kon-

tamination vermuten, was dann allerdings auch für jene Granitapophyse (A 2) gelten müsste, die strukturell mit dem Normaltyp des zentralen Granitgneises (A 1) praktisch identisch ist.

B. DIE CHORISMATISCHEN HÜLLGESTEINE

Die Granitgneise finden sich eingelagert in eine im Detail sehr wechselvolle Serie vorwiegend chorismatischer Gesteine. Trotz der ausserordentlichen Schwankungen im Kleinen ist der Bauplan im Grossen recht gleichmässig. Rein auf Grund der räumlichen Lage scheiden wir in eine südliche und eine nördliche Mischgesteinsserie, wobei auch dem Inhalt nach gewisse Unterschiede zu Tage treten.

1. Die südliche Mischgesteinsserie

Ausser den chorismatischen Bildungen treten innerhalb dieser Serie auch monoschematische Paragesteine — graue bis graugrüne Phyllite, Schiefer und Gneise — sowie sehr helle, aplitisch-granitische Gneise auf, welche fast nur aus leukokraten Mineralien bestehen. Dasselbe Material bildet die hellen Bestände der Chorismite, welche gegenüber dem dunklen Anteil durch ihre Inkonstanz (im und senkrecht zum Streichen) auffallen. Diese Inkonstanz, die an manchen Orten feststellbare durchgreifende Lagerung — aderartig — sowie die oft deutlich erkennbare pegmatitische Ausbildung beweisen, dass diesen Bereichen bei der Entstehung weitgehende Mobilität zukam, d.h. dass sie als Ganzes genommen als Chymogen bezeichnet werden müssen, im Gegensatz zum stereogenen Paläosom.

Das tragende Grundelement bildet immer das Stereogen, welches oft völlig mit den monoschematischen Paragesteinen übereinstimmt. Darin lagert sich das Chymogen entweder augenförmig bis linsenartig (Ophtalmite), lagen-, schicht- bis bankartig (Stromatite) oder seltener auch aderartig (Phlebite) ein. Dass neben den Ophtalmiten auch Gesteine mit konkordant eingelagertem Neosom sehr verbreitet sind, liegt wohl einerseits in der Wanderungsweise des Chymogens, andrerseits teilweise auch an der starken epizonalen dislokationsmetamorphen Überprägung, die den gesamten Komplex später erfasst hat.

Zunächst sollen die wichtigsten Gesteinstypen kurz erläutert werden. Zur Verteilung innerhalb der Zone und zu den gegenseitigen Beziehungen wird später Einiges mitzuteilen sein (s. S. 27).

a) Die Gesteinstypen

Grössere Bestände eines reinen, unbeeinflussten Stereogens findet man kaum. Dennoch sollen zunächst die achorismatischen Strukturtypen beschrieben werden — vorläufig unter Ausschluss der rein chymogenen Gneise —, da sie die Grundlage zum Verständnis der Ophtalmite und Stromatite bilden. Dabei seien nur jene Gesteine näher behandelt, welchen eine gewisse Verbreitung oder grundsätzliche Bedeutung zukommt.

Gesteine mit monoschematischem Gefüge gliedern sich in homöoblastische einerseits und in porphyroblastische andrerseits. Zu jenen gehören sechs, zu diesen drei Vertreter. Die Unterscheidung ist durch den recht monotonen Mineralbestand und die Textur gegeben. Als Hauptgemengteile findet man nur Quarz, Albit, K-Feldspat, Sericit, Chlorit, Muskowit, Biotit, Calcit.

Unter jenen Gesteinen, die keinen strukturell und texturell abtrennbaren chymogenen Bereich im Schliff und Handstück erkennen lassen, nehmen Phyllite und Schiefer den grössten Raum ein, obwohl auch sie nur hie und da in schmalen Einlagerungen angetroffen werden. Als Extremtypen werden im folgenden Sericitphyllite, Sericitchloritphyllite, Chloritcalcitphyllite und Sericitquarzite unterschieden. Der ausgesprochen feinschieferig-blättrige Habitus — mit Ausnahme der Quarzite — sowie die Feinkörnigkeit der Gemengteile rechtfertigen die Benennung Phyllite fast in allen Fällen. Texturen kompakterer und grobkörnigerer Schiefer hingegen sind kennzeichnend für die porphyroblastischen Varietäten.

α) *Monoschematische Varietäten*

α1. Sericitphyllite

Makroskopisch: Grau mit hellem Seidenglanz auf den s-Flächen, bei leichtem Erzgehalt hellbraun anwitternd.

Mineralbestand:	Quarz	60—40%	Chlorit	Zirkon
	Sericit	40—60	Epidot	Rutil
				Erz

Quarz feinkörnig (d 0,02—0,04 mm) ein homogenes Gewebe bildend, oftmals mit deutlich zeilenartiger Anordnung der Einzelindividuen parallel der s-Fläche. Die wenigen grösseren Körner (d bis 1 mm) mit Zeichen kataklastischer Beanspruchung. Sericitschuppen durchwegs streng eingeregelt; in sericitärmeren Typen gleichmässig über das Gestein verteilt (analog wie bei den Sericitquarziten und mit den Zwischengliedern zu diesen überleitend), in sericitreicheren zu selbständigen Schnüren zusammengeschlossen, die ihrerseits fast monomineralische

linsenförmige Quarzpflaster umschliessen. Pennin: Vereinzelte Blätter, fast durchwegs assoziiert mit feinkörnigen Epidotaggregaten. Grössere Chloritaggregate parallel s stark linsenförmig ausgezogen. Als Erz feinkörnige Magnetite; zahlreiche feinnadelige Rutile.

Zu diesem Normalbestand können noch Biotit und Albit hinzutreten in den Übergangstypen, die mit den stromatitischen Biotitphylliten bzw. den monoschematisch-porphyroblastischen oder polyschematisch-ophtalmitischen Sericitphylliten und -schiefern verbinden.

α 2. Sericitchloritphyllite

Eigentliche Chloritphyllite sind in dieser Zone von recht untergeordneter Bedeutung. Sie können die Sericitphyllite gelegentlich ablösen, sind jedoch auch in der Richtung des Streichens kaum auf grössere Strecken verfolgbar. Der deutlich grünliche Farbton verrät die Anwesenheit erheblicher Chloritmengen sehr bald, während die Textur dieselbe bleibt.

Mineralbestand:	Quarz	35—45%	Epidot	Zirkon
	Sericit	30	Calcit	Titanit
	Chlorit	35—25		Erz

Quarzgefüge analog wie α 1. Chlorit: Ein schwach (bläulichgrün) bis mittelstark (grasgrün) pleochroitischer Klinochlor, der sich meist zu linsenförmigen oder zu kurzen, leicht gewundenen Aggregaten zusammenschliesst, umflossen von Sericit. Kleine Epidotkörner gleichmässig über das Gestein zerstreut. Calcit-einzelkörner oder -linsen in stark variablen Mengen. In einzelnen Gesteinen kann der Karbonatgehalt so stark ansteigen, dass eigentliche Calcitphyllite entstehen.

α 3. Sericitquarzite

Sericitquarzite besitzen im südlichen Teil innerhalb der Phyllitgruppe recht grosse Verbreitung, jedoch meist mit polyschematischem Aufbau. Besonders auf Surplattas (Rundhöcker westlich Muota Cavrein) fallen die graublauen bankartigen Einlagerungen auf.

Makroskopisch: Graublaue, recht kompakte Gesteine, jedoch durchwegs deutlich geschiefert. Auf ausgeprägten Schieferflächen schwach grünlich-grauer Seidenglanz.

Mineralbestand:	Quarz	70—80%	Epidot
	Sericit	20—10	Apatit
	Albit	0—10	Erz

Quarz in 2 Generationen: Als Grundgewebe ein sehr feinkörniges Aggregat (d 0,005—0,01 mm); darin eingelagert linsenförmig bis unregelmässig begrenzte Bereiche mit grösseren, sehr schön polygonal struierten Individuen (d um 0,05 mm), die durch unter sich parallele Anordnung die s-Fläche leicht andeuten. Sericit in

schmalen, netzförmig verzweigten, im ganzen streng parallelen Zügen. Albit in einzelnen grösseren unregelmässig begrenzten Individuen (d bis 0,5 mm), an den Korngrenzen oft durch rekristallisierten Quarz verdrängt. Fein lamelliert mit häufig verbogenen Zwillingslamellen, spärliche Einschlüsse von feinschuppigem Sericit. Epidot entweder in grösseren Körnern (d 0,1 mm) perlschnurartig parallel s aufgereiht und von vollständig rekristallisiertem Quarz umgeben, oder in linsig-isometrischen Aggregaten diablastisch mit Quarz verwachsen.

Gleichkörnige monoschematische Gneise sind nur selten anzutreffen. Trotzdem seien sie der Vollständigkeit halber kurz erwähnt. Sie lassen sich nach dem melanokraten Hauptmineral in Chlorit-, Muskowit- und Biotitgneise gliedern. Ihr Auftreten ist vorwiegend an die N-Grenze der Zone gebunden.

α4. Chloritgneise

Als Beispiel sei ein Vorkommen vom Cuolm tgietschen beschrieben.

Makroskopisch: Dunkelgrüne, stark geschieferte Gesteine. Kompakterer Habitus und gröbere Körnung — besonders im Querbruch gut sichtbar — scheiden sie deutlich von den Chloritphylliten.

Mineralbestand:	Quarz	40—50%	Biotit	Zirkon
	Albit	30—45	Calcit	Erz
	Sericit } Chlorit }	15—25	Epidot	

Feinkörniger Quarz (d 0,02 mm) bildet mit Sericit das Grundgewebe, stellenweise deutlich rekristallisiert. Darin einzelne grössere undulös auslöschende und stark verzahnte Individuen (d bis 0,4 mm). Sericit vor allem im Albit; im Grundgewebe recht undeutlich sericitärmere und sericitreichere Streifen parallel s. Albit: Leicht ausgezogene Einzelindividuen (d um 0,2 mm) mit verbogenen Zwillingslamellen und Zerrissen. Meist dicht mit Sericit gefüllt, in allgemein sericitärmeren Typen jedoch nur locker mit saussuritischen Zersetzungsprodukten überstreut. Pennin in Einzelblättern oder zugartig angereichert; reliktische Partien mit höherer Doppelbrechung deuten auf Umwandlung aus Biotit. Calcit sehr inkonstant; feinkörnige Epidotaggregate.

α5. Muskowitgneise

Schöne Vertreter finden sich z.B. auf der linken Talseite der Val Surplattas, nahe der N-Grenze der Zone oder in den westlichen Flanken des Piz Dado.

Makroskopisch: Helle kompakte Gesteine mit grossen flatschigen Glimmeraggregaten.

Mineralbestand:	Quarz	45%	Calcit	Apatit
	Albit	25	Biotit	Zirkon
	Sericit	15	Chlorit	
	Muskowit	10	Klinozoisit-Epidot	
	K-Feldspat	5		

Quarz: In fast monomineralischen linsigen Bereichen, ein sehr schön polygonales Pflaster bildend (d 0,04 mm); einzelne grössere Individuen stark verzahnt und undulös auslöschend. Aus dem feinschuppigen Sericitgewebe beginnen sich einzelne Albitindividuen herauszuheben, am Rande noch stark mit Sericit besetzt; im Zentrum fast überall isometrische und nahezu opake Haufwerke mit feinkörnigem Klinozoisit-Epidot. Sericit in geschlossenen Zügen zwischen den teilweise rekristallisierten Albiten. Einzelne Muskowitblätter gleichmässig zerstreut. Im Innern der Sericitbänder feinschuppige, grün pleochroitische Biotitaggregate als typische Neubildung. Calcit nur in den reinen Quarzlinsen. Das Gestein zeigt schon sehr deutliche Anklänge an ophtalmitische Gefügebilder.

α 6. Biotitgneise

Ähnliches gilt für die achorismatischen Biotitgneise, die in analoger Stellung auftreten.

Makroskopisch: Kompakte, deutlich geschieferte graugrüne Gesteine, die auf den s-Flächen zahlreiche tiefbraune Biotitschuppen erkennen lassen.

Mineralbestand:	Quarz	30%	Chlorit	Apatit
	Plagioklas	50	Muskowit	Zirkon
	(zersetzt)		Calcit	Orthit
	Biotit	20	Klinozoisit-Epidot	Erz

Quarz (d um 0,3 mm) in linsig ausgezogenen, stark kataklastischen Körnern, zeilenartig in s eingeregelt. Porphyroblasten von zersetztem Plagioklas (bis 2 mm), Feldspatsubstanz als solche nicht mehr erkennbar, jedoch mit sehr deutlicher Umgrenzung; erfüllt mit Sericit und Klinozoisit-Epidot, feinkörnige fast opake Klinozoisit-Epidotaggregate schachbrettartig über die einzelnen Individuen verteilt, dazwischen einheitliches Gewebe von Sericitschüppchen. Hellkastanienbraun pleochroitische, grobblättrige (d 0,6 mm) Biotitpakete umschliessen die Porphyroblasten; öfters alternierend mit Chlorit oder ausgebleicht.

Die porphyroblastischen Gneise und Schiefer sind gewissermassen als Übergangsglieder zwischen den homöoblastisch-monoschematischen Typen einerseits und den ophtalmitischen andrerseits aufzufassen. Die makroskopisch erkennbaren Feldspäte stellen als Einzelkristalle noch keine selbständigen Strukturbereiche dar.

α 7. Sericitschiefer mit Feldspatporphyroblasten

Schon die Art ihres Auftretens verknüpft diese Gesteine eng mit den Ophtalmiten, da sie sich oftmals dort finden, wo Ophtalmite (bzw. evtl. Stromatite) an die monoschematischen Phyllite grenzen. Im Unterschied zu den Phylliten besitzen sie — ausser den Feldspäten — gröberes Korn und wesentlich höhere Verbandsfestigkeit, was in der Benennung „Schiefer" zum Ausdruck kommen soll.

Mineralbestand:	Quarz	40%	Calcit	Apatit
	Sericit	30	Epidot	Zirkon
	K-Feldspat	15	Chlorit	Erz
	Albit	10		
	Biotit	5		

Feinkörniges, homogenes Quarz-Sericitgewebe. Quarz besonders in der Nähe zahlreicher Feldspatporphyroblasten deutlich rekristallisiert (0,01—0,03 mm). K-Feldspatindividuen u. U. bis 2 cm gross, häufig zerbrochen und die Risse mit Quarz-Sericit ausgeheilt. Am Rande sehr deutlich durch Albit verdrängt, einzelne Individuen schachbrettartig albitisiert, andere schwach perthitisch entmischt. Kataklase jünger als die randliche Verdrängung durch Albit; die an einigen Stellen schön sichtbare Ausscheidung wurmförmiger Quarzstengel bei der Myrmekitbildung macht wahrscheinlich, dass die Verdrängung früher mindestens z. T. durch einen basischeren Plagioklas erfolgt sein muss. Grosse Porphyroblasten schliessen Grundgewebsmineralien ein, z. B. Albite mit einschlussfreiem Rand, zahlreiche Quarztropfen, Calcite, Biotitschuppen, Erz. Albit ebenfalls als Porphyroblasten, kleiner und weniger zahlreich; Einschlüsse von sehr fein verteiltem Zoisit und Epidot, Sericit in den Zerrissen. Biotit: feinschuppig, grün bis leicht bräunlich-grün pleochroitisch, als Neubildung vor allem in den sericit- und erzreicheren Partien.

α 8. Sericitquarzite mit Feldspatporphyroblasten

Recht ähnlich gebaut sind die Sericitquarzite.

Mineralbestand:	Quarz	65%	Biotit	Apatit
	Sericit	15	Calcit	Zirkon
	K-Feldspat	15	Epidot	Erz
	Albit	5	Muskowit	

Quarz in der Grundmasse sehr fein gekörnt (d 0,005 mm), Rekristallisation (d bis 0,02 mm) wiederum in klarer Abhängigkeit von der Zahl der Porphyroblasten. Biotit tiefbraun pleochroitisch. Im übrigen analog gebaut wie die porphyroblastischen Schiefer. Die bedeutend geringere Grösse der Feldspatporphyroblasten (d um 0,5 mm) hängt möglicherweise zusammen mit der unterschiedlichen Wegsamkeit der Gefüge.

Erst in diesen sericitarmen Gliedern wird es evident, dass den porphyroblastischen Albiten — trotz der geringeren Korngrösse — grundsätzlich dieselbe Stellung zukommt wie den K-Feldspäten. Einige Beispiele porphyroblastischer Gesteine, die vorwiegend Albite — bei stärkerem Zurücktreten des K-Feldspates — enthalten, zeigen jedoch, dass das Wachstum der Albite mit einer weit stärkeren Umkristallisation des Grundgewebes (insbesondere Quarz) verbunden war, als wenn nur K-Feldspäte vorhanden sind. Gleichzeitig führen solche Typen beträchtliche Mengen Muskowit.

β) Ophtalmite

Mengenmässig sind Ophtalmite und Stromatite etwa gleichstark vertreten. Eine im grossen gesetzmässige Verteilung — durch die zahlrei-

chen eingelagerten Granitgneispakete oftmals durchbrochen — ergibt sich dadurch, dass diese vorwiegend den südlichen Teil der Zone, anschliessend an den zentralen Granitgneis, bevorzugen, während jene eher nördliche Gebiete kennzeichnen. Zudem sind alle Übergänge zwischen lagenartigen und linsen-augenartigen hellen Interpositionen anzutreffen. Es gilt auch hier wiederum, einige für die ganze Gruppe repräsentative Extremtypen zu charakterisieren.

β1. Sericitphyllite + Quarzalbit- bzw. Quarzkarbonataugen

Makroskopisch unterscheiden sich diese Gesteine von den monoschematischen Sericitphylliten kaum; die hellen Augen sind, da der phyllitische Habitus gewahrt blieb, durchwegs klein (wenige mm bis max. 1 cm).

Mineralbestand:	Quarz	60—40%	Biotit	Apatit
	Sericit	30—55	Calcit	Zirkon
	K-Feldspat	0— 5	Zoisit	Erz
	Albit	0—10		

Quarz und Sericit im Grundgewebe, oftmals Alternieren von quarzführenden und quarzfreien Sericitstreifen (primär sedimentäre Wechsellagerung). Quarz im Grundgewebe sehr fein (d 0,002—0,005 mm) und kaum rekristallisiert; ausserdem schön polygonal struiert (d 0,04 mm) in fast reinen Quarzlinsen, häufig zusammen mit gut rekristallisierten Relikten grösserer Quarzindividuen bzw. einzelnen Feldspatindividuen. K-Feldspat: Nur in den hellen Linsen in zerbrochenen Kristallen, Risse mit feinem Quarz verheilt. Albit einerseits analog wie K-Feldspat, andererseits als Porphyroblast in den sericitreichen Partien, licht mit Sericit überstreut, oft Einschlüsse feinschuppiger Epidotaggregate. Biotit als grünbraun pleochroitische Neubildung in augenreichen Zonen, vermischt mit polygonalem Quarz; nur in den sericitreicheren Gesteinen und in deutlicher Abhängigkeit — selbst im Schliffbereich — von der Erzführung. Einzelne Typen enthalten im quarzreichen Grundgewebe zeilenartig angeordnete Epidotcalcitaggregate.

Die Beziehungen zwischen monoschematischen und ophtalmitischen Sericitphylliten entsprechen genau jenen zwischen monoschematischen und ophtalmitischen Chloritphylliten, so dass sich eine nähere Beschreibung der Chloritphyllite mit Quarzfeldspataugen erübrigt. Aus demselben Grunde sei auf die Beschreibung der ophtalmitischen Sericitquarzite verzichtet. Mengenmässig weitaus den wichtigsten Anteil stellen Gesteine der nächsten Gruppe, Sericitalbitgneise, dar.

β2. Sericitalbitgneise + Quarzfeldspataugen

Makroskopisch: Augengneisartige Typen, jedoch stark geschiefert; recht dunkel.

Mineralbestand:	Quarz	45%	Muskowit	Apatit
	K-Feldspat	25	Calcit	Zirkon
	Sericit	15	Epidot	Erz
	Albit	10	Zoisit	
	Biotit	5	Chlorit	

Grosse Quarz- und K-Feldspatlinsen in einem feinschuppigen, quarzarmen Sericitgewebe. In den Linsen sehr schön polygonales Quarzpflaster (d 0,04 mm), neben einigen undulös auslöschenden Relikten gröberer Körner. K-Feldspatporphyroblasten bis 2 cm, perthitisch entmischt und vom Rande her durch Albit verdrängt; Hämatitschüppchen und Epidotbestäubung fleckig verteilt; Risse mit Calcit verheilt. Wie bei α 7 schliessen sie zahlreiche Grundgewebsmineralien ein. Albit rekristallisiert in den sericitreichen Partien, die spindelförmigen Umrisse schon sehr gut vom Grundgewebe abgehoben; licht mit Sericit überstreut und von Sericitzügen mit zahlreichen feinkörnigen Epidothaufen umflossen. Biotit in grünbraun pleochroitischen Aggregaten kennzeichnet wiederum die Umgebung der leukokraten Linsen. Einzelne Muskowitpakete entsprechen in ihrer Ausbildung den Chloritblättern (geregelt eingelagerte Epidot- und Erzkörner). Calcit in den Quarzlinsen.

Von diesem Grundtyp aus lassen sich ohne weiteres alle auftretenden ophtalmitischen Gneise durch kleine Variationen ableiten. Ebenfalls sei darauf verzichtet, jene Augengneise näher zu beschreiben, die statt Sericit Chlorit als Hauptgemengteil führen.

γ) Stromatite

Als letzte Gruppe bleiben die stromatitischen Gesteine zu besprechen. Es handelt sich hauptsächlich um Bändnergneise mit hellen lagigen bis aderartigen Bestandsmassen vom Charakter granitisch-aplitischer Gesteine. Die Berechtigung, zwischen stereogenem und chymogenem Anteil zu unterscheiden, wird sich aus dem Abschnitt Lagerungsverhältnisse und Genetisches ergeben (s. S. . .). Den Hauptbestand des Stereogens stellen nun, im Gegensatz zu den Ophtalmiten, die phyllitischen Glieder dar.

γ 1. Biotitsericitschiefer bis -phyllite + Sericitalbitgneis

Makroskopisch: Stereogen im allgemeinen etwas dunkler gefärbt als bei den monoschematischen Gliedern; die hellen Blätter meist konkordant eingelagert mit ähnlicher Mächtigkeit, oftmals jedoch im Streichen wieder auskeilend.

Mineralbestand:

Stereogen:	Quarz	30—40%	Epidot	Apatit
	Sericit	30—40	Pennin	Zirkon
	Biotit	20—40		Erz

Chymogen:	Quarz	50—60%	Biotit	Erz
	K-Feldspat	5—10	Epidot	
	Albit	10—25	Calcit	
	Sericit	20—30		

Stereogen: Feinfilziges Gewebe aus Quarz, Sericit und Biotit: Quarz um 0,005 mm, braun pleochroitischer Biotit in wechselnden Mengen.

Chymogen: Weitgehend rekristallisiertes kataklastisches Quarzgefüge, oft schön polygonal (d bis 0,04 mm); darin einzelne Feldspatindividuen. K-Feldspat perthitisch entmischt, fleckig auslöschend, Risse mit Sericit oder Quarz-Sericit ausgeheilt, randlich beginnende Verdrängung durch Albit; spindelförmige Kristalle etwas aus s abgedreht. Albit häufig mit verbogenen Zwillingslamellen; etwas zahlreicher auftretend gegen die dunkleren stereogenen Partien hin, licht mit Sericit überstreut, als Einschlüsse grün pleochroitische Biotitaggregate[5]). Sericitreichere Züge umschliessen linsenförmige Quarzgefüge sowie die grösseren Feldspäte. Biotit: Nur an den Grenzen des Chymogens, mit deutlich stärkerem Grünstich als im erzreicheren Stereogen. Calcit auf Quarzfeldspatlagen beschränkt.

γ 2. Chloritalbitgneis + Sericitalbitgneis

In ihrem Auftreten stimmen die stromatitischen Chloritalbitgneise mit den monoschematischen überein.

Makroskopisch: Sehr kompakte, hellgrün gestreifte Gesteine.

Mineralbestand:

Stereogen	Quarz	40—50%	Sericit	Zirkon
	Albit	35—45	Epidot	Erz
	Chlorit	15	Biotit	

Das Stereogen entspricht ziemlich genau den achorismatischen Chloritalbitgneisen. Albit zumeist noch dicht mit Sericit gefüllt. Pennin als Umwandlungsprodukt aus Biotit, der in Relikten noch vorhanden ist.

Chymogen	Quarz	55%	Klinozoisit-Epidot
	K-Feldspat	10	Epidot
	Albit	25	Calcit
	Sericit	10	

Das Chymogengefüge entspricht jenem der hellen Lagen in den stromatitischen Biotitphylliten (γ 1). Die Albite sind — im Unterschied zum Stereogen — nur mit lockeren Klinozoisit-Epidothaufen überstreut. Biotit fehlt gänzlich.

γ 3. Biotitgneis + Sericitalbitgneis

Makroskopisch: Zu den grünbraunen Beständen treten — wie bei γ 2 — die hellen, meist wenige mm dicken Chymogenlagen. Mineralbestand und Gefüge ergeben sich direkt aus der Kombination der monoschematischen Biotitgneise (α 6) mit den leukokraten Gneislagen der Stromatite (z. B. γ 1).

---

[5]) Biotitneubildung, s. S. 33.

Bemerkenswert ist bei den stereogenen Gneisen, dass durch das Hinzutreten molekulardisperser Phasen mit eigenem, innerhalb des Gefüges gut abgrenzbarem Bereich, keine Änderungen (z. B. durch Umkristallisation) gegenüber den achorismatischen Vertretern festzustellen sind — ganz im Gegensatz zum phyllitischen Stereogen (Albitrekristallisation, Biotitneubildung).

Ganz allgemein gilt demnach für den hauptsächlichsten Bildungsbereich der einzelnen Mineralien innerhalb der chorismatischen Gesteine etwa Folgendes:

Quarz: Sowohl im Chymogen als auch im Stereogen, jedoch oftmals mit Gefügeunterschieden (Korngrösse, Rekristallisation etc.).

K-Feldspat: Im Chymogen und als Porphyroblasten im Stereogen.

Albit: Im Chymogen leicht sericitisiert; im Stereogen stark gefüllt (u. U. mit Klinozoisit-Epidot-Aggregaten).

Chlorit: Ausschliesslich im Stereogen.

Biotit: Neubildung im Stereogen und zwar in den Grenzgebieten gegen das Chymogen hin; auch als ältere Generation im Stereogen. Im Chymogen spärlich.

Sericit: In selbständigen Zügen vorwiegend im Chymogen.

Epidot: Ausschliesslich im Stereogen.

Calcit: Vorwiegend im Chymogen.

b) Lagerungsverhältnisse, Genetisches

Eine der wichtigsten Fragen bei der Abklärung der genetischen Verhältnisse ist die nach der Abstammung und Herkunft der hellen Bestandsmassen, während über das Ausgangsmaterial der dunkleren Bereiche und monoschematischen Bestände — aus der Reihe Tonschiefer, sandiger Tonschiefer (bis kalkarmer Mergel), Sandsteine — kaum Zweifel bestehen. Insbesondere die Entscheidung, ob die Mischgesteine als Exo- oder Endochorismite aufzufassen sind, lässt sich nur in ganz bestimmten Fällen treffen. Es gilt deshalb, einige typische Fälle herauszugreifen, ohne aber verallgemeinern zu wollen.

Charakteristischerweise grenzen die grösseren Granitkomplexe (vor allem im westlichen Abschnitt) nicht mit scharfem Kontakt an ihre Hüllgesteine; sondern vom geschlossenen Stock aus greifen zahlreiche, wenige bis mehrere m mächtige Lamellen granitischer Gesteine fingerförmig in die Nebengesteine ein. Die Gesteine dieser Apophysen unterscheiden sich weder mineralogisch noch strukturell von den gewöhnlichen Typen der Granitgneise. Nur in wenigen Fällen handelt es sich um Gänge pegmatitischer Natur.

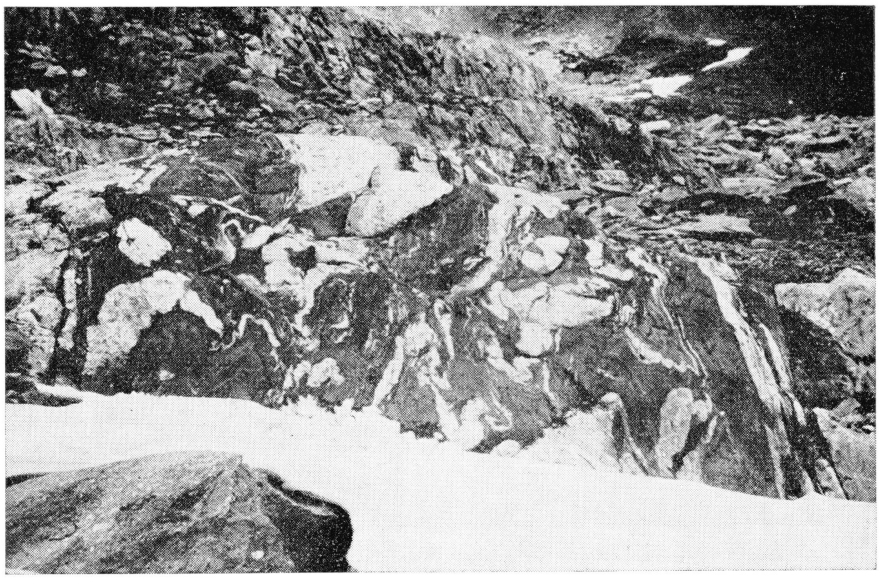


Fig. 3. Arterit, beidseits eingefasst durch zentralen Granitgneis. Granitisches Chymogen in einem biotitreichen Stereogen. Crap de Bos.

Im Gefolge solcher Injektionen bis Apophysen — d.h. in ihrer unmittelbaren Umgebung bzw. sich nach und nach aus ihnen als weitere Fortsetzung im Streichen entwickelnd —, findet man oft sehr schöne Arterite: Ein biotitreiches Stereogen mit intensiv ptygmatisch gefälteltem Albit- oder Albit-K-Feldspatgneis als unzweifelhaft chymogenem Neosom. Der direkte Zusammenhang mit dem Granit lässt sich im Felde an vielen Stellen verfolgen, so dass die Interpretation als Exochorismite wohl keines weiteren Beweises mehr bedarf (vgl. Fig. 3). Am besten lassen sich diese Verhältnisse im Val Surplattas, westlich Muota Cavrein und auf Crap de Bos studieren.

In diesem Gebiet ergibt sich gleichfalls klar, dass auch dem Chymogen der Stromatite grösstenteils exogene Herkunft zugeschrieben werden muss, d.h. die betreffenden Stromatite sind als vom Granit lit par lit injizierte Phyllite bzw. Gneise anzusprechen. Entweder können die Stromatite als Extremfälle der Arterite aufgefasst werden, und zwar dann, wenn sich das leukokrate, ptygmatisch gefältelte Chymogen nach und nach (mit zunehmender Entfernung vom Granit) konkordant in die Schieferrichtung des Stereogens einordnet, oder aber, wenn Arterite als Zwischenglieder zwischen Granitgneis und Stromatiten fehlen — was besonders im östlichen Teil weitaus häufiger zutrifft —, die granitnächsten Chymogenlagen lassen sich wiederum direkt in den Granit hinein verfolgen. Im letzteren Falle nimmt die Verunreinigung des Granites durch

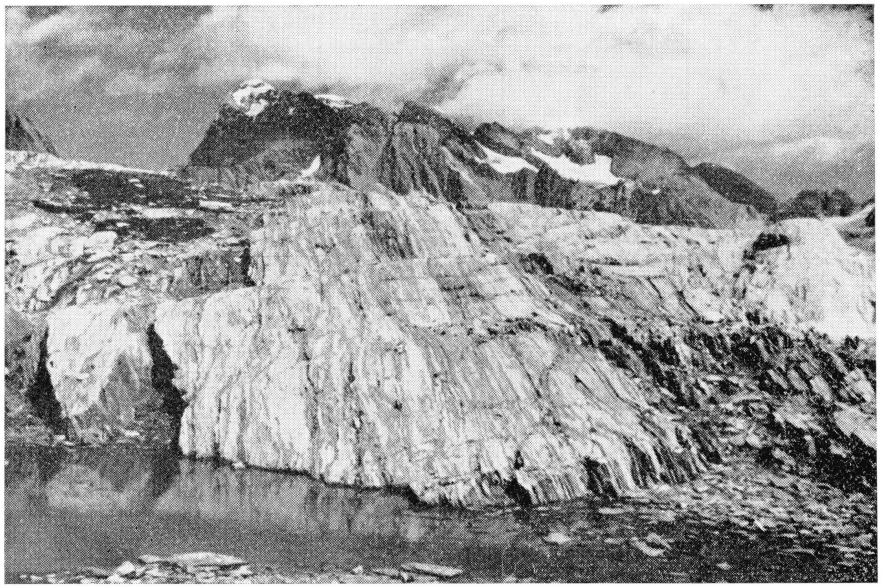


Fig. 4. Ophtalmitisch-stromatitische Injektion (lit par lit) in Biotitsericitphyllite bis -schiefer. Rechts rel. homogener zentraler Granitgneis. Muota Cavrein, im Hintergrund Piz Russein – Piz Urlaun.

konkordant (parallel der Verschieferung) eingelagerte exogene Schollen gegen die Randzonen hin beträchtlich zu und zwar öfters so weitgehend, dass nicht mehr von einer scharfen Grenze zu den Stromatiten gesprochen werden kann, sondern nur von einem kontinuierlichen Übergang. Der Unterschied liegt einzig darin, dass in den Stromatiten das stereogene Paläosom leicht überwiegt (Kyriosom), während im randlichen Granit die exogenen Schollen noch als Akyrosom bezeichnet werden dürfen (vgl. Fig. 4).

Diese Deutung gilt aber streng genommen nur für die granitnahen Stromatite. Innerhalb der Mischgesteinszone treten jedoch Stromatite auch in nördlicheren Gebieten immer wieder auf und zwar mit Vorliebe dann, wenn das Paläosom phyllitischen Habitus besitzt. Andrerseits bleiben auch die Granitgneise nicht auf die südlichen Teile, auf die in der Karte ausgeschiedenen Komplexe beschränkt, sondern bilden bis zum nördlichen Granitgneis hinauf zahlreiche schmale bis einige Dutzend m mächtige Einlagerungen in den Chorismiten. Meist sind sie als solche recht leicht erkennbar, entweder durch die Verbandsverhältnisse — konkordant bei ausgeprägter Inkonstanz, seltener diskordant — oder durch den Mineralbestand, der keinem der rein stereogenen Bereiche auch nur annähernd gleicht, einige seltene Feldspatquarzite evtl. ausgenommen. Es zeigt sich nun, dass zwischen dem Auftreten dieser Granitgneise (recht oft albitreiche Vertreter) und den stromatitischen Einschaltungen eine un-

verkennbare Koppelung besteht, so dass auch für die vereinzelt auftretenden Stromatite, die mit der an den breiten Granitgneiszug (Surplattas etc.) anschliessenden lit-par-lit-Injektionszone, wo die Zusammenhänge viel leichter zu übersehen sind, nicht in direkter Verbindung stehen, Zufuhr des chymogenen Bestandes von aussen her angenommen werden darf.

Der Gegenbeweis — Fälle sicherer Lateralsekretion — kann nicht geführt werden. Andrerseits sind aber auch Stromatite mit sicherer, direkt beweisbarer Injektion aus dem granitischen Bereich nur in der Grenzregion zu finden, so dass streng genommen für einen guten Teil der Stromatite auf eine Entscheidung verzichtet werden muss. Die hofförmige Verknüpfung der Stromatite mit Granitgneispaketen kann ja auch so gedeutet werden, dass nur der Vorgang der Ausschwitzung durch die Granitintrusion ausgelöst wurde (vgl. Fig. 5).

Noch schwieriger abzuklären sind dieselben Fragen bei den Ophtalmiten, da die hellen Augen nur sehr selten mit grösseren chymogenen Bereichen und Injektionsbahnen in Verbindung stehen. So bleiben in manchen Fällen folgende gegensätzliche Deutungsweisen gleichberechtigt nebeneinander bestehen: Bildung der Porphyroblasten (ob echte Ophtalmite oder monoschematisch-porphyroblastische Gesteine spielt grundsätzlich keine Rolle) 1. durch pneumatolytische Metasomatose in Verbindung mit der Granitintrusion — Durchgasung des Nebengesteins mit K-reichen Phasen — und 2. durch reine Sammelkristallisation mit leichter Lateralsekretion, ohne dass damit grössere interne Stoffumlagerungen und magmatische Stoffzufuhr verbunden zu sein brauchen.

Eine Lösung dieser Fragen auf chemischem Wege ist aussichtslos, da das Stereogen in sich zu variabel ist; aus dem Gefüge ergibt sich nur, dass die Bildung der Porphyroblasten den jüngsten Wachstumsprozess darstellt — mit Ausnahme der Quarzrekristallisation —. Im Felde lässt sich lediglich eine gesetzmässige Verknüpfung ophtalmitischer Gesteine entweder mit Stromatiten oder eventuell direkt mit Granitgneisen feststellen (vgl. Fig. 6). Diese Beobachtung beweist auch hier bloss, dass zwischen der Entstehung der leukokraten Augen und der Granitintrusion ein ursächlicher, nicht aber unbedingt ein stofflicher Zusammenhang bestehen muss (Wachstum der Porphyroblasten durch Stoffzufuhr oder als Effekt einer Sammelkristallisation im Gefolge des allgemeinen Rechauffements). Eine endgültige Entscheidung wird in nächster Zeit mit den heutigen Methoden, ohne allzugrossen Aufwand, kaum zu erwarten sein.

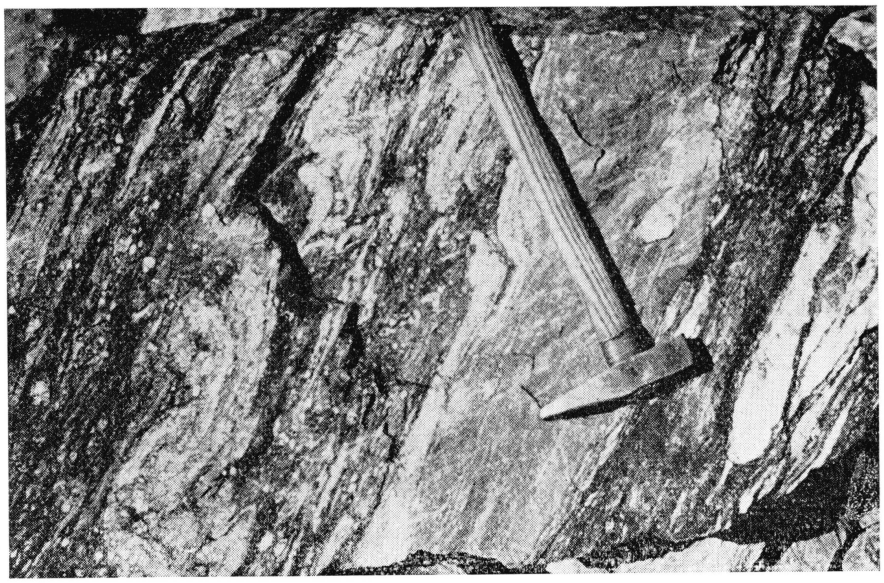


Fig. 5. Apophyse des zentralen Granitgneises („Ganggranit") in stromatitisch (evtl. bis phlebitisch-) -ophtalmitischen Gneisen mit einem biotitreichen Stereogen. Das chymogene Neosom in der Nähe solcher Apophysen sichtlich angereichert; doch kann selbst in diesem Beispiel nicht entschieden werden, ob eine stoffliche Beziehung besteht oder nur eine räumlich-zeitliche Koppelung. Val Gronda de Cavrein.

Fig. 6. Ophtalmit mit grossen K-Feldspäten, in der Umgebung pegmatitisch-aplitischer Einlagerungen aus dem Gefolge der Granitapophysen. Val Pintga de Russein.

Zwei Beobachtungen verleihen indessen auch in Fällen, in welchen keinerlei direkte Beziehungen zum Granitkomplex erkennbar sind, der exogenen Stoffzufuhr grössere Wahrscheinlichkeit: 1. In einigen porphyroblastischen Phylliten besteht ein so ausserordentlicher Hiatus in der Korngrösse zwischen Grundgewebe (d 0,02 mm) und Porphyroblasten (d 2 cm), dass einer Deutung durch reine Sammelkristallisation Schwierigkeiten erwachsen. 2. An mehreren Orten ergibt sich sehr schön, dass zwischen Zahl und Grösse der Porphyroblasten einerseits und dem Chemismus des Stereogens andrerseits keine Abhängigkeiten bestehen; insbesondere können sericitarme Quarzite einen ähnlichen Gehalt an porphyroblastischen Feldspäten (wenn auch etwas feinkörniger) aufweisen, wie die sericitreichen Schiefer bis Phyllite. Andernorts sind wohl Unterschiede im Stereogenchemismus vorhanden, aber an sich sind beide Gesteinstypen stofflich zur Bildung der Porphyroblasten befähigt (Normalfall in diesen sericitreichen Gesteinen).

2. Die nördliche Mischgesteinsserie

Der nördliche Granitgneis grenzt mit relativ scharfem Kontakt an die südliche Mischgesteinsserie. Spuren einer Kontaktmetamorphose, wenn auch von untergeordneter Bedeutung, sind vorhanden. Ebenfalls treten hin und wieder schmale Granitgneiskomplexe innerhalb der älteren Gesteine auf, losgelöst vom Hauptstock. Trotz alledem lässt sich die südliche Grenzziehung des Granites befriedigend durchführen. Nicht so im Norden. Dort finden sich, als breite Einschaltungen oder als nördliche Umhüllung, feldspatreiche Gesteine, an deren Aufbau eine nicht unbeträchtliche Menge Paramaterial beteiligt ist. Diese Zonen, die gegen den Granitgneis noch schwieriger abzugrenzen sind als z.B. die südliche Mischgesteinsserie gegen den zentralen Granitgneis, sollen zusammengefasst werden zur Serie der nördlichen Mischgesteine. Die zugehörigen Gesteine seien in zwei Gruppen gegliedert:

a) Monoschematische Gesteine (vorwiegend reine Paragesteine) und Mischgesteine vom normalen Typus (Stromatite und Ophtalmite);

b) Migmatite.

Die Abtrennung von der südlichen Mischgesteinsserie erfolgt aus räumlichen Gründen und vor allem auch im Hinblick auf die speziellen Fragestellungen, welche die Migmatite betreffen.

a) Monoschematische Gesteine und Mischgesteine vom normalen Typus

Grundsätzlich kann für die Gruppe a) auf die bereits beschriebenen Hüllgesteine hingewiesen werden. Neue Gesteinstypen kommen nicht hinzu; indessen sind die Mengenverhältnisse merklich verschoben. Phyllite (hauptsächlich Chloritphyllite) werden hier ebenfalls angetroffen, doch nur sehr sporadisch; dasselbe gilt für die Quarzite. Den Hauptbestand stellen die Chloritalbitgneise und — diesen gegenüber leicht zurücktretend — die Biotitalbitgneise dar und zwar sowohl in der monoschematischen Ausbildung wie auch als Ophtalmite und Stromatite. Die porphyroblastischen und polyschematischen Typen führen zusätzlich Kaliumfeldspat als wichtigen Hauptgemengteil — bei den grobgemengten als Charakteristikum der chymogenen Bezirke.

Auf eine detaillierte Schliffbeschreibung sei verzichtet. Doch sollen jene Punkte, die bedeutungsvoll zu sein scheinen, hier nochmals und etwas allgemeiner formuliert werden, obschon sie implicite in der Beschreibung der Hüllgesteine des zentralen Granites bereits enthalten sind. Sie umfassen nur den genetisch interessantesten Teil, die strukturell polyschematischen Bestände.

1. Die Rekristallisation eines Gesteins — insbesondere vertreten durch die Verbreitung des Mosaikgefüges monomineralischer Quarzbereiche — lässt unmittelbare Abhängigkeit vom Mengenverhältnis Stereogen:Chymogen erkennen, und zwar ändert sich die Erscheinungsform des stereogenen Paläosoms grundsätzlich, lange bevor das chymogene Neosom als Kyriosom bezeichnet werden darf.

2. Kaliumfeldspat, sei es als Porphyroblast in den monoschematischen oder als Hauptgemengteil des Neosoms in den grobgemengten Typen, wird fast in jedem Gestein randlich durch kleinkörnigere und jüngere Albite korrodiert. Weniger verbreitet, aber in manchen Gesteinen weit fortgeschritten ist eigentliche Schachbrettalbitisierung. In einzelnen Vertretern hat sie sich, ohne äusserlich ersichtlichen Grund, so stark ausgebreitet, dass von der ehemaligen K-Feldspatsubstanz nur noch im Zentrum der grösseren Kristalle Relikte erhalten blieben. Auch vollständig albitisierte Individuen lassen sich von primären Albiten durch Unterschiede in der Korngrösse, eventuell in der Intensität der Sericitisierung oder durch Inhomogenitäten in der Auslöschung, meist leicht trennen.

3. Weit verbreitet ist auch in dieser Gesteinsgruppe die Neubildung des Biotits. In chloritfreien Biotitschiefern und -gneisen charakterisiert Biotit meistens das Stereogen, wobei er mit Vorliebe der Grenz-

zone Chymogen-Stereogen folgt. In den Chloritbiotitgneisen mit eindeutig trennbarem Neosom und Paläosom zeigt sich sehr schön, dass die Verbreitung der Biotitbildung — analog wie die Rekristallisation des Quarzes — abhängt von der Durchmischung mit hellen Bestandsmassen. In dem Masse, wie die leukokraten Quarz-Kaliumfeldspat- (eventuell Quarz-K-Feldspat-Albit-)bezirke an Bedeutung gewinnen, wird der Pennin durch Biotit ersetzt. Dabei verschwinden die Erzeinschlüsse, die in Pennin immer enthalten sind, während Epidot, Sagenite und Zirkonkörner auch im Biotit erhalten bleiben. Dass es sich um Neubildungen handeln muss, erkennt man am besten in jenen Gesteinen, welche neben Chlorit erst in kleinen Mengen Biotit führen. Dieser spiesst dann meist schilfartig vom Rande her in die linsenförmigen Chloritaggregate ein und verdrängt sie nach und nach. Aus dieser Beobachtung folgt, dass bereits vor der Granitintrusion (bzw. der Zuwanderung des Chymogens) dislokationsmetamorphe Epigesteine mit Chlorit als melanokratem Hauptmineral vorhanden waren. Diese ältere (herzynische) Chloritgeneration ist meist gut — eben durch ihre strukturellen Beziehungen zum Biotit — vom Chlorit jener Gesteine abzutrennen, die einer alpinen Diaphtorese unterworfen waren (z.B. Typ $\alpha 4$ S. 21).

Für alle Beobachtungen, welche die Lagerungsverhältnisse, die Beziehungen zum Granit betreffen, wie auch für die Bemerkungen zur Genesis, Ursachen der Blastese, Herkunft der molekulardispersen Phasen etc. kann auf das, was bei der Besprechung der südlichen Mischgesteinsserie gesagt wurde, verwiesen werden (s. S. 27).

Vor allem im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes, in der Umgebung der Fuorcla de Cavrein und des Gross Düssi wird das Gesamtbild der Gesteine stellenweise etwas ruhiger, indem die monoschematischen Paragneise und -schiefer mächtiger werden. Sie gehen damit in jene Gesteinskomplexe über, welche z.B. Sigrist [29] unter der Bezeichnung „Sericitgneis" zusammenfasste. Immer wieder werden sie jedoch unterbrochen durch chorismatische Bestände und sichere Granitgneise.

Es bleibt noch ein Sondergestein zu erwähnen, das im nördlichen Komplex nur an einer Stelle gefunden werden konnte: Ein Hämatitgneis, der etwa zur Hälfte aus Quarz und je zu einem Viertel aus Albit und Hämatit besteht. Analoge Bildungen wurden auch im südlichen Paragesteinskomplex angetroffen (s. S. 115).

Vorkommen: Am Eingang der Val Pintga de Russein, in den untersten Felsen auf der rechten Talseite; als Einlagerung im dort recht inhomogen ausgebildeten nördlichen Granitgneis.

Makroskopisch: Feinstromatitisches, graublaues, schweres Gestein, das auf den Schieferflächen zahlreiche Erzharnische aufweist.

Mineralbestand:	Quarz	55%	Sericit	Apatit
	Albit	25		Zirkon
	Hämatit	20		

Quarz: Kataklastisches Gefüge mit deutlicher Rekristallisation. Linsenförmige Individuen (d 0,2 mm) werden von polygonal begrenzten Mörtelkranzkörnern (d 0,01 mm) umschlossen; stellenweise auch homöoblastisches feinkörniges Mosaikgefüge. Albit in einzelnen Streifen parallel der Schieferung leicht angereichert, sonst gleichmässig über das Gestein verbreitet; leicht linsig-spindelförmig ausgequetscht und sericitisiert, wobei der Sericit zu selbständigen Zügen auszutreten beginnt. Hämatitblättchen (d $0{,}2 \times 0{,}2 \times 0{,}01$ mm) durchziehen das Gestein, sehr streng in die Schieferung eingeregelt. Die öfters verbogenen Einzelblättchen schliessen sich zu ± geschlossenen Erzhäuten zusammen. Unter den auffallend spärlich vorhandenen Neben- und Übergemengteilen besitzt nur der Apatit, der in zahlreichen und grossen Einzelindividuen auftritt, einige Bedeutung.

Die genetische Stellung dieses vereinzelt auftretenden Gesteins, insbesondere die Herkunft des Hämatits, lässt sich vorläufig nicht abklären, da keine weiteren Anhaltspunkte vorliegen. Am einfachsten ist wohl die Annahme eines primär sedimentären Erzgehaltes.

b) Migmatite

Mit der Bezeichnung Migmatite (im Sinne P. Niggli [21]) sei hier eine Gruppe von Übergangsgesteinen zusammengefasst, welche die rein magmatischen Gesteine vom Typus des nördlichen Granitgneises mit den normal-chorismatischen Mischgesteinen (Ophtalmite, Stromatite, Phlebite) verbinden. Einerseits schliessen die ausgeprägte Inhomogenität des Gefüges und gut erhaltene reliktische Bildungen die Annahme einer ungestörten Kristallisation aus homogener Schmelze aus; andrerseits fehlt die Möglichkeit, in räumlich klar getrennte stereogene und chymogene Bereiche zu scheiden, d.h. die Gliederung in Neosom und Paläosom fällt dahin.

Bewusst sei darauf verzichtet, auf die grundsätzliche Problematik, die Gesteinen dieser Art innewohnt, näher einzugehen, da sich dabei keine neuen wesentlichen Gesichtspunkte ergäben. Hingegen sollen die Beobachtungen und einige spezielle Erläuterungen kurz zusammengefasst werden.

Diese Gesteine stellen auch in ihrer räumlichen Lage ein Zwischenglied dar zwischen den erwähnten Extremtypen, indem sie an den Grenzen zwischen nördlichem Granitgneis und nördlicher Mischgesteinsserie

gehäuft erscheinen. Sie kennzeichnen allerdings nicht so sehr eine geschlossene grössere Region, als vielmehr einzelne isolierte, aber recht zahlreiche Zonen.

Die innere strukturelle Variabilität ist enorm — bei um so monotonerem Mineralbestand —. Die schon im Felde auffallende flaserig-flatschige Ausbildung lässt in vielen Fällen alte Gefügerichtungen noch ahnen. Man könnte dann von verwischt-stromatitischen Textur- und Strukturbildern sprechen. Die Migmatite grenzen oft unvermittelt an homogene Granitgneise (vgl. Fig. 7 und 10); oft aber sind sie mit diesen durch alle denkbaren Übergänge verbunden. Da der Mineralbestand jenem der Granitgneise sehr nahesteht, stellen diese Übergänge nichts anderes dar als sukzessive Gefügeänderungen. Chloritaggregate schliessen sich zu gewundenen Zügen zusammen, welche die augen- bis linsenförmigen Anreicherungen der hellen Gemengteile umfassen; die Feldspäte — insbesondere die K-Feldspäte — wachsen und erhalten porphyroblastischen Charakter. Dabei bleibt die Textur — wie erwähnt — richtungslos oder bildet ältere Richtungen ab. Bei der Annäherung an die normal-chorismatischen Mischgesteine verliert sich diese Flaserigkeit, da sich nach und nach zwei getrennte, in sich homogene Bestände herausbilden, alles Erscheinungen also, welche schon zur Genüge beschrieben wurden.

Bemerkenswert und für die ganze Problematik der Bildungsweise kennzeichnend, sind schollenförmige Einschlüsse und ihr Verhalten zum Wirtgestein. Den besten Eindruck erhält man durch ein paar Photographien (Fig. 9 bis 14).

Entweder sind diese Schollen Chlorit- und Chloritbiotitgneise[6]), die sich vom Untergrund wenig abheben und deshalb oft nur durch ihr Eigengefüge bemerkbar machen (vgl. Fig. 9 und Fig. 10) oder es sind Hornblende-, Hornblendebiotit- und Biotitgneise[7]) mit scharf gezogenen Konturen (Fig. 12 und 13). Besonders bei den verwischt-stromatitischen Migmatiten erkennt man sehr schön, wie diese Schollen einzelne Strukturelemente des Wirts beeinflussen — indem sie z. B. parallele Lagen aufspalten —, ohne aber selbst, oder höchstens in sehr bescheidenem Masse, Substanz des Substrates aufzunehmen. Vor allem den Biotit- und Hornblendegneisschollen fehlen zugewanderte leukokrate Bestände (Quarz- und Quarzfeldspat-Teilgefüge) gänzlich — ausser aplitischen Adern, welche auch in den Migmatiten jünger sind als

---

[6]) Mit feinschuppigem, grün pleochroitischem Biotit als Neubildung.

[7]) Mit fein- bis grobblättrigem, dunkelkastanienbraunem primärem Biotit.

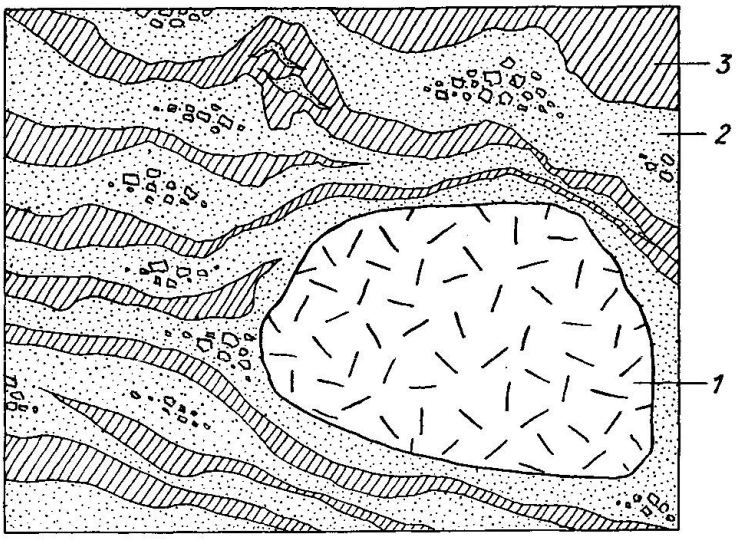


Fig. 8. 1 Scholle eines sehr grobkörnigen Amphibolits. 2 Feinkörniger dunkler Biotitgneis, stellenweise mit K-Feldspatporphyroblasten; durchadert von: 3 Chymogenes Neosom granitaplitischer Zusammensetzung. Val Gronda de Cavrein, ca. 1 : 8.

alle übrigen Strukturelemente — (schematisch dargestellt in Fig. 8, gut erkennbar auch in Fig. 12). Hingegen können sich an den Schollenrändern chymogenere Mäntel ausbilden. Dieses eigentümliche Verhalten lässt sich bei den Chlorit- und Chloritbiotitgneisschollen, die im Mineralbestand und oft auch im Gefüge mit dem Wirtgestein identisch sind — z. B. ebenfalls leicht stromatitisch struiert —, naturgemäss viel weniger deutlich ablesen. Nur wenn die Schollen leicht abgedreht wurden, erkennt man sehr schön, dass die interne Streifung älter ist und nicht zusammenhängen kann mit den Gefügerichtungen des Nebengesteins (Fig. 9). In manchen Fällen ist die aplitische Durchaderung — stellenweise in sichtbarer Abhängigkeit von zentralgranitischen Apophysen — auch der Migmatite so intensiv, dass sich diese Beziehungen nicht mehr klar erkennen lassen.

Im weiteren fällt auf, dass die Schollenzahl oftmals ihr Maximum nicht innerhalb der homogenen Granitgneise erreicht, sondern in den flaserigen Migmatiten (Fig. 10). In dem Masse aber, wie sich bei der Annäherung an die übrigen Mischgesteine ein rein stereogener Bereich von einem chymogenen scheidet, verschwinden sie. Es scheint so zu sein, wie wenn sich zwischen das Nebengestein (Para- oder Mischgestein) und den homogenen intrusiven Granitgneis ein Übergangsglied einschaltet, welches in einem bestimmten Zeitpunkt etwa zu ähnlichen Teilen aus

molekulardispersen und aus festen Phasen bestand und das sich gegenüber dem Nebengestein aktiv oder mindestens selbständig verhält. Fig. 11, leicht schematisiert, zeigt die Zusammenhänge in einem besonders übersichtlichen Fall, deshalb besonders übersichtlich, weil das Nebengestein ein feinkörniger, monoschematischer Biotitgneis darstellt.

Für die Deutung dieses Verhaltens ergeben sich zwei Alternativen:

1. Der chorismatische Charakter dieser Migmatite stammt aus einem späteren Stadium, m. a. W. die Schollen wurden von einem homogenen, magmatisch-intrusiven Gestein eingeschlossen, das nachträglich — im Verlauf irgendwelcher Prozesse — intensiv von molekulardispersen Phasen durchtränkt wurde. Dabei müsste aber für das zuwandernde Chymogen so schlechte Wegsamkeit geherrscht haben, dass kompaktere Schollen, insbesondere Hornblende- und Biotitgneise, nicht mehr beeinflusst wurden. Die Herkunft dieses Chymogens mag wiederum entweder von der Intrusion granitischer Gesteine oder von lateralsekretorischen Vorgängen abgeleitet werden.

2. Den Migmatiten, die wohl zur Zeit ihrer Bildung als nicht allzu schwer beweglicher Brei (flüssig-fest) aufgefasst werden dürfen, kommt — wenn auch sehr lokal und beschränkt — eine gewisse Wanderungs- und Intrusionsfähigkeit zu, die gestattet, dass sie einzelne, vielleicht schon vorgebildete oder abgelöste Schollen umfliessen und einschliessen.

Eine überall gültige Antwort kann wiederum nicht gegeben werden; meist lässt sich nicht einmal im Einzelfall eine sichere Entscheidung treffen. Für den grössten Teil der Migmatite steht jedoch eine unzweideutige Koppelung mit der Intrusion des Magmas fest, das dem

---

Fig. 7. Flaserig-nebulitisch ausgebildeter Migmatit, der mit recht scharfem Kontakt an den völlig homogenen nördlichen Granitgneis grenzt. Val Gronda de Russein.

Fig. 9. Zwei stromatitische Chloritbiotitgneisschollen (eine grössere beim Stielende und eine kleinere, parallel zu dieser, senkrecht darunter) in verwischt stromatitischem Migmatit. Die grössere Scholle deutlich abgedreht. Rechts jüngerer Aplit, einer häufigen Verwerfungsrichtung folgend. Val Gronda de Cavrein.

Fig. 10. Links homogener nördlicher Granitgneis; dann mit scharfer Grenze ein flaseriger Migmatit mit zahlreichen stromatitischen Chloritbiotitgneis- (undeutliche Begrenzungen) und monoschematischen feinkörnigen Biotitgneisschollen (Stielende). Val Gronda de Cavrein.

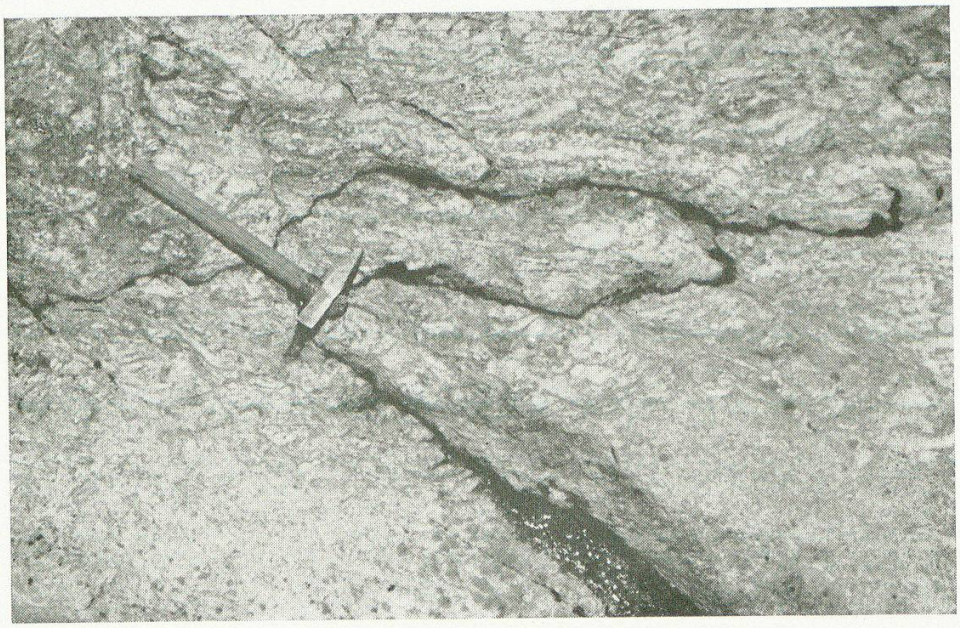


Fig. 7

Fig. 9

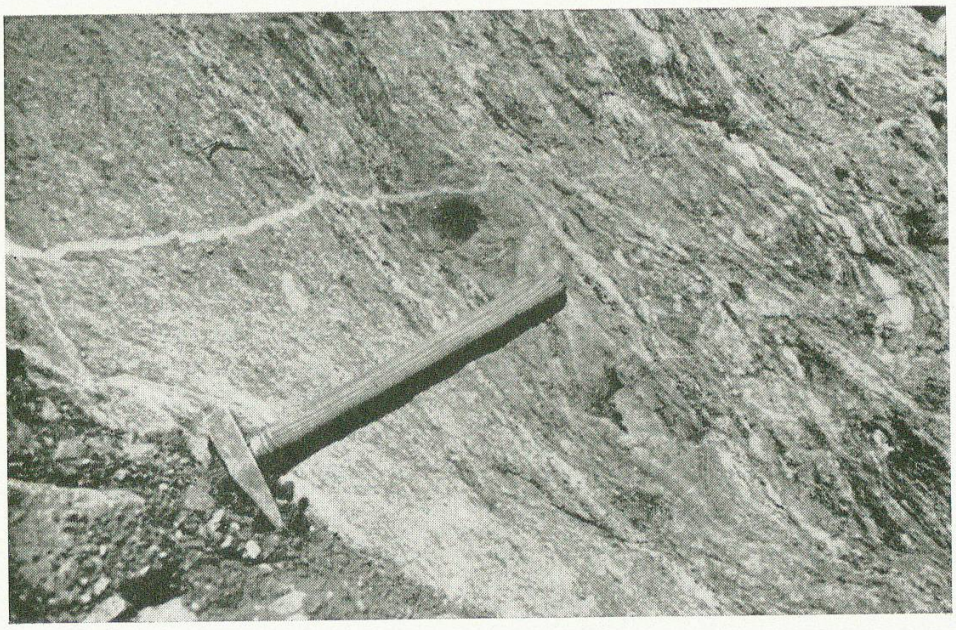


Fig. 10

Fig. 12

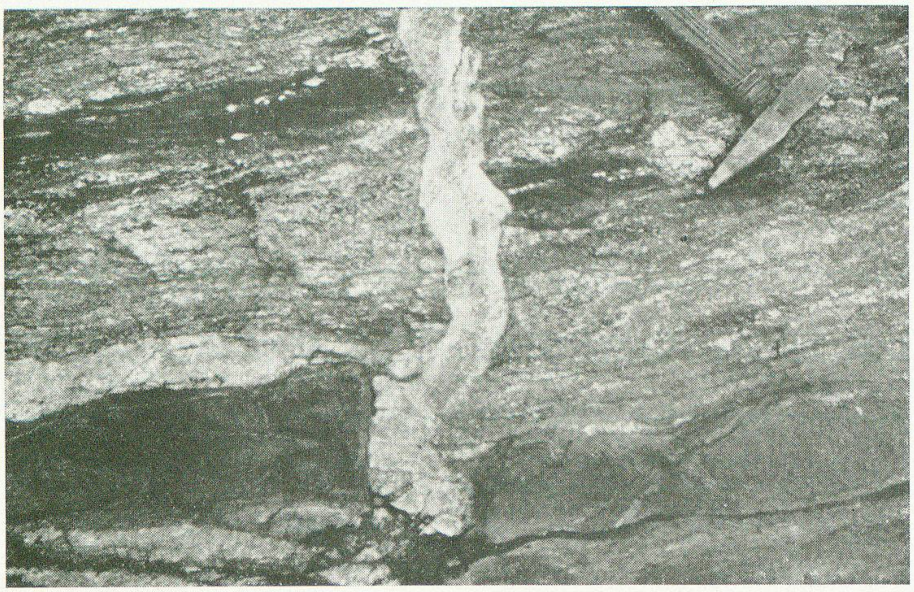


Fig. 13

Fig. 14

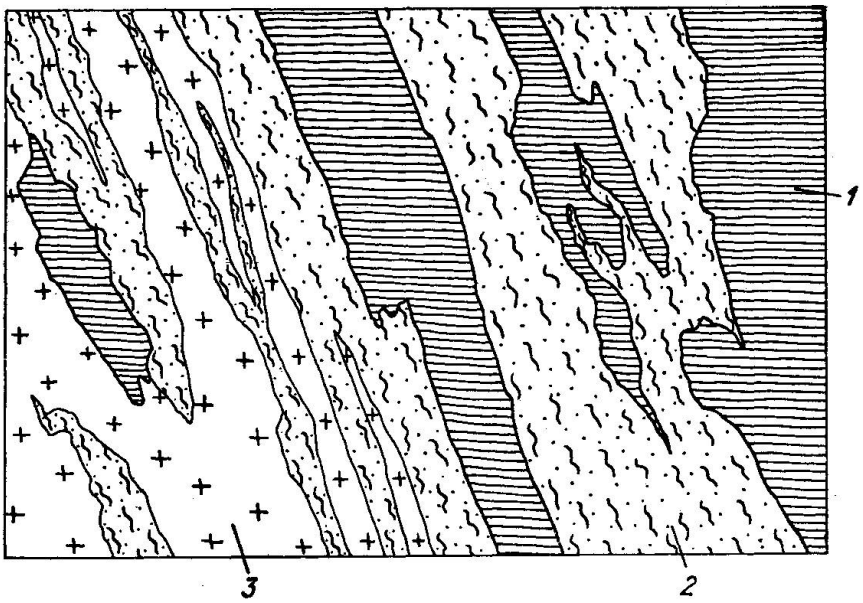


Fig. 11. 1 Monoschematischer feinkörniger Biotitgneis. 2 Flaseriger Migmatit. 3 Homogener nördlicher Granitgneis. Der flaserige Migmatit verhält sich dem rein stereogenen Nebengestein gegenüber aktiv. Val Gronda de Cavrein. 1 : 10.

nördlichen Granitgneis zugrunde lag. Ob allerdings die Durchtränkung mit granitischem Material stattfand oder ob dieses aus dem Paläosom selbst stammt und nur durch das Rechauffement im Gefolge der Granitintrusion ausgelöst wurde, bleibe dahingestellt. In einzelnen Fällen

---

Fig. 12. Stromatitische Biotitgneisscholle (beim Bleistift), vom Chymogen des Wirtgesteins unbeeinflusst, in nebulitisch bis stromatitischem Migmatit. Val Gronda de Cavrein.

Fig. 13. Unterschiedliches Verhalten von Chloritbiotitgneisen und feinkörnigen Biotit- und Hornblendegneisen gegenüber molekulardispersen Phasen. Aus den monoschematischen Chloritbiotitgneisen (gute Wegsamkeit für das Chymogen) entstehen Ophtalmite bis Stromatite, während die Biotit- und Hornblendegneise kaum beeinflusst werden. Jüngerer Pegmatit, einer Verwerfung folgend. Val Gronda de Cavrein.

Fig. 14. Gefältelter stromatitischer Migmatit. Ältere Strukturen werden selbst dort noch abgebildet, wo das Stereogen (Chloritgneise) dem Neosom nur wenig Widerstand entgegensetzt (rechte Bildhälfte). Kompaktere Hornblendegneislagen bleiben nahezu unberührt. Links nebulitischer Migmatit, der nach und nach in homogenen Granitgneis übergeht. Val Gronda de Cavrein.

— vor allem dann, wenn sich innerhalb verwischt-stromatitischer Migmatite um einzelne Schollen hofförmige Zonen mehr nebulitischer Natur legen (Fig. 12) — muss dem Gesamtbestand der Migmatite ohne Zweifel eine beschränkte Wanderungsfähigkeit zugeschrieben werden; die Durchbewegung hätte dann eine leichte Homogenisierung veranlasst.

Andere Beispiele wiederum lassen sich rein durch die Annahme verschiedener Wegsamkeit verstehen (Fig. 13). Weil das kompaktere Biotitgneis- (eventuell auch Hornblendegneis-)stereogen — ursprünglich wahrscheinlich wechsellagernd mit monoschematischen Chlorit- und Chloritbiotitgneisen — dem chymogenen Neosom viel grösseren Widerstand entgegenstellte, blieb es „schollenartig" erhalten (bis auf einzelne isolierte Augen). Das übrige Paläosom erhielt verwischt-stromatitischen Charakter. Im Beispiel durchschlägt ein jüngerer Pegmatit mit aplitischem Salband — einer sehr deutlichen Verwerfung folgend — den monoschematischen und chorismatischen Bestand und zweigt an der Grenze beider eine Ader ab, die sich konkordant zwischenschaltet (Pegmatit in Zusammenhang mit zentralen Granitapophysen).

Auch bei der Bildung dieser, rein auf Grund der besonderen Gefügeverhältnisse als Migmatite bezeichneten Gesteine, mögen sich demnach die extremalen Prozesse irgendwo in der Mitte die Hand reichen.

Fig. 15. Beispiel eines sicher älteren, intensiv verfältelten Migmatits. Unten ein diskordanter Dioritaplit. Düssistock Südflanke.

Ein paar Besonderheiten bleiben noch zu erwähnen: Besonders bei den Übergangsgliedern zwischen eigentlichen Stromatiten und Migmatiten stösst man nicht selten auf intensive Verfältelungen. In Fig. 14 erkennt man sehr gut, dass einzelne Zonen des Paläosoms (z. B. die feinkörnigen, kompakten Biotitgneislagen) weit besser erhalten blieben und damit eine wohl ältere Verfaltung viel klarer abbilden. Teilweise gehören Migmatite dieser Art noch sicher in den Zyklus der nördlichen Granitgneise; teilweise sind sie ebenso sicher älter, da sie von Dioritapliten des Düssistock-Diorits quer durchschlagen werden (Fig. 15). Gerade solche „ältere Migmatite" scheinen in den nördlichen Gebieten der nördlichen Mischgesteinsserie recht verbreitet zu sein; doch ist eine sichere Zuordnung nur in Einzelfällen möglich.

3. Zusammenfassung

An dieser Stelle sei das, was aus den Kapiteln A und B resultiert, kurz zusammengefasst.

Im Untersuchungsgebiet wurde gegenüber zentraleren Partien des Aarmassivs eine in bezug auf das ganze Massiv (besonders die herzynischen Intrusionen) ursprünglich weniger tief gelegene Zone blossgelegt, wahrscheinlich weil dieses Gebiet während der alpinen Gebirgsbildung weniger stark gehoben wurde. Für den zentralen Aaregranit befindet man sich deshalb in einer ausgesprochenen Dachregion. Daraus erklären sich manche der Besonderheiten (und wohl auch ein Teil der Differenzen zu den Auffassungen LEDERMANNS [16]): 1. Kaum grössere, geschlossene, batholitartige Stöcke, sondern schmale, stark ausfingernde Platten, jedoch mit scharfer Begrenzung gegen das Nebengestein. 2. Keine eigentlichen Hornfelskontakte, dafür aber 3. Bildung zahlreicher Chorismite, für welche zum Teil die Abstammung der molekulardispersen Phasen, immer aber die ursächliche (räumlich-zeitliche) Verknüpfung mit Intrusivgesteinen granitischer Natur feststeht, sowie — mit Ausnahme der Porphyroblasten — ein beträchtlicher Wanderungsweg. Das Chymogen sicher granitischer Abstammung bewirkte die Bildung polyschematischer Gesteine weniger durch teilweises Aufschmelzen als durch Aufblättern; deshalb entstanden auch vorwiegend Arterite, Stromatite und Ophtalmite und weniger Nebulite. Die Intrusion selbst muss bei relativ tiefen Intrusionstemperaturen und -drucken und bei geringer Sedimentbedeckung erfolgt sein.

Am nördlichen Granitgneis scheinen ursprünglich wesentlich tiefere Partien aufgeschlossen zu sein. Deshalb besitzen in den Randzonen anatektische Vorgänge grössere Bedeutung — Bildung von Migmatiten —. Das granitische Magma ist sicher als intrusiv, als allochthon gebildet

zu betrachten. Ob es im gesamten als ursprüngliches Differenziat, als syntektisch oder gar als palingen aufzufassen ist, lässt sich nicht abklären. Chemische Zusammenhänge mit anderen aarmassivischen Granitstöcken lassen gemeinsame Bildungsweise vermuten (Gastern-Innertkirchnergranit), d. h. Differentiation irgendwelcher bereits bestehender Schmelzflüsse oder aber, wenn Palingenese stattfand, dann grossräumig und in grosser Tiefe Stoffaustausch (d. h. nicht an der Beobachtungsstelle). Im Detail muss lokal sicher Kontamination angenommen werden. Für kleine Teilbereiche kann vermutet werden (Verhalten zu Schollen), dass selbst texturell inhomogeneren Gesteinen granitischer Zusammensetzung (nebulitische Migmatite) eine gewisse, wenn auch sehr beschränkte räumliche Verlagerungsfähigkeit zukommt. Daher könnte die Bildung kleiner Gebiete homogener granitischer Gesteine einer differenziellen Palingenese zugeschrieben werden; d. h. sie wären als abgequetschte Exsudate der nebulitischen Migmatite, als parautochthon homogenisierte Derivate anzusprechen. Es sei betont, dass diese Schlussfolgerungen nur für örtlich und räumlich ganz beschränkte Gebiete gelten können und nicht ohne weiteres verallgemeinert werden dürfen.

Bezüglich der normal-chorismatischen Gesteine mit scharf trennbarem Paläosom und Neosom bestehen für beide Mischgesteinsserien analoge Verhältnisse, sowie auch für die Stellung der stereogenen Bereiche. Aus dem Vorhandensein einer sicher vorgranitischen Chloritgeneration kann geschlossen werden, dass das stereogene Paläosom im Zeitpunkt, da die chymogenen Bestände zuwanderten, in einem epimetamorphen Zustand vorgelegen haben muss. Doch lässt ein grosser Teil des Paläosoms die sedimentäre Herkunft noch heute strukturell sehr gut erkennen.

C. DIORITE UND ZUGEHÖRIGE HORNBLENDEGNEISE

Im nördlichen Abschnitt des Untersuchungsgebietes finden sich drei getrennte Komplexe dioritischer Gesteine: Am Gross-Düssi, am Cuolm tgietschen und in der Val Surplattas. Obschon in jedem Fall eine leichte bis ausgeprägte Dislokationsmetamorphose den ursprünglichen Charakter dieser Eruptivgesteine etwas verwischte, besteht doch kein Zweifel über ihre Bildungsweise.

1. Die Diorite des Düssistocks

Am Klein-Düssi und in den randlichen Felsen des Hängegletschers SE des Gross-Düssi treten Gesteine des Dioritkomplexes Düssistock-Fruttstock [29] auf unser Gebiet über. Mit den von SIGRIST beschriebenen Typen besteht weitgehend Übereinstimmung, weshalb auf eine ausführliche Beschreibung verzichtet wird. Hingegen sei auf spezielle Erscheinungen, die sich hier besonders schön verfolgen lassen, nochmals aufmerksam gemacht.

Für den grobkörnigen, leicht bis deutlich verschieferten Normaltyp gilt folgender mittlerer Mineralbestand:

Plagioklas zersetzt	40—50%	Biotit	Apatit
Hornblende	30—40	Chlorit	Titanit
K-Feldspat	5—15	Calcit	Orthit
Quarz	5—10		Zirkon

Innerhalb dieses Normaltyps wurden kaum eigentliche Hornblendebiotitdiorite angetroffen, hingegen wesentlich hornblendereichere Schlieren.

Die leukokrate Facies (Randfacies in [29]) weist zwei getrennte Tendenzen auf:

a) Biotitdioritische Tendenz; Normaltyp etwa:

Plagioklas zersetzt	50%	Epidot
Biotit-Chlorit	20	Titanit
Hornblende	10	Apatit
K-Feldspat	12	Orthit
Quarz	8	Zirkon

Während der Biotit meist nahezu ganz chloritisiert erscheint, ist die hellgrün pleochroitische Hornblende immer vollständig frisch. Zersetzte Kerne mit Relikten einer braun pleochroitischen Varietät fehlen.

Dieses Gestein — es entspricht etwa dem Hornblende-Biotit-Diorit SIGRISTS — kann als saure Randfacies mit stetem Übergang den normalen Diorit gegen seine Nebengesteine hin abgrenzen oder aber, als selbständiger Nachschub, den Hornblendediorit schollenförmig auflösen (vgl. Fig. 16). Wahrscheinlich handelt es sich um eine Restschmelze, welche vor abgeschlossener Intrusion des normalen Dioritmagmas den bereits ausgeschiedenen festen Bestand in Schollen zerlegte. Die Schollen besitzen, wohl als Folge einer leichten internen Differentiation (Kristallisationsbeginn am Rande), meist einen breiten dunkleren, hornblendereicheren Saum.

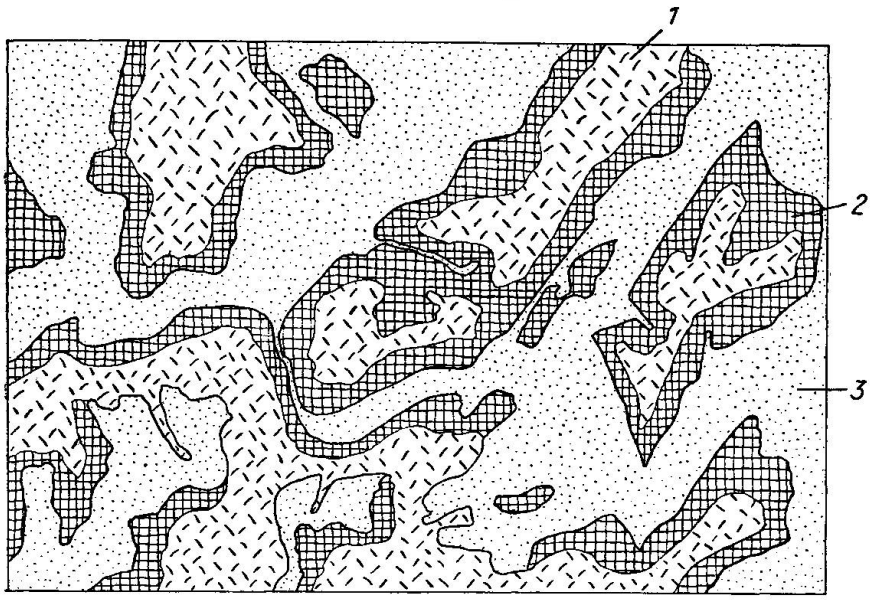


Fig. 16. 1 Normaler Hornblendediorit. 2 Basischer, hornblendereicherer Saum. 3 Aplitische Randfacies, welche den normalen Diorit schollenförmig aufspaltet. Düssistock-Südflanke, 1 : 15.

b) Monzonitische bis quarzmonzonitische Tendenz; z.B.

Plagioklas zersetzt	40—50%	Orthit
Hornblende	10—30	Apatit
K-Feldspat	15—30	Titanit
Quarz	0—15	Zirkon
Biotit-Chlorit	5	

Gesteine mit monzonitischen bis quarzmonzonitischen Tendenzen kennzeichnen an einzelnen Stellen die Übergangszonen zwischen normalen Dioriten und den leukokraten Biotitdioriten. Sehr oft besitzen sie ausgeprägt schlierenartigen Charakter, was die Abgrenzung stark erschwert. Auffallend ist die Häufung der mehrere mm grossen, völlig xenomorphen K-Feldspäte und der grossen zonaren Orthite. Die normalerweise frische Hornblende ist in der Nähe der K-Feldspäte weitgehend biotitisiert (gleichzeitig randliche Verdrängung des K-Feldspates durch Albit).

Die leukokraten Facien gehören sicherlich auch zum normalen Diorit und verdanken ihre Eigenart teils leichten Differentiationen, teils anderen Kristallisationsbedingungen. Kartographisch konnten nur grössere, relativ homogene Zonen ausgeschieden werden, vor allem im Dach des Dioritstocks. Dieser lässt nämlich, wie man schon den Intersektionen mit dem Gelände entnehmen kann, schönen Kuppelbau erkennen. Besonders im E und N biegen die Grenzflächen sehr steil nach unten. Am

Fuss der Felswände am SE-Ende des Cavreingletschers (d. h. 700 m weiter im E) sind an zwei getrennten Orten die obersten Teile des Dachs nochmals aufgeschlossen.

Der südliche Teil des normalen Diorits ist sehr stark mit Granitapophysen, Granitapliten und Pegmatiten durchadert, jedoch ohne dass dabei typische chorismatische Hornblendegneise entstanden — im Gegensatz zu den entsprechenden Gesteinen des Cuolm tgietschen —.

Um die chemischen Verhältnisse etwas genauer erfassen zu können, hat J. JAKOB 2 grobkörnige normale Hornblendedioritproben, welche SIGRIST im Gebiete des Tschingelsees sammelte, analysiert:

	A 6:	A 7:	
SiO_2	54,62	54,09	
TiO_2	1,20	1,21	
Al_2O_3	15,65	13,13	
Fe_2O_3	2,20	1,89	
FeO	4,29	5,18	
MnO	0,12	0,14	
MgO	5,06	7,04	Analytiker:
CaO	5,71	6,30	J. JAKOB
Na_2O	4,97	5,42	
K_2O	3,88	3,69	
P_2O_5	0,61	0,53	
H_2O+	1,69	1,50	
H_2O-	0,02	0,04	
CO_2	0,05	—	
	100,07	100,16	

Niggliwerte:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p
A 6	154,1	26,1	36,2	17,1	20,6	0,34	0,58	2,6	0,7
A 7	141,0	20,2	42,6	17,5	19,7	0,31	0,64	2,4	0,6

Basisnormen:

	Cp	Ru	Kp	Ne	Cal	Cs	Fs	Fa	Fo	Q
A 6	1,1	0,8	13,9	26,7	5,3	4,8	2,3	5,1	10,5	29,5
A 7	1,0	0,8	12,9	28,7	0,5	8,1	2,0	6,1	14,4	25,5

Katanormen:

	Cp	Ru	Mt	An	Or	Ab	Wo	Hy	En	Q
A 6	1,1	0,8	2,3	8,8	23,2	44,5	6,4	5,2	14,0	– 6,3
A 7	1,0	0,8	2,0	0,8	21,5	47,8	10,8	6,8	19,2	–10,7

Zunächst fällt der sehr hohe Alkaligehalt auf, besonders Na_2O, welcher sich auch in der negativen Quarzzahl der Katanorm (absichtlich nicht mit Olivin berechnet) bemerkbar macht.

Nach den Schliffintegrationen von SIGRIST (29) liegt ein normaler Hornblendediorit vor (etwa Probe 1 in (29)). Das Q-Manko der Katanorm entsteht dadurch, dass ein Teil des an Ab gebundenen Natriums in Wirklichkeit in der Hornblende steckt. Nach den optischen Daten muss es sich um eine gemeine Hornblende handeln, die — aus dem Gesteinschemismus zu schliessen — recht alkalireich und (vor allem für A 7) arm an Al_2O_3 sein wird. Da über den Mineralchemismus weiter nichts bekannt ist, sei auf die Berechnung einer Hornblendevariante verzichtet, zumal auch das Verhältnis Ab : An im Modalbestand nicht feststeht.

2. Die Diorite des Cuolm tgietschen

Vom Fuss der Cambrialas-Ostwand zieht ein Keil dioritischer Gesteine gegen den Talboden der Val Pintga de Russein. Weiter im E, am Cuolm tgietschen, spaltet er sich in mehrere ziemlich flach einfallende (Intersektion!) Platten auf, wobei gegen die Val Gronda de Russein hin Hornblendegneise die Fortsetzung übernehmen, indem sie den Diorit nach und nach ersetzen. Auf der linken Seite der Val Gronda de Russein finden sich keine grösseren Komplexe rein dioritischer Gesteine mehr.

a) Der normale Diorit

Die Ausbildung in Handstück und Schliff lässt weitgehende Übereinstimmung mit den dioritischen Gesteinen des Düssistocks erkennen. Allerdings sind selbst die massigsten Partien durchwegs stärker verschiefert. Die Hornblenden erscheinen deshalb nicht als scharf umgrenzte Prismen bis Nadeln, sondern als mehr oder weniger verwischte grüne Flecken, während gleichzeitig der Plagioklas einen stärker grünlichen Farbton annimmt. Biotit fehlt ganz; K-Feldspat wurde nur an wenigen Orten angetroffen.

Der Normaltyp ist plagioklas- und quarzreicher und damit heller als jener des Düssistocks.

Mineralbestand:

Plagioklas zersetzt	50—65%	K-Feldspat	Titanit
Hornblende }	20—30	Muskowit	Apatit
Chlorit }		Epidot	Zirkon
Quarz	10—15	Calcit	Erz

Plagioklas vollständig gefüllt, etwa zu gleichen Teilen Sericit und Klinozoisit-Epidot. Rekristallisierte Albite schimmern nur in wenigen Gesteinen durch. Hornblende: Braun pleochroitischer Kern mit heller gefärbter Hülle ($n\alpha$ farblos, $n\beta$ lichtbräunlichgrün, $n\gamma$ hellgrasgrün). Ilmenitfahnen, zusammen mit

feinkörnigen Titanitaggregaten treten auch in der hellen Epihornblende auf. In den stärker verschieferten Dioriten werden diese Hornblenden teilweise chloritisiert und teilweise durch eine neue, fast farblose und feinfaserige Hornblendegeneration (Strahlstein) pseudomorph ersetzt. Bei der Chloritisierung Ausscheidung von Epidot, der sich in feinkörnigen Aggregaten zwischen die Penninblätter einlagert; häufig so dicht bestäubt, dass die Blätter im Schliff senkrecht (001) opak erscheinen, Erz- und Titaniteinschlüsse sehr verbreitet. Quarz: durchwegs völlig xenomorph, zwischen die Plagioklas- und Hornblendeindividuen eingeklemmt, stark kataklastisch. Kaliumfeldspat wurde nur in einem Fall angetroffen und zwar in extremer schriftgranitischer Verwachsung mit Quarz. Struktur: Nemateid bis nematogranoblastisch.

Basischere Schlieren, sowie leukokratere Randfacien fehlen, d.h. die Ausbildung ist in den rein dioritischen Bereichen auffallend homogen. Die Analyse des Normaltyps[8]) lautet:

	A 8	Niggliwerte:	
SiO_2	53,81	si	155,9
TiO_2	1,79	al	30,4
Al_2O_3	17,78	fm	36,2
Fe_2O_3	4,20	c	21,7
FeO	4,65	alk	11,7
MnO	0,10	k	0,27
MgO	3,65	mg	0,43
CaO	7,01		
Na_2O	3,04	ti	3,8
K_2O	1,67	p	0,3
P_2O_5	0,27		
H_2O+	2,20		
H_2O-	0,09	Analytiker: H. P. Eugster	
	100,26		

Basisnorm:

	Cp	Ru	Kp	Ne	Cal	Cs	Fs	Fa	Fo	Q
A 8	0,6	1,3	6,0	16,7	18,6	1,0	4,5	5,7	7,8	37,6

Katanorm:

	Cp	Ru	Mt	An	Or	Ab	Wo	Hy	En	Q
A 8	0,6	1,3	4,5	31,0	10,0	28,2	1,3	4,5	10,4	+8,2

Hornblendevariante:

	Cp	Ru	Mt	An	Or	Ab	Hornbl.	Q
A 8	0,6	1,3	4,5	31,0	10,0	28,2	17,3	7,1

Die Hornblende, die alkalifrei berechnet wird (genügend Q), besitzt die Zusammensetzung (4,9 Akt + 12,4 Cumm).

[8]) Am Fuss der Felsen 500 m SE P. 2077, rechte Talseite der Val Pintga de Russein.

Im Vergleich zu A 6 und A 7 ist der Gehalt an Al und Fe etwas höher, an Mg etwas tiefer; vor allem aber ist das Gestein alkaliärmer und entspricht daher viel eher einem normaldioritischen Magma als jene beiden. Dennoch ist eine enge Verwandschaft unverkennbar. A 7 liegt in jeder Hinsicht etwa halbwegs zwischen A 6 und A 8. Man geht wohl kaum fehl, wenn man diese Gesteine — trotz der Unterschiede im Bauschalchemismus — zum selben magmatischen Zyklus zählt wie die Diorite des Fruttstock-Düssistocks, zumal sie ja die direkte Fortsetzung dieses Batholiten bilden und auch lagerungsgemäss analoge Züge zeigen. Die Veränderungen von A 6 → A 8 mögen auf eine gesetzmässige Verknüpfung dieser drei Glieder deuten.

Normalerweise bleibt der ursprünglich magmatische Charakter der Gesteine trotz der starken Verschieferung noch deutlich erhalten. Doch kann in einzelnen Horizonten — besonders gegen die Grenzen hin — die dislokationsmetamorphe Überprägung so überhand nehmen, dass die Herkunft jener Typen nur noch aus ihren Nebengesteinen abgeleitet werden kann. Durch reine Verschieferung entstehen aus den Dioriten zunächst Hornblendeschiefer. Dabei werden die Hornblenden in die Schieferung eingedreht. Die dadurch bewirkte Kataklase fördert ihrerseits die Chloritisierung, indem sie die Spaltrisse ausweitet. Das Verhältnis Hornblende : Chlorit verschiebt sich nach und nach zu Gunsten des Pennins, bis reine Chloritschiefer resultieren. Gleichzeitig mit der Regelung der Hornblenden werden die Korngrenzen der Plagioklase — in den Dioriten durch die Anordnung der Einschlüsse noch sehr gut erkennbar — verwischt, indem die Zersetzungsprodukte sich zu selbständigen, von der ehemaligen Struktur unabhängigen Zügen zusammenschliessen.

Die Beziehungen zur Schieferhülle und zur Granitintrusion ergeben sich aus den Lagerungsverhältnissen. Der Dioritkeil in der westlichen Schulter der Val Pintga wird ganz vom nördlichen Granitgneis umschlossen, während die Platten am Cuolm tgietschen in die Schieferhülle des zentralen Granitgneises eingelagert sind.

Die Grenzlinien Diorit-Nebengestein und nördlicher Granitgneis-Nebengestein schliessen einen beträchtlichen Winkel ein. Die Grenze Diorit-Paraschiefer ist durchwegs scharf und ohne spürbaren Kontakthof. Der nördliche Granitgneis stösst stellenweise ebenfalls unvermittelt an den Diorit an; doch sind an einzelnen Orten, gegen die Linsenenden hin und in zwischengeschalteten Paketen, als Übergangsbildungen Hornblendegneise entwickelt, indem dioritische Gesteine intensiv von granitischem und granitaplitischem Material durchadert werden. Viel ausgedehnter findet man diese Erscheinung in jenen Dioritpaketen, welche — innerhalb der südlichen Mischgesteinsserie — vom zentralen Granitgneis injiziert werden. Dort legen sich breite Mäntel chorismati-

scher Gesteine (hier zusammengefasst unter dem Begriff Hornblendegneise s. l.) um die zentralen Dioritkerne, wobei diese Kerne, wie erwähnt, gegen E nach und nach verschwinden. Die Dioritintrusion ist damit sicher älter als jene beider Granite.

Die charakteristischen Bilder, welche sich bei der granitischen Injektion der Diorite ergeben, rechtfertigen eine kurze Beschreibung der damit verknüpften Gesteine. Für diese speziellen Chorismite lässt sich die Herkunft des chymogenen Neosoms leichter angeben als für jene der südlichen Mischgesteinsserie; denn durch die viel grösseren Unterschiede im Mineralbestand zwischen Paläosom und Neosom gestalten sich die Beziehungen bereits im Felde klarer. Lateralsekretorischen Prozessen kommt aus chemischen Gründen geringere Bedeutung zu, so dass auch in jenen weniger verbreiteten Fällen, welche keine direkte Abhängigkeit des Neosoms von granitischen Gesteinen erkennen lassen, eigentliche Stoffzufuhr näherzuliegen scheint.

b) Hornblendegneise s. l. (inkl. Amphibolite und Chloritgneise)

Unter diesem Begriff seien 4 verschiedene Gesteinsgruppen zusammengefasst, die alle aus dioritischen Gesteinen unter Beteiligung molekulardisperser Phasen entstanden sind:

α) Amphibolite
β) Kaliumfeldspatfreie Hornblendegneise
γ) Kaliumfeldspatführende Hornblendegneise
δ) Chloritgneise.

α) *Amphibolite*

Bei nur geringem Lösungsumsatz entstanden aus Dioriten amphibolitische Gesteine, vor allem durch Rekristallisation der Feldspäte. Dabei bildeten sich Hornblendealbitgefüge aus mit fast reinen Albiten (An 6%, nur licht mit Sericit überstreut), indem die Klinozoisit-Epidot-Aggregate teils leicht verlagert (Epidotsäume, s. unten), teils — in viel geringerem Ausmass — zusammen mit Chlorit zwischen die Feldspäte eingeklemmt wurden. In vielen Fällen wechsellagern Amphibolite dieser Art mit unbeeinflussten Dioriten (Feldspäte vollständig gefüllt), wobei breite grobkristalline Epidotsäume die einzelnen, meist wenige cm mächtigen Lagen trennen.

β) *Kaliumfeldspatfreie Hornblendegneise*

Während die Amphibolite ihre Entstehung rein internen Stoffumlagerungen verdanken, tritt bei kaliumfeldspatfreien Hornblendegneisen als neues wesentliches Mineral Quarz hinzu und zwar entweder gleichmässig über das Gestein verteilt oder in Augen oder Lagen angereichert.

Der Mineralbestand lautet bei monoschematischen Typen etwa (starke Schwankungen):

Mineralbestand:

Quarz	25%	Chlorit	Titanit
Zersetzter Plagioklas		Sericit-Klinozoisit-Epidot	Apatit
+ rekrist. Albit	50	Calcit	Zirkon
Hornblende	25	Orthit	Erz

Bei nur geringem Quarzgehalt und monoschematischem Bau ist eine Unterscheidung von quarzführenden Dioriten nicht möglich. Eindeutiger werden die Beziehungen bei den verbreiteten stromatitischen Hornblendegneisen. Im Schliff zeigt sich etwa folgendes Bild:

Die leukokraten Lagen vorwiegend aus Quarz mit etwas einschlussarmem Albit; einzelne seltene Hornblendeindividuen. In den hornblendereichen und quarzarmen bis -freien Bändern die Feldspatsubstanz durch Sericit und Klinozoisit-Epidot völlig verdeckt; charakteristisch ist die Verteilung der Einschlüsse: Die Klinozoisit-Epidotkörner sammeln sich im Innern der Feldspäte zu geschlossenen, im durchfallenden Licht fast opak erscheinenden Haufwerken an, eine breite Randpartie allein den Sericitschuppen überlassend. Die Sammelkristallisation scheint von der Mächtigkeit der Neosomlagen abhängig zu sein. Wenn das Chymogen tatsächlich mit granitischen Gesteinen zusammenhängt, dann müssen demnach die Feldspäte der Diorite während der Granitintrusion bereits zersetzt gewesen sein.

Bei stromatitischen Typen variiert der Hornblendegehalt der Gneise sehr stark und steht in direkter Beziehung zum Mischungsverhältnis Paläosom-Neosom. Von den zentraleren, quarzärmeren Partien mit einem hornblendereichen Stereogen als Kyriosom bestehen kontinuierliche Übergänge zu den hornblendearmen Streifengneisen, in welchen die Quarzalbitbezirke als Kyriosom angesprochen werden müssen. Räumlich ist die Verteilung allerdings nur in der Injektionszone des nördlichen Granitgneises gleicherweise übersichtlich gebaut. Die Durchaderung des zentralen Granites ergibt ein viel komplexeres Bild, da nicht ein geschlossener Stock granitischer Gesteine eindrang, sondern zahlreiche, mehr oder minder mächtige Apophysen mit ihrem aplitischen Gefolge.

Wenn die Beteiligung der leukokraten Lagen am Bau der Stromatite ein bestimmtes Mass erreicht, tritt als neues Mineral K-Feldspat hinzu;

gleichzeitig wird allerdings der grösste Teil der Hornblende durch Chlorit ersetzt — d.h. es resultieren als Endform stromatitische Chloritgneise —, und nur in Ausnahmefällen entstehen kaliumfeldspatreiche Hornblendegneise. Eines dieser Beispiele sei seiner eigenartigen Stellung halber kurz beschrieben.

γ) *Kaliumfeldspatführende Hornblendegneise*

Vorkommen: In den Felswänden nordwestlich des Rötidolomitkeiles, welcher vom Piz Dado gegen W tief ins Massiv hineinragt, in der zentralen, jedoch bereits sehr stark durchaderten Partie des Hornblendegneiszuges, linsenförmig in granitische Gesteine eingelagert. Achorismatisch, fast vollständig massig, sehr grobkörnig mit grossen K-Feldspat- und Hornblendekristallen.

Mineralbestand:	Quarz	20%	Chlorit	Apatit
	K-Feldspat	45	Sericit	Titanit
	Albit	25	Calcit	Zirkon
	Hornblende	10	Orthit	

Quarz: In einzelnen Feldern zwischen die K-Feldspatkristalle eingeklemmt, stark kataklastisch und wenig rekristallisiert. K-Feldspatporphyroblasten bis 3 mm, schöne Karlsbaderzwillinge. Leicht perthitisch entmischt, mit Hämatit bestäubt; an den Rändern weitgehend durch kleinkörnige, jüngere Albite verdrängt. Albit, durchwegs leicht sericitisiert, einerseits ebenfalls in grossen Individuen (teilweise als Schachbrettalbite), dann aber deutlich getrennt die Generation kleinerer Kristalle, die den K-Feldspat korrodieren — nur selten unter Ausscheidung von Quarzstengeln —. Hornblende fast durchwegs zu grösseren Aggregaten zusammengeschlossen, $n\alpha$ farblos, $n\beta$ licht gelbgrün, $n\gamma$ hellgrün, $n\gamma/c = 18°$, schöne idiomorphe Querschnitte, nur sehr lokale Umwandlung in Chlorit. Titanit, Apatit und Orthit in zahlreichen und grossen Individuen. Struktur: Graneid bis leicht granoblastisch, mit deutlichen kataklastischen Palimpseststrukturen.

Strukturell wäre das Gestein ohne weiteres als normales Eruptivgestein — ein Hornblendequarzmonzonit — aufzufassen. Ob es Schollennatur besitzt, d.h. während der Granitintrusion aus der Tiefe mitgerissen wurde, oder aber an Ort und Stelle durch pneumatolytisch-metasomatische Zufuhr der K-Feldspatsubstanz aus dioritischen Abkömmlingen entstand, kann weder auf Grund des Verbandes noch der strukturellen Verhältnisse abgeklärt werden. Die letztere Annahme — metamorphe Bildungsweise — scheint nicht minder berechtigt zu sein.

δ) *Chloritgneise*

Normalerweise findet, wenn K-Feldspat zum Neosom hinzutritt, fast völlige Chloritisierung der Hornblende statt. Neben einzelnen achorismatischen Varietäten stellen wiederum stromatitische Typen den Haupt-

bestand dar. Die feinstreifigen bis groblagigen Gneise erscheinen etwas lichter grün gefärbt als die entsprechenden Hornblendegneise und unterscheiden sich von rein dislokationsmetamorphen Derivaten der Hornblendegneise ausser durch den grösseren Anteil des Chymogens am Gesamtgestein und dem K-Feldspat-Gehalt vor allem auch durch den kompakteren Habitus.

Mineralbestand: Z. B. (quantitative Verhältnisse sehr variabel, je nach dem Verhältnis Paläosom : Neosom und je nach der Mächtigkeit der einzelnen Lagen)

Quarz	40%	Sericit	Apatit
K-Feldspat	10	Klinozoisit-Epidot	Titanit
Albit	35	Calcit	Zirkon
Chlorit	15	Biotit	Erz
		Hornblende	

Die Neosomlagen mit Quarz (stark kataklastisch, aber weitgehend rekristallisiert), K-Feldspat (perthitisch entmischt, durch Albit korrodiert) und Albit (leicht sericitisiert) in der üblichen Ausbildung. Im Paläosom hauptsächlich Albit (leicht sericitisiert) und Pennin (mit Epidot- und Erzeinschlüssen); selbständige Epidot-Klinozoisitaggregate zwischen den Albiten. Farblose Hornblende nur noch in einzelnen Relikten in fibroblastischer Ausbildung. Braun pleochroitische Flecken im Pennin beweisen, dass der Chlorit mindestens teilweise durch Umwandlung aus Biotit entstanden ist.

In diesen Gesteinen wurde der Mineralbestand ganz den neuen Bedingungen angepasst — im Gegensatz zu den besser erhaltenen Hornblendegneisen — d.h. die Hornblende wurde direkt oder über Biotit in Chlorit umgewandelt, neben einem meist verschwindenden Anteil, der sich als Strahlstein neu bildete.

Die Strukturmerkmale des Paläosoms, die noch an dioritische Abstammung erinnern, sind bereits so stark verwischt, dass im Einzelfall nur noch die Verbandsverhältnisse eine Entscheidung über die Zugehörigkeit gestatten.

3. Die Diorite der Val Surplattas

Am Ausgang der Val Surplattas — und von dort gegen Muota Cavrein hinüberziehend — stösst man wiederum auf dioritische Gesteine, eingelagert vorwiegend in Granitgneise (zentraler Granitgneis, an der S-Grenze der südlichen Mischgesteinsserie). Am Fuss des S-Grates, der vom mittleren Tschingelstock (2872.8) gegen SE zieht, streichen drei schmale Linsen gegen NE und keilen nach 200—300 m aus. An der Muota Cavrein taucht eine einzelne Linse wieder auf und ist dann, allerdings

mit vielen Unterbrechungen — d.h. eher als Schollenzone —, bis gegen den Boden der Val Gronda de Cavrein hin zu verfolgen. Gegen W, unterhalb P. 2751, verschwindet diese Linse ebenfalls, taucht jedoch auf Crap de Bos wiederum auf, wobei in der westlichen Fortsetzung Hornblendegneise bis zum Gwasmet hinüber verfolgt werden können.

Die Gesteine sind dem Habitus nach viel eher verwandt mit den Dioriten der Val Gliems — in ihrer grobkörnigsten Ausbildung — als mit jenen des Cuolm tgietschen. Der Plagioklasgehalt ist bei diesen ganz wesentlich höher, während jene in einzelnen Partien noch etwas mehr Hornblende führen können. Den Übergang am Kontakt mit den Granitgneisen bilden wiederum Hornblendegneise, die sich hier besonders schön hofförmig um die einzelnen Dioritlinsen legen. Vor allem in den Aufschlüssen im Talboden der Val Surplattas erkennt man deutlich, wie die Paragesteine von den Dioriten aufgespaltet und teilweise schollenförmig eingeschlossen wurden und wie der ganze Komplex von den jüngeren Granitapophysen und Apliten durchschlagen wird.

a) Die Diorite

Als Beispiel sei ein Gestein aus dem Zentrum der mittleren Linse beschrieben.

Mineralbestand:	Hornblende	30%	Zoisit-Epidot	Titanit
	Sericit	50	Chlorit	Apatit
	Quarz	10	Biotit	Zirkon
	Calcit	10		Magnetit

Hornblende: Entweder idiomorphe Einzelkristalle (0,5—1 mm), die in einem feinen Sericitfilz liegen oder feinfaserige pseudomorphosenartige Aggregate, vermischt mit Calcit und Quarz; $n\alpha$ farblos, $n\beta$ licht bräunlichgrün, $n\gamma$ hellgrasgrün, $n\gamma/c = 18—21°$. Weitgehend in die Schieferungsrichtung eingedreht; wenn die Hauptspaltbarkeit nahezu senkrecht dazu steht, werden sie durch Erweitern der Spaltrisse in parallele Teilblätter aufgelöst, verheilt besonders mit Calcit und etwas Quarz. Umwandlung in hellgrünen Pennin in einzelnen Zonen verstärkt, in anderen ganz fehlend; zahlreiche Epidot- und Erzeinschlüsse; Umwandlung in schwach hellbraun pleochroitischen Biotit seltener. Das Sericitgewebe zwischen den Hornblenden ist meist völlig dicht; nur an wenigen Orten schimmern noch Feldspäte durch. Die auffallend spärlichen und kleinen Klinozoisit-Epidotaggregate legen nahe, dass der Plagioklas wesentlich Ca-ärmer war als jener des Cuolm tgietschen. Chlorit löst einzelne Hornblendeindividuen schachbrettartig auf — immer mit Epidot- und Erzeinschlüssen — und findet sich daneben auch in selbständigen, nahezu geschlossenen Zügen.

Die Zusammengehörigkeit mit jenen Dioritlinsen der Val Gliems (S. 95) könnte nur auf chemischem Wege wahrscheinlich ge-

macht werden. Immerhin ist die Übereinstimmung in Lagerungsform, Gesamthabitus und Schliffbild überraschend und erweckt Gedanken an zeitlich entsprechende Intrusion desselben Ursprungs. Die betreffenden Aufschlüsse werden miteinander nahezu durch die Richtung des generellen Streichens (N 65° E) verbunden.

b) Die Hornblendegneise

Die Hornblendegneise finden sich hier in besonders schöner Ausbildung, wenn auch wenig mächtig entwickelt. Die räumliche Anordnung der einzelnen Typen — in der Abfolge Diorit → Hornblendegneise → Granit — weist kaum eine Störung in ihrem schalenartigen Bau auf, da einfache Verhältnisse vorliegen. Nur dort, wo bereits der Diorit die Paragesteine nicht gleichmässig aufspaltete, sondern teilweise einschloss, lassen sich Komplikationen feststellen. Von den bereits beschriebenen Varietäten sind fast alle verwirklicht; verbreitet sind vor allem leicht rekristallisierte Diorite (netzförmige Epidotadern und Sammelkristallisation der Zersetzungsprodukte in den Feldspäten) und feinstromatitische Gneise (vgl. Fig. 17). In den letzteren stellt fast in jedem Beispiel K-Feldspat einen Hauptgemengteil dar, wofür hingegen die grobkörnigen, sehr k-feldspatreichen Hornblendegneise mit graniteider Struktur fehlen. Eine kurze Beschreibung des feinstromatitischen Typs gestattet zugleich, die wenigen Unterschiede im Schliff zu den entsprechenden Gesteinen des Cuolm tgietschen festzuhalten:

Mineralbestand:	Hornblende	30%	Epidot	Titanit
	Sericit	15	Calcit	Apatit
	Albit	15	Muskowit	Erz
	Mikroklin	18		
	Quarz	22		

Hornblende betont, lagenweise angereichert, die sehr gute Kristallisationsschieferung; kräftiger Pleochroismus mit $n\alpha$ hellgrün, $n\beta$ bräunlichgrün, $n\gamma$ blaugrün. Vollständig frisch, nur selten Umwandlung in Muskowit + Epidot (s. S. 59). Albit leicht bis dicht mit Sericit gefüllt, in der Nähe der quarzreichen Bezirke stärker rekristallisiert, untergeordnet auch Klinozoisit-Epidothaufen. Quarz und K-Feldspat vorwiegend in selbständigen Strukturbereichen, stromatitisch bis — häufiger — ophtalmitisch; Quarz mit schönem Mosaikgefüge (d 0,02 mm) an den Linsenenden, die im Zentrum die grossen K-Feldspäte tragen (d bis 2 mm). K-Feldspat mit Mikroklingitterung, leicht entmischt und randlich durch Albit korrodiert; neben Quarz die jüngste Bildung, da die Porphyroblasten kleinere Hornblendekristalle beim Wachstum eingeschlossen haben. Auffallend ist der Reichtum dieser Gneise an grossen, idiomorphen Titaniten.

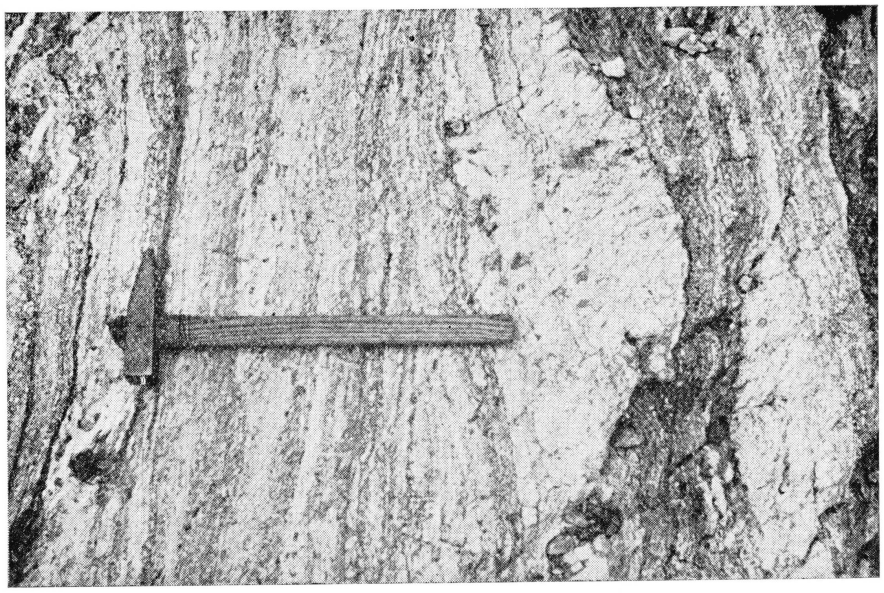


Fig. 17. Stromatitische Hornblendegneise am Rande der Dioritlinsen. Am Stielende eine pegmatitische Zwischenlage, rechts anschliessend Chloritgneis, der vom Diorit aufgespaltet und eingeschlossen wurde. Val Surplattas.

Da Mikroklin dem Dioritkern völlig fehlt, jedoch im umgebenden Granit einen Hauptgemengteil darstellt, wird eine Deutungsweise, die Stoffzufuhr ausschaltet, aus Gründen des Bauschalchemismus' kaum angehen. Dies wirft aber auch ein Licht auf die mögliche Feldspatisierung der Paragesteine durch die betreffenden granitischen Intrusivkörper (s. S. 30).

D. AMPHIBOLITE UND ZUGEHÖRIGE HORNBLENDEGNEISE

Amphibolitische Gesteine finden sich im Untersuchungsgebiet in zwei getrennten Komplexen. Die Gesteine der Umgebung Fuorcla Val Pintga-Heimstock entsprechen den Vorkommen des Maderanertales (vgl. [29]); jene aus der S-Flanke des Gwasmet wurden bereits von W. Huber [12] beschrieben.

1. Die Gesteine der Fuorcla Val Pintga

Die Gesteine des Piz Valpintga hatte Fr. Weber aufgefunden; allerdings kartierte er sie teilweise als Diorite. Die Verwandtschaft mit Dioriten der näheren Umgebung erwies sich später als unwahrscheinlich.

Vielmehr sind sie als Analoga jener „Schollen- und Bänderamphibolite" des Maderanertales zu betrachten, welche SIGRIST [29] beschrieben hat (räumliche Stellung). Sie stimmen mit den Beispielen des Geschel, Blindensees und der Düssialp bis ins Detail überein. Die Ansichten SIGRISTS, besonders was die Herkunft der leukokraten Bestände betrifft, konnten durchwegs bestätigt werden. Es sei deshalb nur noch ein kurzer Überblick gegeben.

Dem Gefüge nach können 4 Grundtypen unterschieden werden:

a) Monoschematische und stromatitische Amphibolite
b) Monoschematische bis feinstromatitische Hornblendegneise
c) Amphibolitische Chorismite mit kaliumfeldspatreichem Neosom
d) Amphibolitische Chorismite mit kaliumfeldspatarmem Neosom.

a) Monoschematische und stromatitische Amphibolite

Nematogranoblastische bis ausgeprägt porphyroblastische (Hornblende) Amphibolite trifft man recht oft und auf dem ganzen Gebiet der Amphibolite s. l. an, wenn auch weniger in grösseren Komplexen als in Einlagerungen beschränkten Umfanges innerhalb der Chorismite. Vor allem aber bilden sie den stereogenen Bestand der übrigen Typen, sei es als Schollen („Schollenamphibolite"), sei es als dunkle Lagen in den Stromatiten.

Das Verhältnis Hornblende : Plagioklas schwankt sehr stark, etwa zwischen den Grenzen Hornblende 35, Plagioklas 65 und Hornblende 90, Plagioklas 10; d. h. neben Gesteinen mit dioritischem Chemismus treten eigentliche Amphibolfelse auf, die recht grobkörnig (bis 3 mm) ausgebildet sein können. Der Pleochroismus der Hornblende ist meist mittelstark, vorwiegend in grünen und grünbraunen Tönen; in einzelnen Fällen (bes. in sehr hornblendereichen Gesteinen, Hornblende makroskopisch tief grünschwarz) kann die Absorption beträchtlich stärker sein und zwar für $n\alpha$ dunkelbraungrün bis satt grasgrün und $n\gamma$ tiefblaugrün.

Manche dieser Amphibolite sind in sich selbst bereits stromatitisch struiert, d.h. als Bänderamphibolite ausgebildet, indem hornblendereichere (bis nahezu plagioklasfreie) Schichten mit hornblendeärmeren wechsellagern. Das Hornblende-Plagioklasgefüge erweist sich in vielen Fällen als weitgehend rekristallisiert (Fig. 19). Allerdings wurde der Plagioklas später durchwegs zersetzt; er ist deshalb nirgends mehr bestimmbar. Das Verhältnis der Zersetzungsprodukte lässt auf starke Schwankungen im An-Gehalt schliessen. Neben Beispielen mit reiner Sericitisierung (bzw. Paragonit) findet man Feldspäte, welche fast ausschliesslich von Klinozoisit-Epidotaggregaten erfüllt sind. Unter den NG fällt vor allem Titanit durch seine Häufung in manchen Gesteinen auf.

Eine entsprechende granatreiche Scholle, wie sie SIGRIST beschreibt (S. 49 in (29)), wurde ebenfalls gefunden. Das Gestein besteht aus ca. 30% Granat (fleischrot, frisch), 40% Plagioklas (völlig mit Sericit und etwas Klinozoisit-Epidot gefüllt), 30% Quarz (+ Titanit, Zirkon). Allerdings liegt es nicht in amphibolitischem Material, sondern in quarzdioritaplitischem Neosom. Eine dünne grüne Haut, in welcher der Granat ersetzt ist durch grosse Epidotkristalle und etwas Diopsid, umschliesst die Scholle.

b) Monoschematische bis feinstromatitische Hornblendegneise

Gesteine dieser Gruppe sind mehr als Übergangstypen zu betrachten. Zum Hornblendeplagioklasgefüge treten neu hinzu Quarz und etwas K-Feldspat, jedoch noch nicht so, dass sie in selbständige Strukturbereiche abgetrennt werden könnten. Makroskopisch und im Schliff stim-

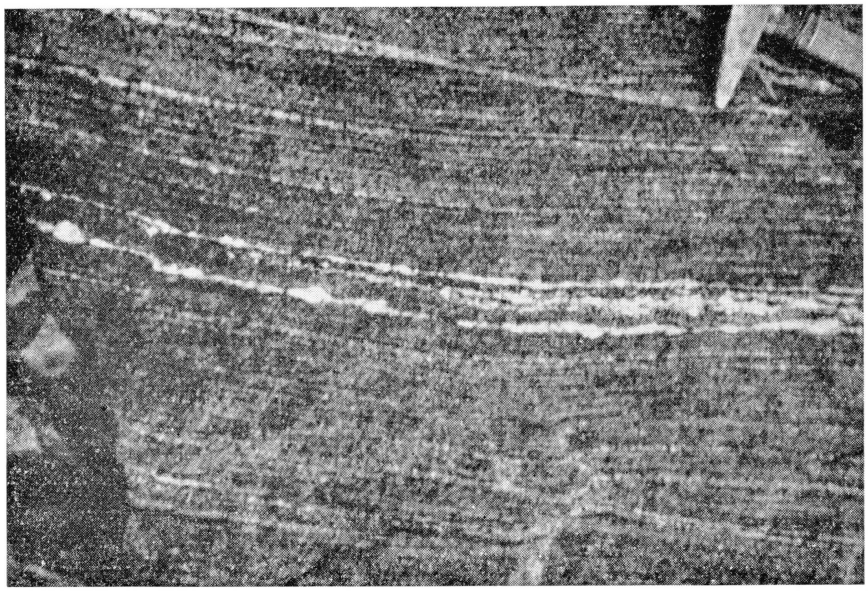


Fig. 18. Feinstromatitischer Amphibolit bis Hornblendegneis. Im Neosom Quarz und K-Feldspat. Die Komplikation der Lagen in der rechten unteren Bildhälfte wird durch eine Unebenheit hervorgerufen. Val Pintga de Russein.

men die Gesteine mit einzelnen Hornblendegneisen im Gefolge der Cuolm tgietschen-Diorite überein. Verbreitet sind Gesteine mit leicht lagenweisen, perlschnurartig angereicherten leukokraten Gemengteilen (K-Feldspat nur in grösseren Augen), die sich bereits eigentlichen Stromatiten nähern (Fig. 18). Die Inkonstanz dieser Perlschnüre zeugt von beträcht-

licher Wanderungsfähigkeit. Dabei ist die Herkunft des Neosoms kaum eruierbar. Grundsätzlich sind drei Möglichkeiten gegeben:

a) Lateralsekretion (Ausblutung aus den umgebenden Gneisen)
b) Granitaplitisches Neosom (Zusammenhang mit dem kaliumfeldspatreichen Neosom der amphibolitischen Chorismite, s. S. 58)
c) Quarzdioritisches Neosom (Zusammenhang mit dem kaliumfeldspatfreien Neosom der amphibolitischen Chorismite, s. S. 61)

In einzelnen Fällen verleihen die Verbandsverhältnisse einer der drei Möglichkeiten grössere Wahrscheinlichkeit; Verallgemeinerungen sind jedoch unzulässig.

c) Amphibolitische Chorismite mit kaliumfeldspatreichem Neosom

Amphibolitische Chorismite mit kaliumfeldspatreichem Neosom besitzen vor allem stromatitischen Bau (vgl. Fig. 19 u. 21) und zeichnen besonders die topographisch höherliegenden Gebiete aus in der Umgebung des Heimstocks (Kuppelform). Normalerweise bleiben die Neosom- und Paläosomlagen — meist wenige cm mächtig — deutlich getrennt; doch kann auch nebulitische Ausbildung angetroffen werden.

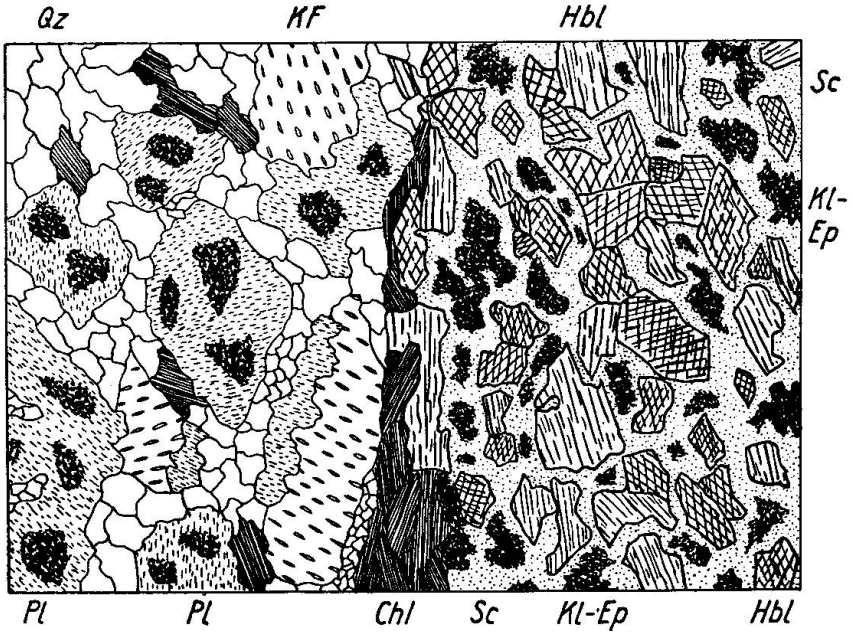


Fig. 19. Rechts rekristallisierter Amphibolit, links k-feldspatreiches Neosom. Die Grenze wird durch eine feine Chlorithaut markiert. 12 : 1.
Qz: Quarz. KF: K-Feldspat. Pl: Plagioklas zersetzt. Chl: Chlorit. Hbl: Hornblende. Sc: Sericit. Kl-Ep: Klinozoisit-Epidot.

Das Paläosom stellt meist ein weitgehend rekristallisierter Amphibolit normaler Ausbildung dar (Typ a), öfters auch ein monoschematisch bis feinstromatitischer Hornblendegneis (Typ b, vor allem bei nebulitischen Varietäten). Charakteristisch sind die Sammelkristallisation der Klinozoisit-Epidotaggregate (meist ohne dass Feldspäte durchschimmern) und die besonders in dünnen Lagen verbreitete Ausbleichung der Hornblende. Die Grenze zum Neosom wird häufig durch eine grobblättrige Biotit- oder Chlorithaut gebildet. In einzelnen Gesteinen wird eine Verdrängung der Hornblende durch einen farblosen, muskowitartigen Glimmer, der in schmalen Blättern in die Hornblende hineinspiesst und sie nach und nach auffrisst, sichtbar. Es leuchtet ein, dass dabei viel Epidot ausgeschieden werden muss; gleichzeitig treten in dieser Gesellschaft zahlreiche Titanitkörner auf (vgl. Fig. 20).

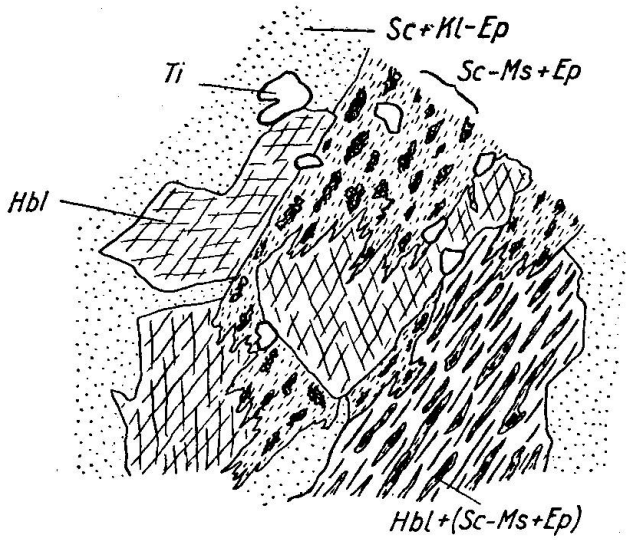


Fig. 20. Umwandlung der Hornblende in einen muskowitartigen Glimmer unter Ausscheidung von Epidot. 40 : 1.
Hbl: Hornblende. Sc: Sericit. Sc-Ms: muskowitartiger Glimmer. Kl-Ep: Klinozoisit-Epidot. Ti: Titanit.

Für das Neosom gilt:

Mineralbestand: z. B.	Quarz	25%	Sericit	Apatit
	K-Feldspat	25	Calcit	
	Albit	40		
	Chlorit oder Muskowit	10		

Die quantitativen Verhältnisse variieren sehr stark, je nach der Mächtigkeit und Korngrösse der Neosomlagen. Für das Gefüge und die Ausbildung der einzelnen Gemengteile gilt genau das, was in den Chorismiten der Mischgesteinsserien die chymogenen Bestände auszeichnet; nur sind die einzelnen Bezirke hier viel schärfer gegeneinander abgrenzbar wegen der grösseren Differenzen im Mineralbestand. Andere Mineralarten als Quarz und Feldspäte bauen immer nur einen

verschwindenden Teil des Chymogens auf, sei es Chlorit, der sich meist durch Relikte auf Biotit zurückführen lässt, sei es, was häufiger der Fall ist, Muskowit, wobei die Grobblättrigkeit dieser Minerale pegmatitisches Gefüge des ganzen Bestandes voraussetzt; andernfalls werden sie durch Sericit ersetzt.

Nicht nur die Ausbildung, sondern auch die Probleme um die Herkunft des Neosoms sind analog wie in den Chorismiten der Mischgesteinsserien. In manchen Fällen — in kontaktnahen Gebieten mit vorwiegend pegmatitischer Ausbildung — kann die Zugehörigkeit zum nördlichen Granitgneis im Felde direkt verfolgt werden, indem einzelne helle Lagen mit Granitapophysen kommunizieren. In vielen andern jedoch erwachsen der Deutung Schwierigkeiten. Nur wird hier, aus chemischen Gründen, lateralsekretorischen Vorgängen weniger Gewicht beizumessen sein, ausser in gneisnahen Gebieten. Der grösste Teil des chymogenen Neosoms darf deshalb wohl mit Recht vom nördlichen Granitgneis hergeleitet werden.

Fig. 21. „Schollenamphibolit". Amphibolitische Schollen liegen in einem quarzdioritisch bis quarzdioritaplitischen Neosom; links merismitisch (eruptivbrecciennartig), rechts stromatitisch. In der linken oberen Ecke jüngere, k-feldspatreiche pegmatitische Adern. Val Pintga de Russein. 1:25.

Die Aufschlüsse in der SW-Flanke des Heimstockes, die aus „Schollenamphiboliten" mit kaliumfeldspatfreiem Neosom bestehen, werden — da sie keine bestimmte Richtung mehr auszeichnet — vom kaliumfeldspatreichen Neosom vor allem phlebitisch aufgespaltet (Fig. 21). Zugleich durchschwärmt sie eine grosse Zahl von Apliten.

d) Amphibolitische Chorismite mit kaliumfeldspatfreiem Neosom

Während PFLUGSHAUPT [28] noch die Gesamtheit der chymogenen Bestände vom zentralgranitischen Magma herleiten will, scheidet SIGRIST [29] bereits in 2 genetisch grundverschiedene Gruppen, in solche mit granitaplitischem, die er ebenfalls zentralgranitischen Familien zuschreibt, und solche mit quarzdioritaplitischem Chemismus, welche dem später nachgeschobenen sauren Differenziat aus der Gesellschaft der basischen Intrusiva entsprechen. Diese Auffassung findet auch im vorliegenden Gebiet ihre Stütze und scheint die einzig mögliche zu sein, die im Stande ist, die ausserordentliche phänomenologische Variabilität zu erfassen und zu deuten.

Amphibolitische Chorismite mit kaliumfeldspatfreiem Neosom — d.h. quarzdioritisch bis quarzdioritaplitisch — sind vor allem merismitisch struiert. Neben einzelnen stromatitischen Bereichen finden sich vor allem eruptivbreccienartige Partien, wobei die Amphibolitstöcke schollenförmig vom chymogenen Neosom aufgespaltet werden (Fig. 21). Dabei entstehen in der Tat Bilder, die vermuten lassen, dass das amphibolitische Paläosom sich nicht durchwegs starr und unplastisch verhielt, sondern dass — im Gegensatz zur granitischen Beeinflussung — Deformationen einzelner Schollen, verbunden mit Rekristallisation und Resorption, stattfanden (vgl. [29]). Der Unterschied zum granitaplitisch-pegmatitischen Chymogen (kaliumfeldspatreiches Neosom) beschränkt sich deshalb nicht auf den Mineralbestand, sondern zeichnet sich auch im Grossgefüge ab. Die Schliffbilder sind allerdings, bis auf die mineralogische Zusammensetzung, sehr ähnlich.

Für den Mineralbestand des Chymogens gilt z. B.:

Quarz	25%	Klinozoisit-Epidot	Apatit
Plagioklas	50	Zoisit	Zirkon
Chlorit	25	Calcit	Erz
		Orthit	

Quarz (d 0,4 mm) stark kataklastisch. Plagioklas leicht zersetzt: kreisförmige oder netzförmig den Spaltrichtungen folgende Klinozoisit-Epidotaggregate, oder auch schöne Zoisitbesen; leichte Sericitisierung verbreitet. Dies sind die einzigen Gesteine, in welchen bestimmbare Kalkalkalifeldspäte mit etwas höherem An-Gehalt (bis An 15) gefunden wurden. Penninblätter gleichmässig über das Gestein zerstreut.

Stromatite mit dem genannten Mineralbestand sind im Gefolge der Schollenamphibolite, wie bereits erwähnt, ebenfalls anzutreffen. An

den wenigen Orten, die sie kennzeichnen, stehen sie in unmittelbarem Zusammenhang mit den merismitischen Typen, mit welchen sie kontinuierliche Übergänge verbinden.

Gemeinsam mit pegmatitisch-granitaplitischer Durchaderung können so sehr komplexe Bilder entstehen, die im Einzelfall eine säuberliche Trennung in genetisch ungleichwertige Bezirke verunmöglichen.

Eine öfters anzutreffende Erscheinung bereitet der Deutung ebenfalls Schwierigkeiten. In Merismiten findet man einzelne Schollen, die — als Abgrenzung gegen den quarzdioritaplitischen Bezirk — von einem schmalen pegmatitisch ausgebildeten Quarzkaliumfeldspatsaum umschlossen werden, ohne dass je Zufuhrkanäle sichtbar wären. Gehört er zum saureren Nachschub der Amphibolite, was wohl angenommen werden muss, dann ist seine Stellung nur dadurch erklärbar, dass er etwas älter als der quarzdioritaplitische Teil ist, dem Kaliumfeldspat durchwegs fehlt. Vielleicht hängt er mit tonalitaplitischen Tendenzen des sauren Differenziats zusammen, die SIGRIST (29) erwähnt.

Vor allem in den Dachpartien — am Heimstock und in den Aufschlüssen südlich des Sandpasses — wird die retrograde Metamorphose habitusbestimmend. Die dabei entstehenden Chloritgneise sind homogen bis ausgeprägt gebändert und können nur schwer und mit grosser Unsicherheit — besonders wenn sie in der nördlichen Mischgesteinsserie liegen — zugeordnet werden. Mineralogisch und strukturell entsprechen sie den Chloritgneisen, welche S. 51 beschrieben wurden.

2. Die Gesteine des Gwasmet

In den S-Flanken des Gwasmet stösst man innerhalb der Mischgesteinsserie auf amphibolitisches Stereogen (stellenweise bis Hornblendegneis). Die feinkörnigen, leicht lagig struierten Amphibolite mit auffallend basischem Plagioklas wurden von W. HUBER [12] bereits beschrieben. Der Zusammenhang des granitaplitisch-pegmatitischen Chymogens, das sie phlebitisch bis stromatitisch durchsetzt, mit Apophysen des zentralen Aaregranits s.str. (teilweise porphyrische Varietät) steht ausser Zweifel. Die Abstammung des amphibolitischen Stereogens ist weniger klar. Ein in ihrem Verband aufgefundener Konglomeratgneis (mit hellen Gneisgeröllen) lässt vermuten, dass es sich um Gesteine des südlichen Paragesteinskomplexes handelt — also um Paraamphibolite —, welche in die südliche Mischgesteinsserie eingequetscht wurden (s. S. 120). Auf alle Fälle bestehen keine näheren Beziehungen weder zu den oben beschriebenen amphibolitischen Stromatiten, noch zu den Hornblendegneisen im Verband der Surplattas-Diorite (südlich des Gwasmet).

E. GANG- UND ERGUSSGESTEINE

1. Pegmatite und Aplite

Obgleich die Intrusion der granitischen Gesteine vorzugsweise aplitischen Charakter aufweist, können doch auch zahlreiche pegmatitische Bildungen dieser Gruppe zugeordnet werden. Bezeichnenderweise besitzen sie im westlichsten Teil des Untersuchungsgebietes (insbesondere Val Surplattas) die grösste Verbreitung, werden gegen E langsam spärlicher und fehlen der Val Gronda de Russein fast ganz. Normalerweise finden sie sich als vorwiegend parallel der Schieferung eingelagerte Gänge oder dann als linsig-schlierige Zentralpartien grösserer aplitischer bzw. granitischer Komplexe. Charakteristisch sind die grossen graublauen K-Feldspäte, die in einem weissen Gewebe von Quarz und Albit liegen. Diese immer sehr stark zerbrochenen Mikrokline können mehrere cm gross werden. Albit fehlt nie, tritt jedoch in den meisten Typen stark zurück. In einzelnen Varietäten wurden hingegen sehr schöne Quarzalbitgefüge mit grossen idiomorphen und vollkommen frischen Na-Feldspäten angetroffen. Muskowit als Hauptgemengteil fehlt selten.

In der südlichen Mischgesteinsserie besitzt der grösste Teil der Orthogesteinskomplexe aplitisch bis aplitgranitischen Habitus. Besonders die schmäleren Einlagerungen bestehen in der Regel (ausser den eigentlichen Granitapophysen) aus sehr hellem feinkörnigem Material. Dennoch ist die Bezeichnung Aplit hier wenig angebracht — selbst dann, wenn sie sicher zum granitischen Zyklus gehören —, da sie sich lagerungsmässig unselbständig verhalten und sehr raschem Wechsel unterworfen sind. Als Basis wurde deshalb auch eine Einheit höherer Ordnung gewählt. Eigentliche aplitische Ganggesteine fehlen ebenfalls nicht. Als sicherstes Merkmal dient wiederum die Lagerung, da Mineralbestand und Gefüge oftmals identisch sind. Die Aplite durchschlagen die Nebengesteine in der Regel und stehen sicherlich nicht in Zusammenhang mit dem chymogenen Neosom der Chorismite. Normalerweise treten sie in Schwärmen auf und zwar vor allem in 2 Zonen: In den granitnahen Gebieten der südlichen Mischgesteinsserie und in der nördlichen Mischgesteinsserie (besonders in der Val Gronda de Cavrein), wo sie mit recht scharfen Grenzen einsetzen. Entstehungsmässig dürfte der Zusammenhang mit den Granitintrusionen kaum anzuzweifeln sein. Für die Kartenskizze musste auf eine Wiedergabe einzelner Gänge oder ganzer Scharen aus Gründen der Übersicht verzichtet werden.

2. Porphyrite und Lamprophyre

Auf intermediäre bis basische Ganggesteine stösst man an manchen Orten, wenn sie auch in diesem Gebiet nicht als häufig bezeichnet werden dürfen. Es sind immer einzelne, vorwiegend konkordant zum generellen Streichen eingelagerte Gänge, die bei den grobkörnigen Varietäten (Porphyrite) ziemlich leicht, bei den Lamprophyren infolge der starken Verschieferung sich oft nur sehr schwer als Gänge zu erkennen geben. Besonders die Lamprophyre, die mengenmässig deutlich überwiegen, können selten über grössere Strecken verfolgt werden. Unter den Porphyriten besitzen die Hornblendedioritporphyrite die grösste Verbreitung, während in Einzelfällen so viel Quarz hinzutreten kann, dass eigentliche Quarzdioritporphyrite resultieren. Der Plagioklas ist überall vollständig zersetzt. An einer einzigen Stelle wurde ein Hornblendebiotitdioritporphyrit angetroffen mit grobblättrigem Biotit und ausgebleichter Hornblende, wobei nur ein Teil des Biotits sichtbar aus Hornblende entsteht.

Wie weiter im Westen, treten auch hier die Kersantite gegenüber den Spessartiten stark zurück. Die Hornblende ist im Vergleich zu den entsprechenden Porphyriten feinkörniger und meist etwas stärker braun pleochroitisch. In einzelnen Typen werden durch die Plagioklasleisten ophitartige Strukturbilder verursacht, so dass von Diabasspessartiten gesprochen werden könnte.

Die Erkennbarkeit der Lamprophyre im Felde hängt ganz von den Verbandsverhältnissen ab, da sie sich in ihrem Habitus kaum von den Nebengesteinen unterscheiden, so dass eigentlich nur in Ausnahmefällen eine Entscheidung zulässig ist, die dann mikroskopisch gesichert werden muss. Ein guter Teil dieser Gänge muss deshalb notgedrungen unerkannt bleiben. In der Kartenskizze wurden nur solche Vorkommen eingetragen, die sich bereits im Felde leicht als Gänge identifizieren lassen. Auf eine genauere mikroskopische Kennzeichnung sei verzichtet, weil analoge Gänge aus dem Aaremassiv zur Genüge beschrieben wurden (vgl. z.B. W. Huber (12)).

3. Quarzporphyre

Eigenartigerweise haben Quarzporphyre in diesem Gebiet, im Unterschied zu den westlich und östlich anschliessenden Regionen, eher als Seltenheit zu gelten. Auf der Kartenskizze konnten lediglich an wenigen Orten schmale Einschaltungen angedeutet werden.

Dieser Umstand ist wohl 2 verschiedenen Gründen zuzuschreiben: Einmal sicherlich den Besonderheiten der Intrusionen und Intrusionsbahnen, dann

aber auch der Erkennbarkeit solcher Gesteine in ihrem heutigen Zustand. So hat z. B. F. WEBER auf seiner Karte wesentlich mehr Vorkommen eingetragen, besonders in den W- und E-Flanken des Heimstocks. Er zeichnet dort Quarzporphyrfinger, die, von einem Granitstock ausgehend, in die Paragesteine eindringen. Es ist klar, dass damit weniger einzelne Bezirke scharf gegeneinander abgegrenzt, als vielmehr die Injektionsmechanismen angedeutet werden sollen[9]). Mit Recht betont SIGRIST (29), dass es sich bei diesen Gesteinen (speziell Maderanertal) nicht um extrusive, sondern um intrusive Bildungen (hypoabyssisch bis subeffusiven Charakters) handle. Für die vorliegende Arbeit wurden alle hellen Bestandsmassen, seien es auch Aplite, Pegmatite oder Quarzporphyre, soweit sie lagerungsmässig keinen selbständigen Charakter besitzen, einschliesslich des leukokraten ophtalmitischen und stromatitischen Akyrosoms im Begriff „chymogenes Neosom" zusammengefasst und zwar ganz einfach aus dem Grunde, weil bei diesem Grade der Verschieferung eine einigermassen befriedigende Trennung dieser Kategorien aussichtslos ist. Das Chymogen umfasst deshalb auch Gesteine, die mit Fug und Recht als verschieferte Quarzporphyre bezeichnet werden könnten.

Anders verhält es sich mit jenen Aufschlüssen, die als Quarzporphyre ausgeschieden wurden. Hier sind die Gesteine noch gut erhalten geblieben und schon makroskopisch als solche leicht erkennbar. Sie stehen nicht in Beziehung zu irgendwelchen granitischen Gesteinen, sondern sind jünger und von diesen unabhängig und dürfen wohl als spätere selbständige Nachschübe aufgefasst werden (und nicht etwa als Ausläufer granitisch erstarrter Massen).

Für die genauere mineralogische und chemische Kennzeichnung kann auf die detaillierten Untersuchungen von SIGRIST (29) hingewiesen werden, ohne dass jedoch darauf verzichtet sei, die wesentlichsten Punkte kurz zu streifen.

Makroskopisch: In einer grünlichgrauen, bei den massigsten Varietäten völlig dichten Grundmasse zahlreiche kleine Feldspat- und Quarzeinsprenglinge.

Mineralbestand:	Quarz	50%	Biotit
	Albit	20	Calcit
	Sericit	20	
	Epidot	10	

Albit, der den grössten Teil der Porphyroblasten darstellt, in sehr schön idiomorphen (d 0,4 mm), nirgends gerundeten Kristallen, höchstens leicht zerbrochen. Quarz als Porphyroblast zurücktretend, gerundet und leicht undulös. Grobkörnige Epidotaggregate mit oder in den Albiten. Der sehr feinkörnige (d 0,005 mm) Quarz der Grundmasse zeigt zusammen mit dem Sericit sehr schöne Fliesstexturen.

---

[9]) Sehr deutlich geht dies auch aus folgender Bemerkung FR. WEBERS in (37) hervor: „... so durchquert man zunächst im Abstieg vom Sandgrat bis Alp Rusein die breite Zone der Paraschiefer und -gneise mit granitischen und dioritischen Intrusionen, von welchen die ersteren häufige quarzporphyrische Apophysengänge in die Schiefer entsenden in Form von weisslichen Feldspat- bis Sericitschiefern".

Bei zunehmender Verschieferung, wie sie gegen die Randzonen der einzelnen Pakete hin zu verfolgen ist, wird die Kataklase der Einsprenglinge verstärkt, und in der Grundmasse beginnt sich eine Sammelkristallisation bemerkbar zu machen (Quarz d 0,02—0,04 mm). Schreitet diese Annäherung der Korngrössen, verbunden mit immer stärkerer Verschieferung fort, dann resultieren helle und makroskopisch einsprenglingsfreie Gesteine, die einzelnen Vertretern der chymogenen Bestände sehr nahe stehen.

4. Spilite und diabasartige Gesteine

Spilite und diabasartige Gesteine konnten an mehreren Orten gefunden werden, vorab in der Val Gronda de Russein. Es liegen immer schmale, wenige dm mächtige, nahezu senkrecht stehende Sills vor, die sich, im Gegensatz zu den Lamprophyren, durchwegs über grössere Strecken verfolgen lassen. Diskordanzen mit dem Nebengestein lassen auf nachgranitisches Alter schliessen. Makroskopisch können die zu Chloritschiefern bis -phylliten umgewandelten Gesteine dank ihrer typischen Ausbildung meist ziemlich sicher erkannt werden: Feinschieferige hellgrasgrüne Gesteine mit flatschigen Chloritaggregaten in den s-Flächen.

Neben sicher diagnostizierbaren Spiliten wurden auch Typen angetroffen mit nur sehr undeutlich ophitischer Struktur, deren Feldspäte nicht bestimmbar waren. Ihre ganze Erscheinungsform lässt jedoch vermuten, dass es sich ebenfalls um dislokationsmetamorphe Produkte diabasartiger Gesteine handeln muss.

Die Spilite repräsentieren z. B. folgende Extremtypen:

Albit	50%	Albit	55%		Sericit
Chlorit	20	Chlorit	35	Sowie als NG	Epidot
Augit	20	Calcit	10		Quarz
Hornblende	10				

Im ersten Fall, einem Augitspilit, liegen schön idiomorphe Querschnitte eines gewöhnlichen Augits zwischen den Albitleisten. Jeder Porphyroblast zeigt beginnende Uralitisierung (sehr feinfaserig) und gleichzeitig Chloritisierung. Die Zwischenräume werden durch Chloritschuppen, Hornblendefasern und feinkörnige Epidotaggregate gefüllt. Sehr gut erhaltene ophitische Struktur. Im zweiten Fall, der meist auch stärkerer Verschieferung entspricht, sind zwischen den Albitleisten nur noch linsenförmige Chloritaggregate ohne Relikte zu erkennen. Bei diesem Typ machen sich oft mandelsteinartige Strukturbilder bemerkbar, wobei die Mandeln durch sehr grosse (bis 4 mm) Albiteinkristalle oder häufiger, durch Calcit-Quarzaggregate dargestellt werden. Im allgemeinen ist die epidislokationsmetamorphe Überprägung hier stärker.

Bemerkenswert ist, dass diese Sills vor allem in den dachnahen Regionen gefunden wurden. Zusammenhänge mit andern alpinen Vorkommen sind naheliegend.

2. Teil: Der südliche Paragesteinskomplex

Die Gesteine dieses Komplexes finden sich vor allem in den Talflanken der Val Gliems — vom Piz Gliems (P. 2868) bis zum nördlichen Vorgipfel des Piz Avat (P. 2626) und hinauf zur Puntegliaslücke — und in den Abstürzen nach Westen. Dann können die Aufschlüsse über den Cuolmet de Trun-Cuolmet de Muster und die beidseitigen Abhänge der Val Cavardiras bis hinauf zur Cavardirashütte verfolgt werden. Der Zug besitzt seine grösste Mächtigkeit in der mittleren Val Gliems mit etwa 1700 m, verschmälert sich gegen Westen nach und nach auf etwa 200 m. Die Gesamtlänge beträgt im Untersuchungsgebiet 10,5 km. Während diese Gesteine im E wenig unterhalb der Puntegliaslücke von den nachgranitischen Sedimenten endgültig zugedeckt werden, lassen sie sich gegen W bis zur Rientallücke verfolgen (nach W. Huber [12]), wenn auch nicht mehr als zusammenhängende Zone.

Die Abtrennung dieses Komplexes vom bereits beschriebenen Gebiet rechtfertigt sich durch den völlig verschiedenen Gesteinsinhalt wie auch durch die speziellen tektonischen Verhältnisse. Die Beschreibung ist so gegliedert, dass zunächst, nach einer kurzen historischen Einführung, im petrographischen Teil die Gesteinsmannigfaltigkeit und die Probleme der Gesteinsbildung erläutert werden. Anschliessend soll auf einige stratigraphische und tektonische Beobachtungen hingewiesen werden, die für die Deutung des Baustils dieser Massivteile wichtig sein können.

I. HISTORISCHES

Während die Gesteine des nördlichen Komplexes (im hier behandelten Raum natürlich) in der Literatur kaum speziell vermerkt wurden, sind die südlichen Paragesteine mehrfach erwähnt worden, wenn auch nur in kurzen vergleichenden Zusätzen, nämlich:

1878 von Albert Heim in (10) S. 24ff., Tafel XII 1 und 2, Tafel VI, Profil IX.
1896 von L. Wehrli in (38) S. 54 und 55.
1910 von J. Königsberger in (15) S. 23.
1911 von B. G. Escher in (7) S. 73 und 74.
1922 von Albert Heim in (11) S. 933.
1941 von Th. Hügi in (14) S. 31.
1948 von W. Huber in (12) S. 613.
1949 von H. Widmer in (39) S. 19 und 79.

Albert Heim erwähnt 1878 kurz die Hornblendegneise und -schiefer. Er hält sie für magmatischen Ursprungs und vergleicht sie mit Kugeldioriten. In Profil IX der Tafel VI gibt er in der Nähe des Piz Gliems zum Rötidolomit konkordante „Kohlenschiefer mit Anthrazitlagen" an. In Fig. 1 und 2 der Tafel XII zeichnet er diese „Anthrazitschiefer" in Anlehnung an eine Detailskizze des Grates Stockgron-Piz Gliems von Arnold Escher (1841 (6)) ebenfalls konkordant zum Mesozoikum ein.

Leo Wehrli beschreibt kurz die Hornblendegneise der „nördlichen Amphibolitzone" — die Varietät mit der stark pleochroitischen Hornblende, die südlich der Alp Russein de Muster direkt am Strässchen ansteht. — Er erkannte richtig, dass dieser „Amphibolitzug" mit dem Diorit von Schlans in keiner direkten Beziehung steht. Der erwähnte, dem Russeindiorit nahestehende Block, ist heute noch am Wege sichtbar und stammt vom Diorit des Cuolm tgietschen (seine „Interposition der Granithauptzone").

J. Königsberger bezeichnet den ganzen Gesteinszug als Grünschiefer, Serpentin und Amphibolit und hält ihn für die Fortsetzung des Giuvsyenites mit einer feinkörnigen basischen Gang- oder Apophysenfacies, eine, wie schon F. Weber in (11) bemerkte, falsche Deutung.

B. G. Escher streift in seiner Dissertation unter den „Carbonvorkommnissen im Tödi-Gebiet" auch die Gesteine des Stockpin[9a]). Er scheint die Lokalität nur aus der Literatur zu kennen, bezweifelt aber mit Recht die Konkordanz der Anthrazitschiefer mit dem Röti-Dolomit, die er den Zeichnungen von A. Escher und Albert Heim entnimmt.

Fr. Weber, der als erster die wahre Natur der Konglomeratgneise erkannte, hat leider sein reichhaltiges Beobachtungsmaterial, das er anlässlich der Kartierung sammelte, nicht veröffentlicht[10]). Einzig Albert Heim gibt einige mündliche Mitteilungen Fr. Webers wieder, die hier zitiert werden, da sie, mit Ausnahme von Einzelheiten, noch heute Gültigkeit besitzen. Albert Heim schreibt:

„Betreffend Stratigraphie (nach Fr. Weber):

Altkristallin. Am SW-Abhang des Stockgron liegt ein granitischer Intrusivstock im Paraschiefer.

Der amphibolitische Zug Val Gliems-Ruseinstufe-Cavrein ist nicht, wie Königsberger annahm, eine östliche Fortsetzung der Giufsyenite, auch nicht äquivalent den Schollenamphiboliten oder Dioriten, sondern ein Paraschiefer, ein Konglomeratamphibolit. Nussgrosse bis zu $^1/_2$ m Durchmesser grosse Gerölle von dioritischen und gabbroiden Gesteinen liegen in einer Grundmasse, die Amphibolitschiefer ist. Die Gerölle sind flachgequetscht, der Smaragdit-Gabbro dadurch sericitisiert. Puntaiglasgranit oder Syenit findet sich unter denselben nicht, die Muttergesteine der Gerölle sind meistens nicht mehr zu finden. Das Konglomerat mag alt- oder mittelkarbonisch sein, es tritt in zwei Zügen auf. Die schönste Entwicklung zeigt es SE unter P. 2596 m an der N-Seite von Val Gliems.

Kontaktmetamorphosen, durch die Intrusiva des Aar-M. an dessen altkristallinen Paraschiefern erzeugt, sind öfters zu finden: Bei 2191 m am Gliemsbach (S Tödi) und N davon stehen Frucht- und Knotenschiefer an; E neben der Alp Cavrein an einem Felshügel sind schöne Granat-Chiastolith-Hornfelse ent-

---

[9a]) Neue LK Piz Gliems.

[10]) Vgl. auch die Hinweise in (37).

wickelt; die bis fingergrossen Chiastolithe sind z. T. in Sillimanit durch alpine DM umgewandelt. Im Carbon im Hintergrund von Val Gliems zeigt sich ein schwacher Fernkontakt in Turmalinnädelchen und Muskowittäfelchen.

Carbon. Man kann älteres und jüngeres Carbon unterscheiden. Das ältere besteht aus schwarzen Schiefern, Quarziten und Konglomeraten (Zwickel davon an der N-Seite der Brigelserhörner, am Grat zwischen Stockgron und Stock Pintga, an der Schneerunse und an der W-Seite der Gliemslücke)."

Abweichende Ansichten ergaben sich bezüglich der Smaragditgabbros, des Sillimanits, der Kontaktmetamorphose in der Val Gliems und des Alters des ganzen Komplexes.

Th. Hügi besuchte zu Vergleichszwecken die Knotenschiefer der Val Gliems, vermisste aber — die aus naheliegenden Gründen fehlenden — Pegmatite.

W. Huber beschreibt die westliche Fortsetzung der hier behandelten Gesteine, die in seinem Gebiet meist nur noch als Schollen vorhanden sind.

H. Widmer untersuchte ausser den Gesteinen des autochthonen Sedimentmantels auch die vor- bis intraherzynischen Bildungen. An der Berührungsstelle seiner mit der hier vorgelegten Kartierung — am Sandpass — ergaben sich insofern einige Differenzen, als er die ganze Unterlage des Rötidolomits zwischen Kl. Tödi und P. Cazarauls dem oberen Karbon (Bifertengrätli- und Grünhornserie) zuweist, während die Begehungen von S, von der Val Russein her, eher zu Annahmen führten, welche mit jenen von Fr. Weber übereinstimmen[11]) (vgl. (37) und seine Karte).

II. ZUR PETROGRAPHIE

Weitaus den grössten Teil des vorliegenden Komplexes nehmen reine Paragesteine ein, mit Ausnahme einiger sill- bis gangförmig intrudierter Eruptivgesteine und der Injektionszone. Für die Gliederung dieser Gesteine, die an sich auf mannigfache Weise vorgenommen werden kann, waren zunächst feldpetrographische Gründe massgebend. Es mussten sich Untergruppen ergeben, die sich leicht gegeneinander abgrenzen lassen und denen gleichzeitig eine gewisse räumliche Bedeutung zukommt. Deshalb konnte der Grad der Metamorphose nicht als Hauptmerkmal verwendet werden, weil die Verteilung für eine Kartierung in diesem Massstab viel zu komplex wäre. Hingegen genügt eine Gliederung, die sich

[11]) Der eigentliche Passübergang wird nach der hier vertretenen Auffassung durch Chloritschiefer und -gneise (diaphtoritische Hornblendegneise, oft leicht gestreift, einzelne recht grobkörnige Amphibolitlagen) und durch sehr stark verschieferte Granitgneise gebildet. Darüber folgen beidseits (im E und W) jene psephitisch-psammitischen Bildungen, die Fr. Weber ins Oberkarbon und H. Widmer zur Grünhornserie stellt. Klare Diskordanzen sind weder an der Unter- noch an der Obergrenze festzustellen. Doch scheinen die Gesteine immerhin eher nach der Intrusion des nördlichen Granitgneises abgelagert worden zu sein.

Diese Unterschiede in der Auffassung sind beim heutigen Zustand der dort anstehenden Gesteine keineswegs verwunderlich.

auf die Sedimentationsbedingungen, auf die Eigenschaften vor der Metamorphose stützt, weitgehend den Anforderungen. Deshalb gliedern wir in psephitisch-psammitische, pelitisch-psammitische (psammitisch hat nur als Übergangsfacies zu gelten), chemische und organogene Bildungen. Spätere Abschnitte umfassen Gesteine der Injektionszone und Ganggesteine. Erst in zweiter Linie wird dann — besonders im pelitischen Raume — der Grad der Metamorphose mit einbezogen. Die Eruptivsills und -gänge werden bei den pelitischen Gesteinen erwähnt, da sie zur Deutung der Erscheinungen an jener Stelle notwendig sind.

A. PSEPHITISCH-PSAMMITISCHER ABLAGERUNGSRAUM

Zu dieser Gesteinsfamilie gehören im besonderen Psephitgneise und Psammitgneise, sowie Quarzite. Mengenmässig dominieren die Psephitgneise und unter ihnen wiederum eigentliche Konglomeratgneise weitaus. Ja, es sind gerade die Konglomeratgneise, vor allem jene mit amphibolitischen Geröllen, die eines der Hauptmerkmale des südlichen Paragesteinskomplexes darstellen.

1. Polyschematische Gesteine (Psephitgneise)

Der Begriff polyschematische Gneise deckt sich hier nicht genau mit der Bezeichnung Konglomeratgneise, da neben den fast immer deutlich gerundeten Geröllen doch auch eckige Komponenten (primär, nicht durch nachträgliche Zertrümmerung) angetroffen werden können. Zunächst sollen eine Besprechung der wichtigsten Gesteinsbruchstücke, die als Grob-Komponenten der Psephitgneise auftreten, sowie eine Beschreibung der Zementzusammensetzung das Material liefern für allgemeinere Betrachtungen.

a) Die Gerölle

(vgl. auch Fig. 22 und 23)

Nach ihrem gesteinsmässigen Charakter lassen sich die Gerölle (inkl. die eckigen Komponenten) recht gut in 3 Hauptabteilungen scheiden, nämlich in helle, stark gerundete Gneise, in hornblendeführende Komponenten (insbesondere Amphibolite) und in linsig-plattige Gneise und Quarzite. Es kann sich hier nur darum handeln, einen Überblick über die wichtigsten Gerölltypen — unter Erwähnung einiger

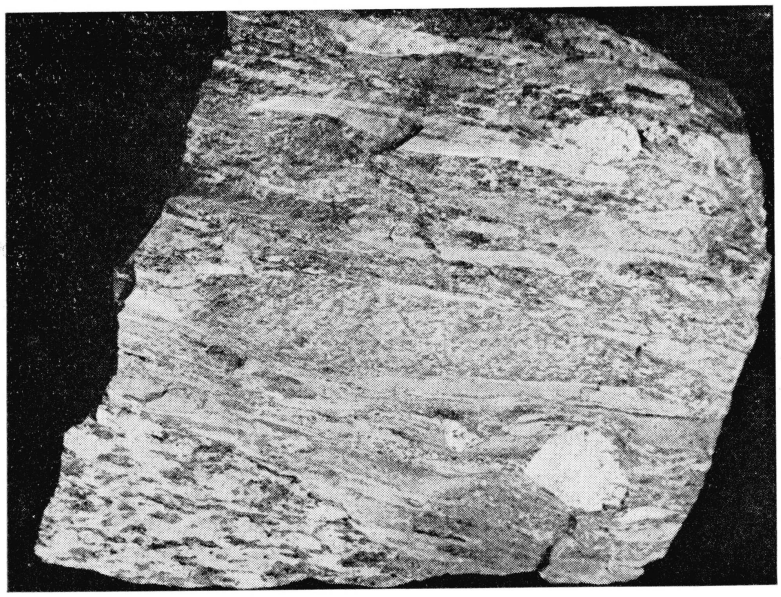


Fig. 22. Beispiel eines Konglomeratgneises, reich an Geröllen, wenig Zwischenmasse. Amphibolite verschiedener Korngrösse (links unten grobkörnig, Mitte feinkörnig), linsig ausgequetscht; helle, stark gerundete Gneise (im Beispiel ursprünglich Turmalinpegmatite); linsig-plattige Quarzite, Sericit- und Chloritgneise. Die spärliche Zwischenmasse hornblendereich. Val Gliems, 1 : 2,5.

seltener, aber besonders interessanter Beispiele — zu geben, und nicht ein lückenloses Verzeichnis, da dies, zusammen mit dem Studium der Gefügeverhältnisse, eine Aufgabe für sich darstellen würde.

α) *Helle, stark gerundete Gneise und Quarzite* (inkl. Granite und Monzonite)

Gerölle dieser Gruppe fallen durch ihren Mangel an melanokraten Gemengteilen und durch ihre nahezu isometrische — stark gerundete — Gestalt auf. Im wesentlichen findet man drei Gesteinstypen: 1. Biotit- und Hornblendegranite (bzw. -gneise), Granitaplite und Pegmatite; 2. Hornblendemonzonite; 3. Quarzite. Die häufigste Grösse dieser Komponenten liegt bei wenigen bis 20 cm; doch wurden auch Durchmesser bis über 60 cm angetroffen.

Granite und Granitgneise

Mineralbestand:	Quarz	Chlorit	Titanit
	Albit + Zoisit-Epidot	Sericit	Apatit
	Biotit	K-Feldspat	Zirkon
	Hornblende		Granat

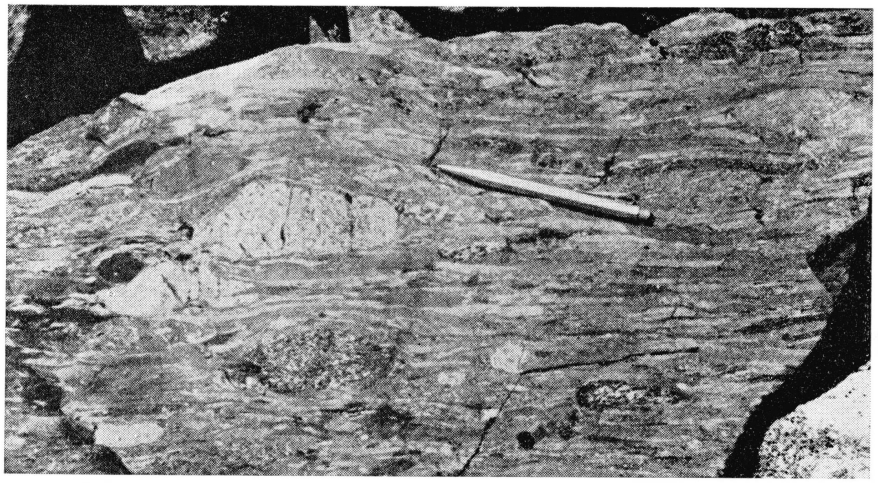


Fig. 23. Beispiel eines stark verschieferten Konglomeratgneises, etwas reicher an psammitischer Zwischenmasse. Komponenten analog wie Fig. 22; beim Bleistift grosser, etwas ausgequetschter Hornblendegranitgneis. Val Gliems, 1 : 6.

Quarz stark kataklastisch, aber weitgehend rekristallisiert (d um 0,2 mm). Albit bis 3 mm mit sehr schönen Zoisitbesen und wenig Sericit, An 8—10. Stellenweise schachbrettalbitische Zeichnung. K-Feldspat fehlt fast vollständig. Biotit und Hornblende in wechselndem Verhältnis, Biotit meist etwas überwiegend und im Gegensatz zur Hornblende nie fehlend. Biotitblätter idiomorph und ganz frisch oder, in anderen Beispielen, weitgehend chloritisiert; Hornblende farblos bis hellgrün, ohne sichtbare Beziehung zum Biotit und Chlorit. Struktur typisch blastogranitisch (evtl. bis klastogranitisch)[12]).

Charakteristisch ist das Fehlen des K-Feldspates: Möglicherweise wurde er erst relativ spät durch Albitsubstanz ersetzt. Auf Grund der Schliffbilder besteht jedoch kein Zweifel, dass diese Gerölle Bruchstücke von Eruptivgesteinen waren. Manche Typen lassen eine starke quarzdioritische Tendenz erkennen. Die Granitaplite und Pegmatite (schriftgranitische Verwachsungen) bestehen aus einem fast reinen Quarz-Albit-Gefüge (+Zersetzungsprodukte der Plagioklase). Etwas seltener tritt bei den Pegmatiten noch spärlicher Turmalin hinzu.

Hornblendemonzonite

Mineralbestand:	K-Feldspat	Quarz	Titanit
	Albit + Zoisit-Epidot	Sericit	Apatit
	Hornblende		

[12]) Dass diese Gerölle nicht mit spätherzynischen Graniten der Umgebung (zentraler, südlicher Aaregranit s. str.) verwandt sein können, geht ausser aus Mineralbestand und Gefüge auch aus den Altersbeziehungen hervor (s. z. B. S. 115).

Grosse K-Feldspatkristalle (d bis 3 mm) werden teilweise albitisiert, teilweise randlich durch Albit verdrängt. Albit mit Zoisitbesen-, Epidot- und Sericiteinschlüssen. Nahezu farblose, idiomorphe Hornblendequerschnitte. Quarz nur in wenigen Zwickeln.

Neben den an sich nicht seltenen Hornblendegraniten treten diese Monzonite sehr stark zurück. Eine Parallelisierung mit monzonitischen Gesteinen des Puntegliasgebietes wäre auf Grund der petrographischen Beschaffenheit möglich, besitzt jedoch keinerlei Beweiskraft.

Die Quarzite werden entweder durch ein feinkörniges (0,1 mm) stark verzahntes und feldspatfreies Quarzgefüge aufgebaut, oder aber sie enthalten mm-grosse Albit- und Quarzeinsprenglinge (nicht klastischer Natur) und lassen sich damit als ehemalige Quarzporphyre ansprechen.

β) *Amphibolitische Gerölle*

Schon Fr. Weber [11] erwähnt, dass amphibolitische Gerölle in den Konglomeratgneisen sehr verbreitet sind und ein eigentliches Kennzeichen dieser Gesteine bilden. Die Grösse der einzelnen Komponenten schwankt zwischen wenigen cm und mehreren dm (es wurden Exemplare bis 1 m gefunden), die Form zwischen ellipsoidartig und dünnlinsig-plattig — je nach dem Charakter des Wirtgesteins —. Die Korngrösse dieser grün-weiss gefleckten Gesteine variiert von 0,1 mm bis zu mehreren cm (bes. für die Hornblende). Unterschiede beschränken sich im übrigen auf das Verhältnis Hornblende: Plagioklas.

Mineralbestand:

Hornblende	40—65%	Calcit	Apatit
Sericit + Klinozoisit-Epidot	60—35	Albit	Titanit
		Quarz	Zirkon
		Biotit	Hämatit
		Chlorit	

Die Hornblende gibt durch ihr Verhalten zu einigen Erläuterungen Anlass, die für den ganzen Komplex von allgemeiner Bedeutung sind. Häufige optische Eigenschaften grosser Hornblendeindividuen lauten z. B.

n α	farblos bis leicht grünstichig	n γ/c = 16°
n β	hell grün bis licht bräunlichgrün	(n γ − n α) = 0,031
n γ	hellbläulichgrün	

In feinkörnigeren Geröllen kann man, wenn auch weit seltener, etwa folgende Daten finden:

n α	nahezu farblos	n γ/c = 21°
n β	gelbbraun	(n γ − n α) = 0,027
n γ	hellgelbbraun	

Die normalen schwach pleochroitischen Kristalle, die öfters noch fleckenartig etwas dunklere Kerne enthalten, sind durchwegs von zahlreichen Epidoteinschlüssen, hie und da begleitet von Titanit, erfüllt, die sehr wahrscheinlich mit einer Ausbleichung zusammenhängen. Andererseits findet man in der sericitreichen Grundmasse (Zersetzungsprodukte von Plagioklas) typische Pseudomorphosen von Calcit, Sericit, farblosen Hornblendenadeln und Quarz nach Hornblendequerschnitten (Fig. 24).

Massgebend für die weiteren Betrachtungen ist der Chemismus der Hornblende. J. Jakob analysierte Proben von aussergewöhnlich grossen, schwach pleochroitischen und einschlussarmen Individuen (bis 4 cm) eines Amphibolitgerölls der Val Gliems[13]). Die optischen Daten lauten:

n α	farblos	n γ/c = 15°
n β	hellbräunlichgrün	(n γ − n α) = 0,031
n γ	farblos bis licht bläulichgrün	

Hornblende (Mischanalyse). Analytiker: J. Jakob.

	A 9:	Basisnorm		Katanorm	
SiO_2	51,28	Ru	0,4	Ru	0,4
TiO_2	0,57	Kp	1,4	Mt	0,2
Al_2O_3	4,66	Ne	8,3	An	5,0
Fe_2O_3	0,22	Cal	3,0	Ab	13,8
FeO	12,44	Cs	17,0	Or	2,4
MnO	0,37	Fs	0,2	Wo	22,7
MgO	14,08	Fa	15,1	Hy	20,0
CaO	12,07	Fo	29,9	En	22,4
Na_2O	1,54	Q	24,7	Fo	13,1
K_2O	0,42				
H_2O+	2,40				
H_2O-	0,02				
	100,07				

Die Strukturformel lautet:

$$\left\{ \left[\begin{array}{ccc|ccc} Si_{14.90} & Al^{IV}{}_{1.10} & O_{44.00} & Ti_{0.12} & Al^{VI}{}_{0.48} & Fe^{\cdot\cdot\cdot}{}_{0.05} \\ & (OH)_{4.00} & & Mg_{6.08} & Mn_{0.09} & Fe^{\cdot\cdot}{}_{3.02} \end{array} \right] Ca_{3.75}\, Na_{0.87}\, K_{0.17} \right\} H_2O_{0.33}$$

Summe der Kationen: 30,63 $R^{\cdot\cdot\cdot} + R^{\cdot} = 2{,}67$

Nach der Systematik von P. Niggli lauten die Bedingungen für die Zugehörigkeit zur Gruppe der Strahlsteine i. w. S.:

$$32 \geqq B^{IV} + B^{VI} + A \geqq 30$$
$$16 \geqq Si \geqq 14 \text{ und } R^{\cdot\cdot\cdot} + R^{\cdot} = 2 \text{ bis } 2{,}5$$

In unserem Falle beträgt die Summe Al + $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$ + Na + K bereits 2,67, weshalb ein Glied der strahlsteinartigen Hornblenden vorliegt, für die gilt:

$R^{\cdot\cdot\cdot} + R^{\cdot}$ zwischen 2 und 4, Si nicht unter 14,5 (evtl. 14,0).

[13]) 550 m WSW P. 2382.

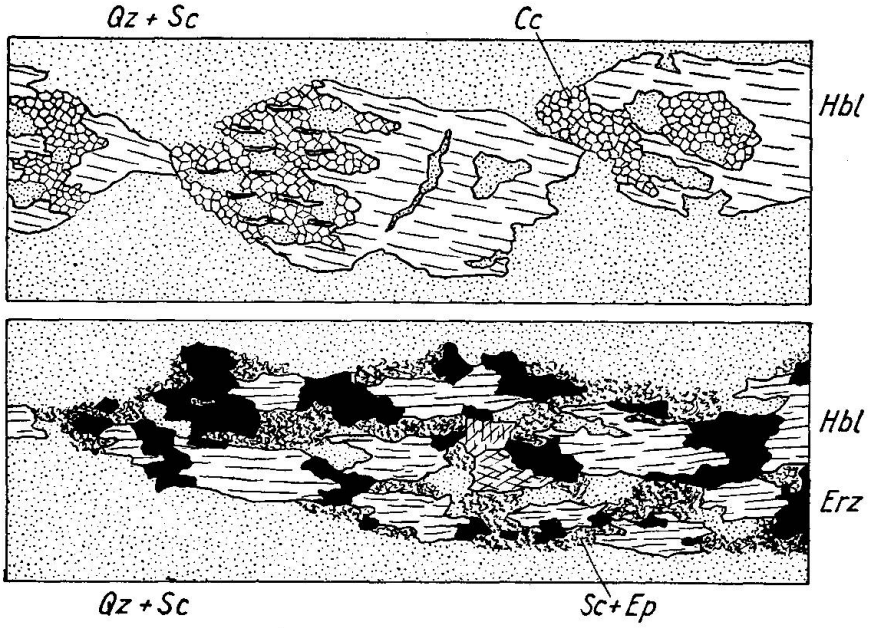


Fig. 24. Oben Pseudomorphosen von Strahlstein (Hbl), Calcit (Cc), Sericit (Sc) und Quarz (Qz) nach einer gewöhnlichen Hornblende. Unten Pseudomorphosen von Strahlstein (Hbl), Epidot (Ep), Sericit (Sc) und Erz nach einer gewöhnlichen Hornblende, ca. 60 : 1.

Diese sehr schwach pleochroitischen Varietäten sind sicherlich als Pseudomorphosen nach tiefer gefärbten Hornblenden, die den „gemeinen" nahestanden, aufzufassen. Es fragt sich nur, auf welchem Wege bei der Umwandlung gemeine Hornblende → Strahlstein Calcit entstehen kann. Ein Formulierungsversuch ergibt folgendes Bild (vgl. auch Fig. 24):

Reaktion I: Calcit wird frei

$$4\left\{\left[\begin{matrix}Si_{14}\,Al_2\,O_{44}\\(OH)_4\end{matrix}\;\middle|\;\begin{matrix}Mg_3\,Fe^{\cdot\cdot}{}_4\\Al_{1.5}\,Fe^{\cdot\cdot\cdot}{}_{1.5}\end{matrix}\right]\begin{matrix}Ca_3\\K\end{matrix}\right\} + 4\,(CO_3)'' \longrightarrow$$

(gemeine Hornblende)

$$2\left\{\left[\begin{matrix}Si_{15}\,Al\,O_{44}\\(OH)_4\end{matrix}\;\middle|\;\begin{matrix}Mg_6\,Fe^{\cdot\cdot}{}_3\\Fe^{\cdot\cdot\cdot}\end{matrix}\right]Ca_4\right\} + \left\{\left[\begin{matrix}Si_{12}\,Al_4\,O_{40}\\(OH)_8\end{matrix}\;\middle|\;Al_8\right]K_4\right\}$$

(strahlsteinartige Hornblende) (Sericit)

$$+\ 14\,SiO_2 + 6\,Fe_2O_3 + 2\,FeO + 4\,CaCO_3$$

Reaktion II: Bildung von Epidot

$$4\left\{\left[\begin{matrix}Si_{14}\,Al_2\,O_{44}\\(OH)_4\end{matrix}\;\middle|\;\begin{matrix}Mg_3\,Fe^{\cdot\cdot}{}_4\\Al_{2.5}\,Fe^{\cdot\cdot\cdot}{}_{0.5}\end{matrix}\right]\begin{matrix}Ca_3\\K\end{matrix}\right\} + 2\,(OH)' \longrightarrow$$

(gemeine Hornblende)

$$2\left\{\left[\begin{matrix}Si_{15}\ Al\ O_{44}\\(OH)_4\end{matrix}\ \middle|\ \begin{matrix}Mg_6\ Fe^{\cdot\cdot}{}_3\\Fe^{\cdot\cdot\cdot}\end{matrix}\right]Ca_4\right\}+\left\{\left[\begin{matrix}Si_{12}\ Al_4\ O_{40}\\(OH)_8\end{matrix}\ \middle|\ Al_8\right]K_4\right\}+$$

(strahlsteinartige Hornblende) (Sericit)

$$+\,2\left\{\left[\begin{matrix}Si_3\ O_{12}\\(OH)\end{matrix}\ \middle|\ \begin{matrix}Al_2\\Fe^{\cdot\cdot\cdot}\end{matrix}\right]Ca_2\right\}+8\ SiO_2+8\ FeO$$

(Epidot)

Reaktion III: Statt Sericit bildet sich etwas Chlorit, der zugleich das FeO aufnimmt (selten).

Von 2 Teilen gemeiner Hornblende bleibt nur noch 1 Teil Strahlstein übrig, was den Mengenverhältnissen in den Calcit-Sericitpseudomorphosen durchaus entspricht. Bei der Umsetzung gleicher Hornblendemengen kann nie Calcit frei werden, da die Strahlsteine ja Ca-reicher sind. Hingegen wurden in den Pseudomorphosen nur ausnahmsweise Fe-Erze angetroffen (vgl. Fig. 24), was darauf schliessen lässt, dass die Reaktion von Mg-reicherer Hornblende ausging. Bei einer entsprechenden Formulierung ergeben sich deshalb Schwierigkeiten, weil das Verhältnis K : Al so gewählt werden muss, dass bei der Umsetzung ganze Vielfache oder einfache Bruchteile des „Sericit-Moleküls" entstehen, wodurch — über die Wertigkeiten — der Si-Ersatz durch Al ebenfalls bestimmt wird. Zudem darf das Mg — auf Grund von Schliffbeobachtungen — nur in der neugebildeten Hornblende verwendet werden. Chlorit, der Mg, Fe und überschüssiges Al aufnehmen könnte, wurde nur in seltenen Fällen und sehr spärlich beobachtet. Die Beziehung, die Tilley aufgestellt hat (35):

Al-reiche Hornblenden + H_2O → Aktinolith + Klinozoisit + Chlorit + Quarz

besitzt in unserem Falle also nur sehr beschränkte Gültigkeit. Viel wichtiger hingegen und noch wesentlich verbreiteter als die oben erwähnte Calcit-Sericitisierung (Reaktion I) ist die Umwandlung in Strahlstein + Klinozoisit-Epidot (Reaktion II). Für diese Reaktion gilt dasselbe in bezug auf das Verhältnis Mg : Fe.

Umwandlung in kleine Biotitschüppchen — längs Spaltrissen — wurde nur in einem einzelnen Falle beobachtet.

Den übrigen Teil der Gesteine baut das Sericit-Klinozoisit-Epidot-Gewebe auf, durch das manchmal noch Albite schimmern. Die zahlreichen Klinozoisit-Epidot-Aggregate lassen vermuten, dass der Plagioklas ursprünglich ziemlich basisch war.

Es sei betont, dass nirgends Relikte von Augiten, insbesondere keine Ilmenitblättchen, die auf Diallagpseudomorphosen schliessen liessen, gefunden wurden. Die Amphibolite stammen deshalb wohl von schon primär hornblendeführenden Gesteinen ab.

Ausser den quarzfreien Amphiboliten findet man auch — meist feinkörniger und viel spärlicher — schwach geschiefert-geschichtete oder richtungslose Hornblendegneise mit bis zu 30 Vol% Quarz. Die übrigen Gemengteile bleiben sich gleich.

Mit anstehenden amphibolitischen Gesteinen des Aarmassivs können diese Gerölle ohne weiteres verglichen werden. Doch lassen sie sich nicht einem bestimmten Vorkommen zuordnen, da sowohl die Ausbildung zu wenig typisch als auch die Variabilität im Aufbau zu gross und wenig gesetzmässig ist.

γ) *Linsig-plattige Gneise und Quarzite*

Eine im Detail ausserordentlich variable, aber im Gesamtcharakter dafür um so homogenere Geröllklasse bilden die schon rein gestalthaft von den übrigen (stark gerundeten) Gneisen sich abhebenden linsig-plattigen Gneise und Quarzite. Es wurden folgende Gesteinstypen gefunden: Chlorit-, Chlorit-Sericit-, Sericitgneise (mit allen denkbaren Mengenverhältnissen und Korngrössen der Hauptgemengteile), pigmentierte (Erz) und reine Quarzite, Sericit-Chloritquarzite, Epidotquarzite. Die Gesteine entsprechen der ganzen Fülle psammitischer (mit dem Grenzgebiet psammitisch-psephitisch) Sedimentation in Mineralbestand und Gefüge. Nicht nur die zahllosen Übergänge und Zwischenglieder, sondern auch die intensive Vermischung dieser Geröllsorten innerhalb der Konglomeratgneise erschweren eine eingehendere Beschreibung bestimmter Beispiele.

In der Ausbildung der HG Quarz, Sericit, Chlorit, evtl. Epidot bestehen keine Besonderheiten, ebensowenig wie bei den NG (die ganze Serie der üblichen Schwereminerale). Strukturell kennzeichnend sind die sehr oft noch gut erhaltenen klastischen Relikte (insbesondere bei Quarz und Albit, z. B. grosse eckige Körner in feinem Quarz-Sericit-Chlorit-Sand etc.). Die an manchen Stellen leicht und durch verschiedene Anzeichen feststellbare Umkristallisation vermochte dennoch kaum den Charakter der Gesteine zu verwischen, so dass heute kein Zweifel darüber bestehen kann, dass diese Gneise als unmetamorphe Komponenten in die Psephite einsedimentiert wurden und ihre Metamorphose erst der späteren Einfaltung verdanken.

Diese Anschauung wird schon durch die Form der Komponenten nahegelegt: Neben normalen dünnen Linsen der verschiedensten Grössen, vor allem Platten, die in ihrer Hauptausdehnung oft das 20fache ihrer Dicke (höchstens wenige cm) erreichen können. Im Gegensatz zu den stark gerundeten Gneisen und Amphiboliten, die auch einzeln und in viel feinkörnigeren Gesteinen auftreten können, sind diese Platten immer mit ihresgleichen vergesellschaftet und beschränken sich auf recht scharf umrissene Zonen. Sie bestimmen den Charakter der betreffenden Konglomeratgneise meist völlig, was zur Folge hat, dass diese oft ausgesprochen stromatitischen Habitus besitzen. In viel geringerem Masse gilt dies für

die linsigen Komponenten, die — allerdings meist etwas kleiner — zusammen mit allen anderen Geröllsorten den Hauptbestand der Psephitgneise aufbauen (vgl. z.B. Fig. 22, 23, 25).

δ) *Spezielle Komponenten*

Als Besonderheit seien einige Komponenten erwähnt, die nicht durch Menge, sondern durch den petrographischen Charakter auffallen: Phyllite, kohlige Gesteinsbruchstücke und Karbonatgerölle.

Phyllite (bzw. Tonschiefer) und kohlige Quarzite kennzeichnen innerhalb der Konglomeratgneise einen recht gut abgrenzbaren Zug, der schon durch völliges Fehlen von Hornblende in Zement und Komponenten besondere Beachtung verdient. Diese Gesteine bilden eine Schichtfolge von 30—120 m Mächtigkeit, die sich vom hintersten Teil der Val Gliems NW über dem Talboden gegen SW verfolgen lassen bis zum kleinen Wasserfall am Ausgang des Gliemstalbodens. Dann biegen sie westlich von P. 2626 (nördl. Vorgipfel des P. Avat) um in N-S-Streichen und schneiden die Grenze südlicher Aaregranit-südlicher Paragesteinskomplex mit einem Winkel von mehr als 45°. Diese Zone — von zahlreichen Vererzungen begleitet —, fällt durch ihre rostbraune Anwitterungsfarbe schon von weitem auf. Phyllite als Komponenten beschränken sich jedoch keineswegs auf diesen Zug — er wurde nur als besonderes Charakteristikum erwähnt—, sondern finden sich auch an manchen anderen Orten, sehr schön z.B. westlich des Piz Gliems (P. 2562), scheinen aber immerhin die Übergangsgebiete zwischen psammitischem und psephitischem Raum vorzuziehen.

Es sind normale, sehr feinkörnige Sericitphyllite, die keiner besonderen Erwähnung verdienten, wenn sie nicht manchen Phylliten der pelitischen Serie (Kap. B) glichen. Obschon keine gebänderten Varietäten gefunden wurden, lässt sich doch vermuten, dass ein ganz analoger Phyllit- (bzw. Tonschiefer)-komplex erodiert wurde wie jener der Val Gliems. Vielleicht muss deshalb im südlichen Paragesteinskomplex mit internen Abtragungen gerechnet werden. Diese Vermutung wird verstärkt, wenn man die kohligen Komponenten, die ebenfalls im oben beschriebenen Zug anzutreffen sind, betrachtet. Es sind schwarze Quarzite, eckige Schmitzen von bis 20 cm Grösse, mit oft sehr schönen Graphitharnischen. Ein Teil des organischen Pigments — neben Graphit — besitzt wahrscheinlich noch anthrazitischen Charakter. Diese Gesteine decken sich in ihrer Ausbildung vollständig mit jenen, welche linsenförmige anthrazitische Einlagerungen in den Gneisen westlich des Piz Gliems aufbauen.

Als grosse Seltenheit seien Marmorgerölle genannt, die an wenigen Orten in hornblendereichen Konglomeratgneisen gefunden wurden.

Sie sind meist klein (2—5 cm), wittern sehr rasch heraus und dürfen nicht mit den in den Konglomeratgneisen eingelagerten Marmor- bis Kalksilikatlinsen verwechselt werden (s. S. 114). Ihre Spärlichkeit wird nicht nur durch die leichte Verwitterbarkeit, sondern auch durch die Kalkarmut des Hinterlandes bedingt.

ε) *Gegenseitige Beziehungen der Gerölle*

Mengenmässig bestehen zwischen den verschiedenen Geröllsorten folgende Beziehungen: Helle gerundete Gneise und Granite stellen nie die Gesamtheit aller Komponenten eines Konglomeratgneises dar, sondern sie sind immer vergesellschaftet mit Amphiboliten oder linsigen Quarziten und Gneisen. Sie erreichen selten mehr als 40% des Gesteinsvolumens und bilden in bezug auf Grösse, Gestalt, Auftreten etc.

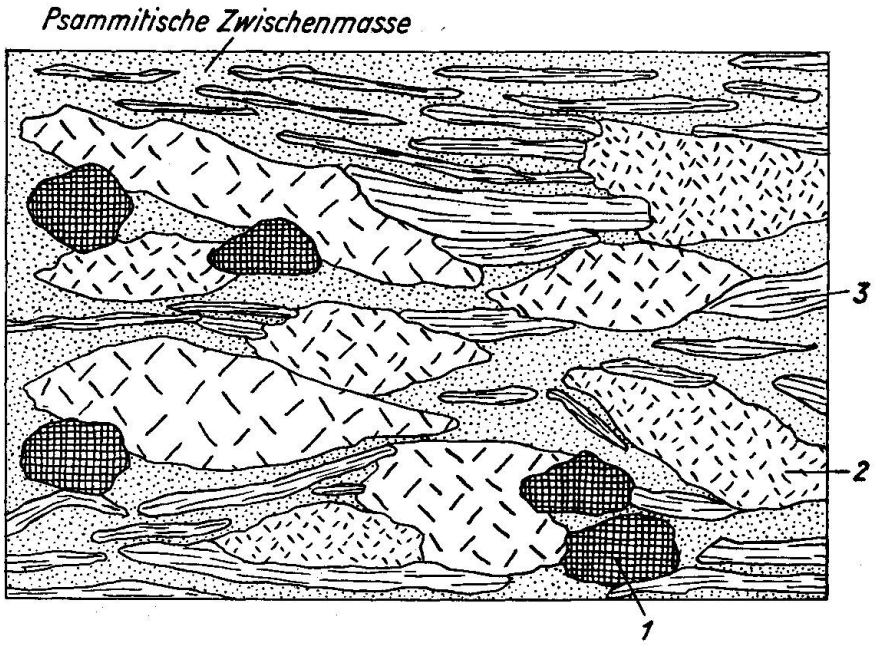


Fig. 25. Geröllformen schematisch. Die hellen Gneise und Granite (1) werden nur wenig deformiert, die Amphibolite (2) hingegen stark linsig ausgequetscht und die plattigen Gneise und Quarzite (3) hie und da verbogen, z. B. 1 : 4.

den unabhängigsten Teilbereich der Psephitgneise. Beziehungen zur Zusammensetzung der Zwischenmasse bestehen kaum, ebensowenig wie deutliche Bindung an die Grösse der übrigen Gerölle. So stösst man

innerhalb von Psammitgneisen öfters auf vereinzelte dm-grosse Gerölle dieser Art.

Umgekehrt enthalten die Gesteine mit den extrem plattigen Gneisen und Quarziten kaum artfremde Komponenten. An den Übergangsstellen treten selbst die Amphibolite (meist feinkörnige Varietäten) in dünnen Platten hinzu. Die Amphibolite, die morphologisch etwa zwischen beiden Gneisgruppen stehen, können — wie die linsenförmigen Gneise und Quarzite — grundsätzlich überall auftreten. So besteht auch der grösste Teil der hornblendereichen Konglomeratgneise aus ihnen. Eine sehr verbreitete Zusammensetzung ist etwa:

40% Amphibolite, 40% linsige Gneise und Quarzite, 20% helle, stark gerundete Gneise und Granite.

Bezeichnend ist die Art, wie sich die verschiedenen Gerölltypen gegenüber mechanischen Deformationen verhalten. Die isometrischen Gneis- und Granitkomponenten, die den grössten Widerstand leisten, erleiden kaum eine Veränderung ihrer Gestalt, was schon aus dem Strukturbild hervorgeht. Die Amphibolite hingegen werden oftmals linsig ausgequetscht (Hornblendekataklase) und lassen so eine plastische Verformbarkeit vermuten, die allerdings nur auf grössere Umkristallisationsbereitschaft zufolge gröberer Körnung zurückzuführen ist. Die linsigen Gneise und Quarzite werden oft verbogen — da sie besonders den Granitgeröllen ausweichen —, ohne jedoch an Schärfe der Begrenzung zur Zwischenmasse einzubüssen, was für die Amphibolite keineswegs gilt. Den Amphibolitgeröllen gegenüber verhalten sie sich meist starr. Es ergibt sich so eine „Idiomorphiefolge", die von den stark gerundeten hellen Gneisen zu den Amphiboliten führt (Fig. 25).

b) Die Zwischenmasse

Die beschriebenen Fremdgesteinskomponenten liegen eingebettet in eine Zwischenmasse mit vorwiegend psammitischem Charakter. Dieser Zement kann bei Gesteinen mit extrem plattigen Geröllen fast ganz ausfallen, ist in manchen anderen hingegen — besonders in jenen, die durch ihre Geröllarmut den Zusammenhang mit den monoschematischen Gneisen vermitteln — durchaus als Kyriosom aufzufassen. Da unter den wichtigsten Mineralien der Hornblende grosse Bedeutung zukommt — was als recht ungewöhnlicher Fall gelten darf —, gliedern wir für Karte und Beschreibung in hornblendeführenden und hornblendefreien Zement.

α) *Hornblendeführender Zement*

Mineralbestand:			
	Quarz	Epidot	Titanit
	Hornblende	K-Feldspat	Apatit
	zers. Plagioklas	Chlorit	Zirkon
	± Albit	Staurolith	Erz
	± Sericit	Calcit	
	± Biotit		

Die Mengenverhältnisse der Hauptmineralien sind sehr starken Schwankungen unterworfen. Quarz und Plagioklas lassen sehr oft noch deutlich ihre klastische Herkunft erkennen (Gestalt und Korngrössenverhältnisse). Der frühere Ca-Gehalt der Plagioklase scheint — aus den Zersetzungsprodukten zu schliessen (Verhältnis Sericit : Klinozoisit-Epidot) — stark variiert zu haben; neben sauren müssen recht basische Glieder vertreten gewesen sein. K-Feldspat tritt sehr stark zurück; Albitbildung ist der Rekristallisation zuzuschreiben. Hornblende besitzt drei Erscheinungsformen: Stark pleochroitische, ausgebleichte und farblose Glieder, wobei dem mittleren die grösste Verbreitung entspricht. Die optischen Daten stark pleochroitischer Hornblenden, die sich übrigens fast ganz auf ein mittleres Gebiet innerhalb der Konglomeratgneise beschränken — die Umgebung des Cuolmet de Muster, P. 2382 — können etwa so lauten:

n α	hellgrünbraun	n γ/c = 22° (evtl. bis 28°)
n β	olivgrün-grünbraun	(n γ − n α) etwa um 0,025
n γ	blaugrün	

Optische Daten und Umwandlungserscheinungen wurden bereits bei den amphibolitischen Komponenten besprochen; sie gelten in vollem Umfange auch hier. Oft findet man jedoch nicht Pseudomorphosen von Strahlstein + Begleitmineralien nach einer pleochroitischen Hornblende, sondern an die intakten ausgebleichten und mit Epidot überstreuten Querschnitte — oft mit dunklerem Kern — lagern sich wirr bis garbenförmig feine farblose neugebildete Hornblendenädelchen, so dass Bilder entstehen, die der Fig. 29 ganz entsprechen. Ausgebleichte Querschnitte können u. U. typisch psammitischen Charakter besitzen: Mehrere mm-grosse Prismen in einer feinkörnigen Zwischenmasse.

Relikte irgendwelcher anderer melanokrater Mineralien, insbesondere Augite, konnten auch hier nirgends festgestellt werden. Die zahlreich vorhandenen Umwandlungen und Neubildungen beziehen sich immer auf Reaktionen innerhalb der Hornblendegruppe. Bei geröllarmen und stärker verschieferten Konglomeratgneisen ist zusätzlich eine Chloritisierung der Hornblenden, die auch die Strahlsteine erfasst, zu beobachten (analog den Hornblendeschiefern).

Von den drei Hauptmineralien Quarz, Plagioklas und Hornblende muss definitionsgemäss nur Hornblende anwesend sein, d.h. auch quarzfreie amphibolitische Zemente sind anzutreffen, ebenso wie plagioklas-

freie. Sericit (als selbständiges Mineral) und Biotit können in sehr wechselnden Mengen hinzutreten. Biotit seinerseits leitet hinüber zu den viel selteneren hornblendefreien Biotitzementen.

β) *Hornblendefreie Zwischenmasse*

Diese Sammelgruppe umfasst die übrigen Zemente, bei welchen neben Quarz und Plagioklas Chlorit und Sericit die Hauptrolle spielen. Biotit besitzt, wie schon angedeutet, eine Sonderstellung, da reine Biotitzemente sehr selten sind und Biotit in Gesellschaft mit Hornblende sich nahezu auf das Verbreitungsgebiet der stark pleochroitischen Hornblenden beschränkt. In den übrigen Zwischenmassen findet sich entweder viel Sericit oder viel Chlorit oder beides; sie können neben der normalen gneisigen auch ausgesprochen quarzitische Zusammensetzung aufweisen. Nebengemengteile und Akzessorien bleiben dieselben; mineralogisch ergeben sich kaum Besonderheiten.

c) Die Beziehungen zwischen Geröllen und Zwischenmassen

Es ist evident, dass die Zusammenhänge zwischen Geröllen und Zement bei diesem besonderen Mineralbestand sich deutlich abzeichnen müssen, was Beobachtungen im Felde bestätigen. Jene Konglomeratgneise, die reich an amphibolitischen Geröllen sind, besitzen durchwegs hornblendehaltigen Zement. Unter den Übergangstypen finden sich sowohl Konglomeratgneise mit einzelnen Amphibolitgeröllen und hornblendefreiem Zement sowie umgekehrt hornblendefreie Gerölle in einer hornblendehaltigen Zwischenmasse.

Während die zentralen Partien der Konglomeratgneise — bes. Cuolmet de Trun (Alp Gliems), Cuolmet de Muster (P. 2382) und Stocs (NW Alp Cavrein) — nahezu ausschliesslich von hornblendereichen Konglomeratgneisen mit zahlreichen Amphibolitgeröllen (meist vorherrschend) eingenommen werden, findet gegen die Randzonen hin eine immer stärkere Aufspaltung statt, in der Weise, dass sich mehr und mehr hornblendefreie Psephitgneise zwischenschalten, bis schliesslich hornblendeführende Zemente nur noch in schmalen Zügen anzutreffen sind oder ganz ausfallen. Die Begrenzung solcher isolierter Hornblendegneiszüge ist senkrecht zum Streichen vorwiegend symmetrisch, meist scharf, häufig jedoch auch durch einen sukzessiven Übergang ersetzt. Im

Streichen lässt sich oftmals ein langsames Ausklingen des Hornblendegehaltes feststellen.

Bezeichnend ist, dass jenen Psephitgneisen, welche die schwarzen, kaum gerundeten Quarzite enthalten (s. S. 78), Hornblende gänzlich fehlt.

d) Herkunft von Komponenten und Zwischenmasse

Der Zustand der Gerölle bei der Sedimentation kann nicht mehr mit Sicherheit rekonstruiert werden; doch lässt sich fast bei allen Typen eine bestimmte Entstehungsweise noch vermuten. Bei den stark gerundeten hellen Gneisen und Graniten bestehen in bezug auf den metamorphen bzw. eruptiven Charakter kaum Zweifel. Im Gegensatz dazu wurden die linsig-plattigen Komponenten wahrscheinlich noch als Sedimente transportiert. Dies geht vor allem aus dem Grad der Umkristallisation hervor (nur schwache Verwischung der psammitischen Strukturen) und ergibt sich schon aus der Gestalt (grössere Widerstandsfähigkeit der Granite und daher weitere Transportwege etc.). Strenge Gültigkeit besitzt eine solche Gliederung naturgemäss nie. Die amphibolitischen Gerölle — besonders die grobkörnigen — dürfen wohl am ehesten von gabbroiden (bis dioritischen) Eruptivstöcken geliefert worden sein, da die Gesteine teilweise noch deutlich Tiefengesteinsstrukturen erkennen lassen.

Bei der Zwischenmasse steht die klastische Herkunft von Quarz und Feldspäten auf Grund der Strukturbilder ausser Zweifel. Die Hauptfrage betrifft naturgemäss die Hornblende. Einzig die Annahme, dass es sich um einsedimentierten Hornblendesand handle, vermag allen Tatsachen gerecht zu werden. Gegen eine spätere autochthone Entstehung aus dolomitisch-mergeliger Zwischenmasse infolge der Dislokationsmetamorphose sprechen unter anderem folgende Punkte: 1. Die Gestalt einzelner Hornblenden, die durchaus klastischen Ursprung verrät, 2. die Umwandlungserscheinungen von stark pleochroitischen Gliedern zu Epihornblenden (bei Bildung an Ort und Stelle hätten direkt Epihornblenden entstehen müssen, analog wie in den Hornblendeschiefern, s. S. 90), 3. die unverkennbare Korrelation zwischen amphibolitischen Geröllen und Hornblende der Zwischenmasse im Auftreten.

An sich leuchtet ein, dass beim Abtrag eines Hinterlandes mit zahlreichen amphibolitischen (bzw. dioritisch-gabbroiden) Gesteinen auch der feinere Sand einen hohen Hornblendegehalt erreichen kann. Psammitische Hornblende tritt kennzeichnenderweise dann auf, wenn stärker

gerundete Gerölle vorhanden sind, die einen längeren Transportweg verraten.

Ganz entsprechende Gesteine aus den Tessinerdecken wurden übrigens von C. E. BURCKHARDT (2) beschrieben.

2. Monoschematische Gneise (Psammitgneise) und Quarzite

Achorismatische Gneise treten kaum als grössere homogene Komplexe auf, sondern viel eher als inkonstante Einlagerungen in den Konglomeratgneisen bzw. Phylliten; d.h. sie sind vor allem an die Grenzgebiete zwischen psephitischem und pelitischem Raume gebunden. Innerhalb grobpsephitischer Partien fehlen sie fast ganz.

Mineralbestand und Ausbildung stimmen genau überein mit der psammitischen Zwischenmasse, d. h. es sind Hornblende-, Biotit-, Chlorit- oder Sericitgneise. Manche Typen lassen noch deutlich psammitische Palimpseststrukturen erkennen. Bei den völlig achorismatischen Gneisen ohne Relikte hingegen ist eine Entscheidung über die Herkunft (sedimentäre Natur) nur noch auf Grund der Vergesellschaftung möglich.

Räumlich ebenso unselbständig sind Quarzite, die nur der Vollständigkeit halber erwähnt seien. Schöne Beispiele fanden sich z.B. bei P. 2626 (N-Vorgipfel des P. Avat) und auf Alp Cavrein sura. Zu Quarz als Hauptmineral tritt nur noch sehr wenig Epidot, Sericit, Calcit, Erz und hie und da etwas Graphit. Es muss sich um Ablagerung eines fast reinen Quarzsandes gehandelt haben.

B. PELITISCH-PSAMMITISCHER ABLAGERUNGSRAUM

(inkl. die sill- und gangförmig eingelagerten Eruptivgesteine)

1. Phyllite

Massgebend für das Verständnis aller andern Typen der pelitischen Serie sind die rein bis vorwiegend dislokationsmetamorphen Phyllite, da sie eine Rekonstruktion des ursprünglich-sedimentären Zustandes noch am ehesten gestatten. Wir unterscheiden neben der verbreitetsten gebänderten Varietät eine schwarze pigmentierte Abart, sowie Karbonat- und Chloritphyllite.

a) Gebänderte Phyllite und Schiefer

Das hauptsächlichste Verbreitungsgebiet sind die Westhänge des Piz Gliems, die gegen Alp Russein de Trun hinunterziehen, mit Ausnahme der obersten Zonen. Doch handelt es sich keinesfalls um ein einheitliches geschlossenes Vorkommen, sondern man stösst immer wieder auf Einlagerungen von Knoten-, Biotit- und sogar Hornblendeschiefern und zwar um so zahlreicher, je weiter man gegen SE, d.h. gegen die mittleren Abstürze der Val Gliems vordringt.

Eigentlich müssten diese Gesteine Feinstromatite genannt werden, die ihre Bänderung der Wechsellagerung zweier, allerdings verwandter Strukturbereiche verdanken, wovon der eine dem pelitischen, der andere dem pelitisch-psammitischen Übergangsgebiet oder aber ganz dem psammitischen Raum angehört. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänder ist sehr wechselvoll — sowohl in sich als auch in ihrem Verhältnis zueinander —, schwankt jedoch meist zwischen wenigen mm und einigen cm. Verbreitet sind Werte zwischen 0,5 cm und 1 cm. Die verschiedenen Lagen unterscheiden sich makroskopisch meist in ihrem Farbton, manchmal auch in der Körnigkeit. Die helleren grobkörnigeren Lagen erhalten öfters einen deutlich grünen Stich, während die rein pelitischen Bänder ein dunkles mattes Grau kennzeichnet[14]).

Mineralbestand:

Quarz	40 – 70%	Epidot	Magnetit
Sericit	30 – 60	Apatit	Hämatit
Chlorit	0 – 20	Turmalin	Goethit
		Rutil	Graphit
		Titanit	
		Zirkon	

In den hellen Lagen ein feinkörniges homogenes Quarzsericitgewebe mit nur schwach angedeuteter Kristallisationsschieferung durch leicht linsenförmige Sericitaggregate; Quarz, meist um 0,005—0,02 mm, nur sehr schwach rekristallisiert. Darin gleichmässig verteilt feinste Chloritschuppen. Epidot (evtl. Klinozoisit) in zahlreichen feinstkörnigen Haufwerken (d 0,005 mm), Turmalin und Apatit spärlich. Rutil, Titanit, Zirkon in vereinzelten kleinen Körnern. Schwache Pigmentierung von allem durch lichte Magnetitbestäubung.

Dunkle Lagen: Sericit vorherrschend; Quarz und Chlorit treten etwas zurück, noch feinkörniger; die übrigen Gemengteile etwas reichlicher. Zusätzlich Hämatit- und Goethitschuppen und im Übergang zu den schwarzen Phylliten ein graphitisches Pigment, das vom Magnetit allerdings kaum zu trennen ist.

[14]) Obgleich in den meisten Fällen die Begrenzungen der einzelnen Lagen einfach und unter sich parallel verlaufen, stösst man recht oft auch auf gestörte Bilder, wie Kreuzschichtung, komplexe Detailstrukturen einzelner Lagen (vgl. Fig. 26), Effekte submariner Rutschungen (vgl. Fig. 27) etc.

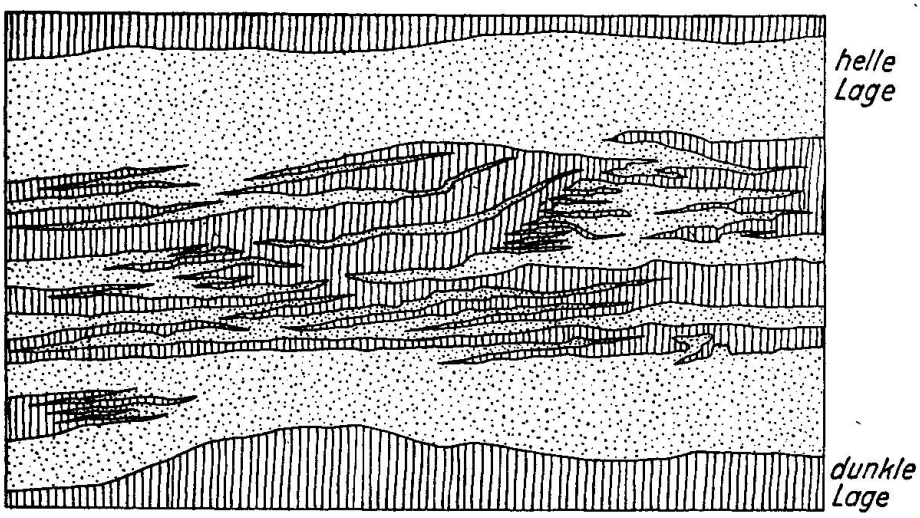


Fig. 26. Komplexe Detailstrukturen einzelner Lagen der gebänderten Phyllite. Eine dunkle Lage besteht selbst wieder aus einer intensivsten und recht unregelmässigen Wechsellagerung heller und dunkler Bereiche. Die übrigen dunklen Lagen der unmittelbaren Umgebung können in sich völlig homogen gebaut sein. Val Gliems, 3 : 1.

In den Übergangsgliedern an der Grenze des pelitischen Raumes treten Korngrössenunterschiede deutlich hervor, da einzelne Quarzkörner bis 0,5 und 1 mm gross werden können. Gleichzeitig tauchen bereits Feldspäte (K-Feldspäte und Albit) auf, so dass im Extremfall Psammitgneise mit Sericitschiefern wechsellagern.

b) Stark pigmentierte, schwarze Phyllite

Diese Phyllite sind in sich homogen gebaut. In ihrem einen Endglied entsprechen sie den pelitischen Lagen der gebänderten Phyllite. Von hier aus bestehen zwei Tendenzen, die einerseits zu Magnetitphylliten führen, andererseits zu eigentlichen Graphitphylliten. Das Quarz-Sericit-Chlorit-Gefüge ist gegenüber den dunklen Lagen der gebänderten Varietäten nicht verändert, ebensowenig wie die Stellung der Nebengemengteile; Hauptcharakteristikum bildet das Pigment.

Das wichtigste und grösste Vorkommen, westlich unterhalb des Piz Gliems-N-Grates, wurde auf der Kartenskizze getrennt ausgeschieden. Überdies stösst man an manchen andern Stellen auf Einlagerungen geringerer Mächtigkeit, besonders z.B. SW P. 2868 (in der Umgebung der Anthrazitlinse), SW der Puntegliaslücke, in den schmalen pelitischen Bildungen westlich der Val Russein etc. Magnetitphyllite mit grossen

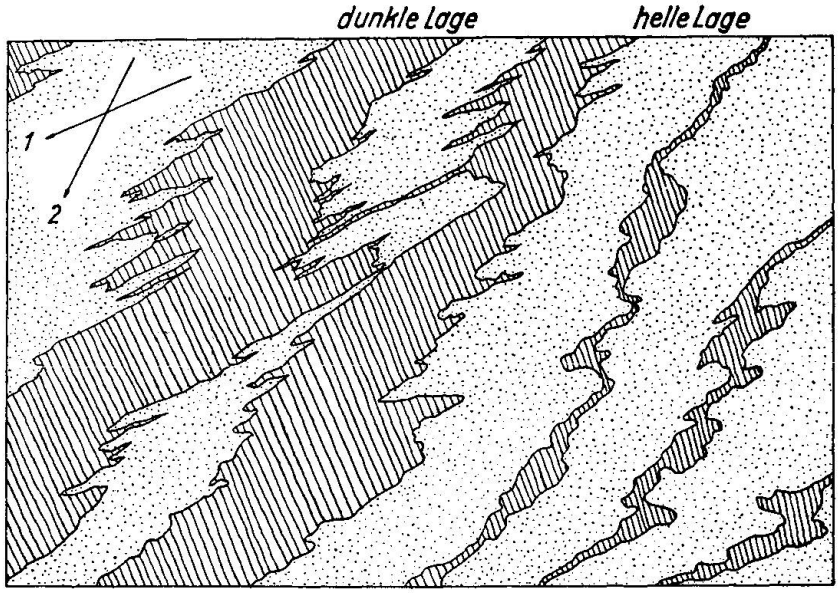


Fig. 27. Detailstrukturen gebänderter Phyllite. Eine „Verschieferungsrichtung" (1) steht schief zu den ursprünglichen Schichtflächen (2). Die Verformung muss allerdings weitgehend plastisch erfolgt sein (und sehr lokal), so dass es sich wahrscheinlich um Effekte submariner Rutschungen handelt. Val Gliems, 2 : 1.

Magnetitoktaedern und feinem Magnetitstaub als Hauptpigment — meist in Verbindung mit etwas Graphit — bilden Ausnahmefälle von geringer Bedeutung. Die Hauptmasse wird durch äusserst feinkörnigen, öfters leicht lagig angereicherten Graphit tiefschwarz gefärbt. Es sind jene Gesteine, die bereits von ARNOLD ESCHER [6], ALBERT HEIM [10] und B. G. ESCHER [7] erwähnt wurden. Im Gegensatz zur Auffassung A. ESCHERS und A. HEIMS stehen sie jedoch, wie B. G. ESCHER richtig vermutet, nicht konkordant, sondern diskordant zu den mesozoischen Sedimenten. Die Beziehungen zu den gebänderten Phylliten sind klar, da sie mit diesen durch alle Übergänge verbunden sind.

c) Karbonatphyllite

Diese wenig verbreiteten Gesteine seien nur kurz erwähnt. Sie finden sich als Einlagerung z.B. am N-Grat des Piz Avat (in der Nähe der Grenze zum Granit), in der Mündung der Val Surplattas, in den pigmentierten Phylliten des Piz Gliems etc. Mineralbestand und Gefüge entsprechen weitgehend den dunklen Lagen der gebänderten Phyllite mit Ausnahme des Karbonatgehaltes, der bis 50% betragen kann. Das Karbonat tritt vor allem in zwei getrennten Formen auf, entweder als linsiglagig angereicherte feinkörnige Aggregate (meist Calcit) oder als ein-

zelne, bis 2 mm grosse idiomorphe Porphyroblasten (aus der Reihe Siderit-Calcit). Die Porphyroblasten zerfasern an den spitzen Linsenenden leicht und werden von Quarz durchsiebt.

d) Chlorit- und Chloritbiotitphyllite

Grüne, chloritreiche Phyllite kennzeichnen den S-Rand des Komplexes in einer nahezu durchgehenden Zone (mit Ausnahme der Val Cavardiras). Das Quarzsericitgewebe — wiederum wenig verändert — baut nur noch 50—60% des Gesteins auf, während der Rest von einem stark grasgrün bis leicht bläulichgrün pleochroitischen Klinochlor erfüllt wird, der sich in Linsen bis Streifen zusammenschliesst. Zu den üblichen Nebengemengteilen tritt Calcit, während Graphit ganz und Magnetit nahezu fehlt.

In manchen Phylliten dieser Zone trifft man am Rande der Chloritlinsen auf feinschuppige (bis 0,05 mm) idiomorphe, bräunlichgrün pleochroitische Biotitaggregate, die von aussen her den Chlorit verdrängen (zweifellos Neubildungen).

e) Genetisches

Es handelt sich um pelitische (bis psammitische) Ablagerungen in räumlich recht beschränkte und zudem, wie ein Blick auf die Kartenskizze zeigt, ziemlich variable Becken. Die Sedimentationsbedingungen waren zyklischen Änderungen unterworfen (Wirksamkeit jahreszeitlicher Wechsel keineswegs ausgeschlossen). Ihren heutigen Habitus verdanken die Gesteine einer oder mehreren Dislokationsmetamorphosen, die neben der leichten Um- und Sammelkristallisation nur wenige Neubildungen zur Folge hatten (Chlorit, Biotit, Graphit). Der Gehalt an organischen Substanzen gab zur Bildung von graphitischem Pigment Anlass. Die spärlichen Nebengemengteile (Epidot, Turmalin, Zirkon etc.) sind wohl weniger als Neubildungen während der Sedimentation oder der Metamorphose anzusprechen denn als eingeschwemmte Schwemineralien. An den wenigen Orten, die vom Hinterland durch karbonatreiche Wässer gespiesen wurden, schied sich etwas Calcit aus. Wenigstens deutet die Form der Porphyroblasten viel eher auf autochthone Entstehung als auf nachträgliche Zufuhr.

Mit Ausnahme der Chloritphyllite, deren Bildung wahrscheinlich mit diaphtoritischen Vorgängen verknüpft war, zeigen die Gesteine noch heute den stärksten Grad ihrer epizonalen Umwandlung. Anzeichen kataklastischer Beeinflussung fehlen fast ganz.

2. Knoten-, Biotit- und Hornblendeschiefer der Val Gliems und die darin eingelagerten Sills und Gänge

a) Die Paraschiefer

Besonders innerhalb der gebänderten Phyllite stösst man immer wieder auf stärker umgewandelte Gesteine mit sehr variablem Charakter. Es sind Knoten-, Biotit- und Hornblendeschiefer. Ein getrenntes Ausscheiden war infolge der ausserordentlich wechselvollen Lagerungsverhältnisse undenkbar; sogar eine stark schematisierte Wiedergabe würde bei diesem Massstab nur zu falschen Vorstellungen führen.

Petrographisch lassen sie sich leicht gliedern nach dem melanokraten Hauptmineral. Allerdings sind sie untereinander durch alle denkbaren Übergänge verbunden, so dass es sich bei der Beschreibung um Grenztypen handelt.

α) *Knotenschiefer*

Gesteine dieser Art wurden schon sehr oft beschrieben von Kontakten pelitischer Sedimente mit Eruptivgesteinen („Fruchtschiefer"). Gegenüber den Phylliten besitzen sie einen ganz bedeutend kompakteren Habitus. Hauptkennzeichen sind die flach linsenförmigen bis elliptischen, oft auch recht unregelmässig begrenzten Knoten, die mit ihrem grössten Durchmesser meist nahezu in der Ebene des Hauptbruches liegen, ohne jedoch allzustreng an die s-Fläche geknüpft zu sein. Die Grösse der Einzelknoten schwankt zwischen 2 mm und 1,5 cm; sie treten isoliert auf oder schliessen sich zu willkürlich begrenzten Haufen zusammen. In manchen Fällen schliessen die Hauptachsen der Linsen mit der vorherrschenden Schieferungsebene einen merklichen, im selben Handstück recht konstanten Winkel ein. Gleichzeitig ist eine Überprägung der Knoten auch im Hauptbruch unverkennbar.

Mineralbestand:	Quarz	40—60%	Epidot
	Chlorit	25—35	Titanit
	Biotit	15	Zirkon
	Sericit	0—15	Turmalin
	Hornblende	0— 5	Erz

Quarz (meist um 0,02—0,04 mm) mit deutlich kataklastischen Reliktstrukturen, bildet mit Sericit zusammen (lagenweise in wechselnden Mengen) ein homogenes Gewebe. Chloritaggregate in langgezogenen Linsen stellen die makroskopischen Knoten dar. Die optischen Daten deuten auf einen Klinochlor bis Ripidolit. Einzelne Chloritschuppen auch sonst im Gestein zahlreich. Braun pleochroitische Biotitblättchen (d 0,04 mm) teils gleichmässig über das Gestein

zerstreut, teils die Chloritlinsen randlich oder durch Parallelverwachsungen begleitend. Hornblende nur als Übergangsmineral, in völlig farblosen, feinfaserigen, oft garbenförmigen Büscheln. Epidot, häufig zusammen mit Titanit, in feinkörnigen Aggregaten. Als Erz Magnetit oder Ilmenit.

β) *Biotitschiefer*

Im Verband der Knotenschiefer und mit diesen durch alle Übergänge verbunden, finden sich fast immer auch Biotitschiefer. Die grossen Chloritknoten werden dabei durch viele kleinere (um 1 mm) und zahlreichere Knötchen ersetzt, welche aus einzelnen Biotitblättchen bestehen.

Mineralbestand: Analog wie die Knotenschiefer, nur dass Chlorit durch Biotit ersetzt wird. Quarz öfters etwas grobkörniger (d 0,04—0,05 mm) und typisch polygonal struiert. Biotit in idiomorphen stark pleochroitischen Blättern, weitgehend in die Schieferungsfläche eingedreht. Von den Rändern her in die Chloritlinsen hineinwachsend und diese nach und nach verdrängend; bei Einzelblättern durch Parallelverwachsungen. Dabei nicht selten sehr verschwommene Umgrenzung; schöne Sagenite. In manchen Gesteinen Einzelblätter oder Aggregate von Querbiotiten, die die eingeregelten Biotite quer durchsetzen, sonst analog ausgebildet (makroskopisch im Querbruch kleine Knötchen). Die Hornblendegarben ohne sichtbare Beziehung zu Biotit, von der s-Fläche nahezu unabhängig.

γ) *Hornblendeschiefer*

Die Hornblendeschiefer bilden nach Aussehen und Ausbildung einen recht heterogenen Komplex. Die fast massigen bis stark verschieferten, graugrünen Gesteine lassen öfters schon makroskopisch, vor allem im Querbruch, kleine farblose bis hellgrüne Hornblendeprismen erkennen. Typen mit sehr feinnadelig ausgebildeter Hornblende können hingegen nur mit einiger Mühe auf Grund ihres grünlichen Schimmers und der stark rostbraunen Anwitterungsfarbe als solche bestimmt werden. Bei massigen Varietäten liegen die Hornblendeprismen nahezu beliebig angeordnet — mit einer kaum merklichen Scharung in der s-Fläche — im Unterschied zur straffen Regelung bei feinschiefrigen Vertretern. Diese erlangen, bei genügender Anordnungsfreiheit im Hauptbruch oft garbenschieferähnlichen Habitus, mit Garben von allerdings bloss etwa 3 cm Länge.

Im Gegensatz zu den Biotitschiefern, bei welchen die ursprüngliche Schichtung wohl erhalten bleibt (Pigmentierung etc.), aber kaum einen spürbaren Einfluss auf den Biotitanteil ausübt — mit Ausnahme von Extremfällen (Wechsellagerung von groben Arkosen mit Peliten) — ist

für den Hornblendegehalt eine enge Abhängigkeit vom schichtweise wechselnden Chemismus des Ausgangsmaterials festzustellen. Vor allem entscheidend scheint der Ca-Gehalt zu sein. Diesem Umstand ist auch die grössere Variabilität zuzuschreiben.

Texturell ergibt sich eine Gliederung in 2 Hauptgruppen:

1a) Stark verschieferte Typen

Mineralbestand:	Quarz	45—55%	Biotit	Titanit
	Hornblende	20—30	Albit	Apatit
	Sericit	10—20	Epidot	Zirkon
	Chlorit	0—20	Staurolith	Erz

Homogenes Quarz-Sericit-Gewebe, im Verhältnis lagenweise leicht wechselnd, Quarz 0,05 mm. Daneben fast monomineralische Quarzlinsen, grössere klastische Reliktkörner (undulös auslöschend) und etwas Albit. Ein feinfilziges fibroblastisches Gewebe von Hornblendefasern, die Faser mit folgenden optischen Eigenschaften:

alle Richtungen farblos, $n\gamma/c = 16°—18°$
$(n\gamma—n\alpha) = 0{,}025—0{,}029$, grosser Achsenwinkel.

Es handelt sich um einen Strahlstein (bis strahlsteinartige Hornblende). Grössere Querschnitte oftmals mit polysynthetischer Zwillingslamellierung, an den Enden stark ausgefranst. Chlorit normalerweise in den üblichen Klinochlorknoten, kann auch völlig fehlen; als Umwandlungsprodukt aus Hornblende nur in Spezialfällen, bei diaphtoritischen Gesteinen (vgl. S. 93).

1b) Massige Typen

Wesentlich mannigfacher sind die leicht verschieferten bis nahezu massigen Hornblendeschiefer. In beliebig und rasch wechselnder Folge lösen sich 3 Grundtypen von Schichten ab: Sericitreiche, pigment- (Titanit-Epidot-Erz) und karbonatreiche Lagen (vgl. Fig. 28).

Am verbreitetsten sind die sericitreichen Lagen.

Mineralbestand:	Sericit	30—50%	Epidot-Titanit
	Quarz	0—15	Zoisit
	Hornblende	25—40	Cordierit
	Ilmenit	0—10	Apatit
			Biotit
			Chlorit

Radialstrahlige, langstengelig-faserige Hornblendeprismen in beliebiger Anordnung, farblos bis schwach pleochroitisch:

$n\alpha$ farblos $n\gamma/c = 16°—20°$
$n\beta$ licht bräunlichgelb
$n\gamma$ farblos bis leicht bläulich

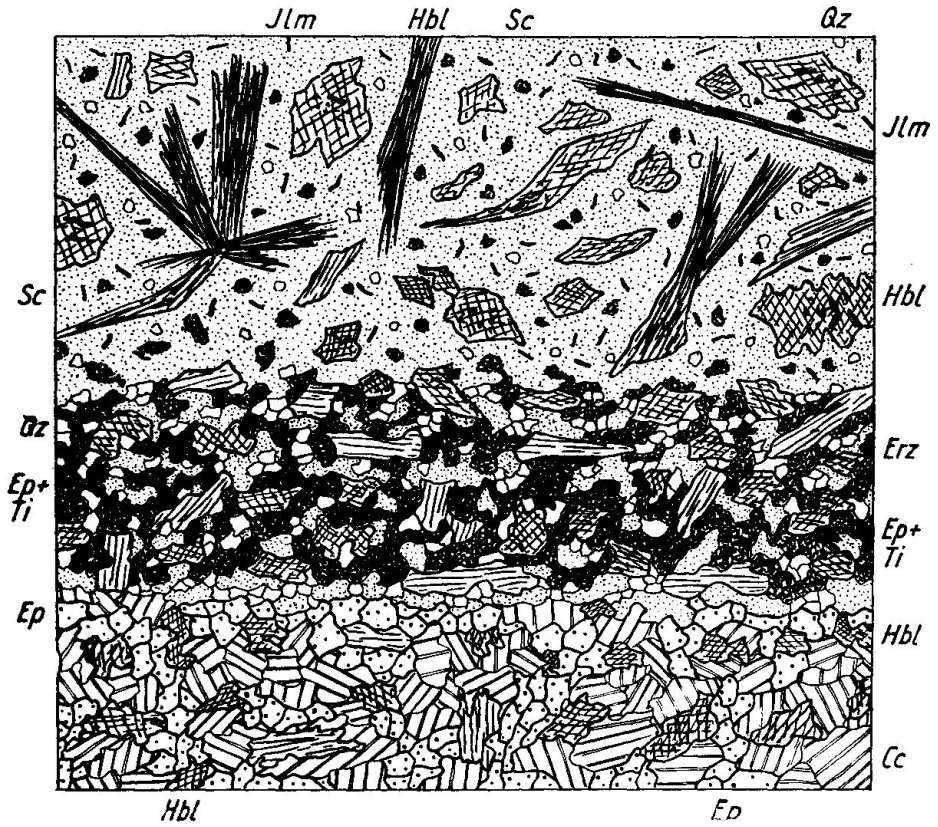


Fig. 28. Massiger Hornblendeschiefer, selektive Metamorphose. Sericitreiche, pigment- (Titanit-Epidot-Erz) und karbonatreiche (ursprünglich mergelige) Lagen. Ca. 5 : 1. Hbl: Hornblende, Sc: Sericit, Ilm: Ilmenit, Qz: Quarz, Ep: Epidot, Ti: Titanit, Cc: Calcit.

Zahlreiche Erzeinschlüsse. Im feinschuppigen Sericitgewebe kleine Anhäufungen von Epidot mit etwas Titanit; stellenweise können, der Anordnung nach, pinitische Zersetzungsprodukte vermutet werden. Als Erz Ilmenitblätter.

Etwas weniger mächtig, aber weitverbreitet sind pigmentierte Lagen.

Mineralbestand:	Hornblende	35%	Mengenverhältnisse mit starken Schwankungen. Nebengemengteile analog wie oben.
	Epidot-Titanit	30	
	Quarz	20	
	Sericit	10	
	Erz	5	

Hornblende stärker zerlappt, gebuchtete Umgrenzung, kurzstengelig, stark durchsiebt mit Epidot-Titanit-Sericit. Als Pigment sehr feinkörnige, fast opake Epidot-Titanit-Haufwerke, zusammen mit Erzstaub, retikular. Sericit und Quarz (etwas gröber und stärker gelappt) in den Zwischenräumen, Ilmenit weniger blättrig.

Als Sonderfall, obschon im mittleren Teil der Val Gliems recht oft auftretend, wenn auch nicht immer in dieser Reinheit, sind eigentliche Kalksilikatlagen.

Mineralbestand:	Epidot	45%	Titanit
	Calcit	35	Erz
	Hornblende	20	

Hornblende nahezu isometrisch, stark gebuchtet und zerfetzt, meist mit einem Calcitsaum umgeben. Epidot in grösseren Einzelkörnern und in Aggregaten; als Nebengemengteile fast nur Titanit und sehr wenig Erz, Quarz nur in den Grenzlagen.

Zwischen diese hornblendereichen Schiefer eingeschaltet findet man immer wieder die bereits beschriebenen Knoten- und Biotitschiefer, die Hornblende nur als NG führen. Der ganze Komplex ist in bezug auf die Hornblendebildung ein ausserordentlich schönes Beispiel für selektive Metamorphose; bezüglich der Metamorphoseart und damit dem Verhältnis zwischen Chlorit und Biotit, ist allerdings eine leichte Komplikation zu beobachten (s. S. 99).

Der Vorgang der Hornblendekristallisation lässt sich in einzelnen Beispielen sehr schön verfolgen. Reicht der Ca-Gehalt nur für geringere Mengen Strahlstein aus, dann beginnt die Bildung der feinfaserigen Büschel meist am Rande der Chloritknoten. Die einzelnen Garben sind in sich wirr verfilzt und verdreht (vgl. Fig. 29). Dickere Nadeln bis Prismen entstehen kaum. Bei grösserem potentiellem Hornblendegehalt spriessen zunächst — wohl mit recht hoher linearer Kristallisationsgeschwindigkeit — einzelne langgezogene Stengel (Querschnitt in Fig. 29), unter sich wiederum halbradialstrahlig bis leicht garbenförmig gruppiert, die gleichzeitig oder wenig später als Kristallisationszentren von einer ebenfalls feinfaserigen, oft nahezu sphärolitisch struierten Generation benützt werden. Die dabei entstehenden Bilder sind für die Art der Keimbildung sehr charakteristisch.

Im allgemeinen ist der Habitus, den diese Gesteine während der Zeit ihrer intensivsten Umkristallisation (höchste Temp. und grösster Druck) erhielten, noch heute völlig erhalten, ohne jede Spur einer retrograden Tendenz. Einige Spezialfälle nur lassen diaphtoritische Prozesse erkennen[15]).

Die Probe eines massigen, sericitreichen Hornblendeschiefers[16]) wurde analysiert. Die Werte lauten:

---

[15]) In Gesteinen, welche zahlreiche alpine Scherflächen durchziehen, wird der Strahlstein nach und nach durch Chlorit ersetzt, jedoch nur bei intensivster Durchbewegung. Biotit verschwindet viel früher. Dass es sich um alpine Vorgänge handelt, ergibt sich aus der Streichrichtung und der Diaphtorese.

[16]) Val Gliems, 200 m NNW P. 2228.

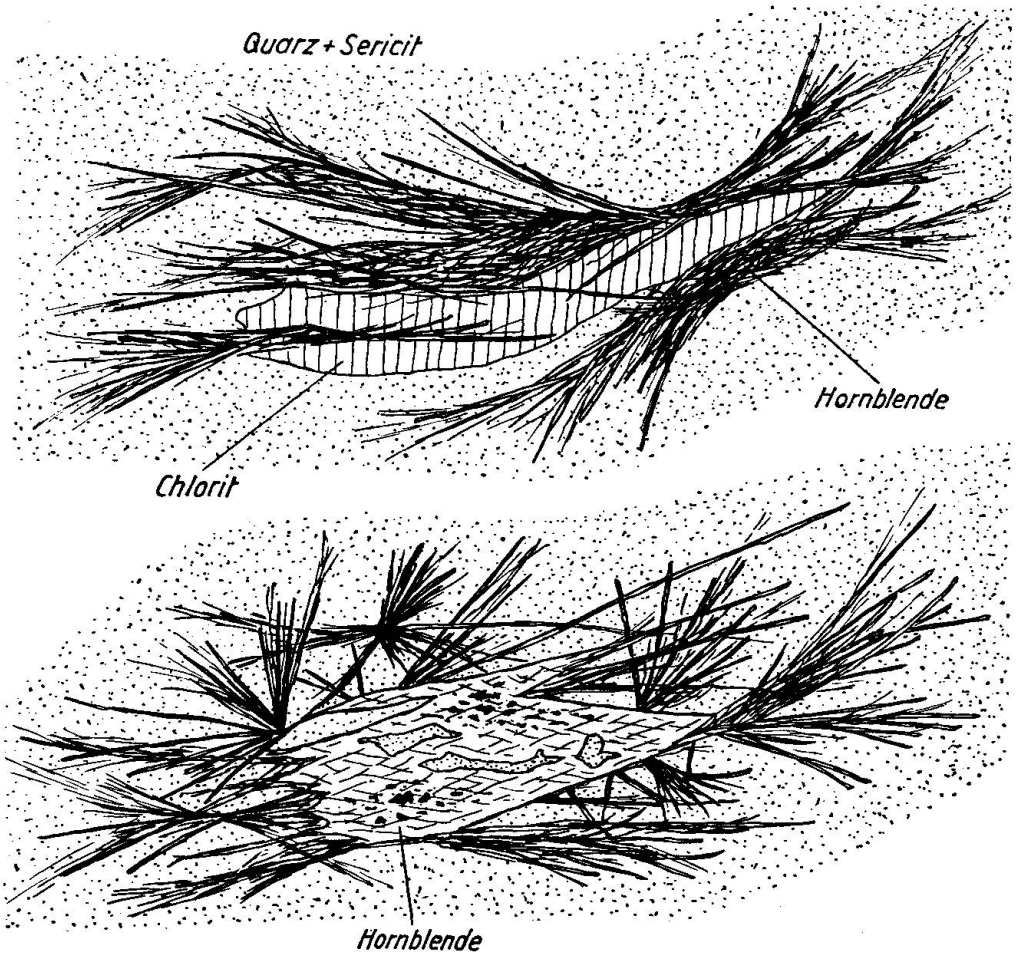


Fig. 29. Feinfaserige Hornblendebüschel (Strahlstein). Oben Bildung der Garben am Rande von Chloritknoten. Unten wirkt der Querschnitt eines langgezogenen Stengels als Kristallisationszentrum für die feinfaserige Generation. 40 : 1.

	A 10		
SiO_2	54,95%	Na_2O	2,41
TiO_2	1,37	K_2O	2,06
Al_2O_3	16,32	P_2O_5	0,18
Fe_2O_3	2,75	H_2O+	2,85
FeO	6,88	H_2O-	0,02
MnO	0,14		100,16
MgO	7,56		
CaO	2,67		

Analytiker: H. P. Eugster

Niggliwerte:

si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p
155,6	27,2	54,2	8,2	10,4	0,36	0,59	2,9	0,2

Basisnorm:

Cp	Ru	Kp	Ne	Cal	Sp	Fs	Fa	Fo	Q
0,5	1,0	7,4	13,3	7,4	9,8	2,9	8,4	11,2	38,1

Katanorm:

Cp	Ru	Mt	An	Or	Ab	Hy	En	Cord	Q
0,5	1,0	2,9	12,3	12,3	22,2	9,2	14,9	18,0	6,7

Epinorm:

Cp	Ilm	Hm	Ab	Ms	Pg	Akt	Cumm	Q
0,5	2,0	1,0	5,9	17,3	22,9	18,6	21,7	10,1
	3,0			40,2		40,3		

Bei der Berechnung der Epinorm wurde möglichst viel Paragonit gebildet, da im Modus kein Albit auftritt. Da Serpentin ebenfalls fehlt, wird mit dem bei der Aktinolithentstehung zurückbleibenden (Fo + Fa) Cummingtonit gebildet. Die tatsächlich auftretende Hornblende muss demnach etwas Ca-ärmer sein als ein reiner Strahlstein.

Vergleicht man diese Analyse mit jener des homogenen, nicht gebänderten Phyllits (A 13, s. S. 104, entspricht etwa den dunkleren Lagen der gebänderten Phyllite), dann erkennt man die Unterschiede — besonders in bezug auf den MgO- und CaO-Gehalt — sehr schön (selektive Metamorphose).

b) Diorite und Dioritporphyrite

Innerhalb der Knoten- und Hornblendeschiefer stösst man hin und wieder auf schmale langgezogene Einlagerungen von Gesteinen mit dem Habitus normaler Eruptivgesteine. Es sind, was schon die Betrachtung im Felde ergibt und was alle späteren Untersuchungen bestätigten, Diorite und Dioritporphyrite. Die Diorite sind mittelkörnig, weiss-grün gesprenkelt und treten in steilstehenden Linsen von max. 15 m Mächtigkeit und einer Länge von gegen 100 m auf. Diese Linsen lassen in ihrem Auftreten eine starke Häufung in der oberen Mündungsstufe der Val Gliems erkennen — einzelne ausgewählte, besonders schöne Beispiele wurden in der Kartenskizze eingetragen—, sind jedoch auch in einem weiteren Umkreise vereinzelt anzutreffen. Die meisten Vorkommen werden von pelitischen Derivaten umschlossen, doch enthalten auch die Konglomeratgneise an mehreren Orten analoge Linsen, die sich aber in ihrer Wirkung auf das Nebengestein viel weniger stark bemerkbar machen und daher das Auffinden erschweren (Fig. 30). Das westlichste Beispiel wurde südlich der Alp Cavrein sura, bei P. 2680 bekannt,

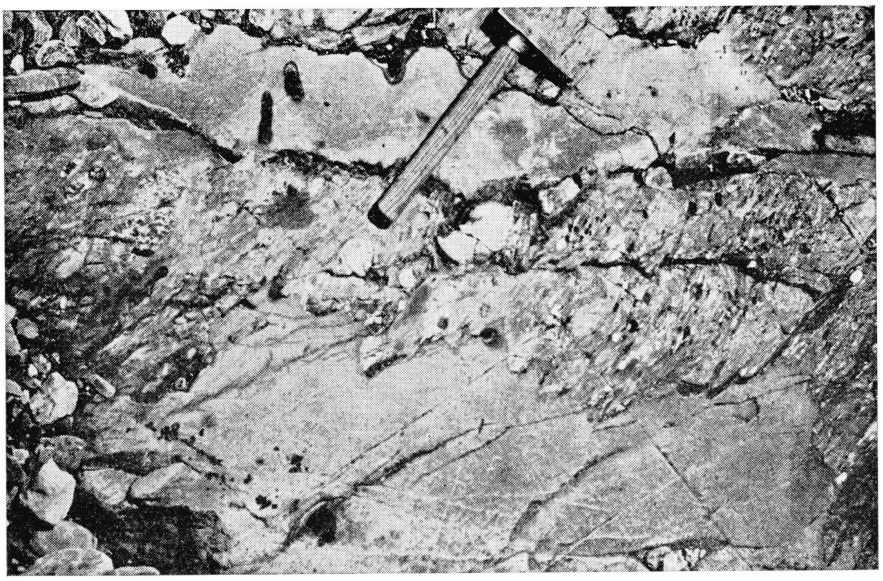


Fig. 30. Dioritporphyrite im Konglomeratgneis (beim Stielende 2 gerundete Granitgneise). Die Gangränder stehen schief zur ursprünglichen Schichtfläche (gleichzeitig Verschieferungsebene) der Konglomeratgneise und sind deshalb stark gebuchtet. Val Gliems.

das südöstlichste in den Gneisen zwischen P. 2626 und P. 2358, über dem Talboden der Val Gliems.

Viel stärker verbreitet — extensiv und intensiv — als die immerhin recht isolierten Dioritlinsen, sind die Dioritporphyrite, deren Lagerungsform jener von typischen Gängen entspricht. Die Mächtigkeit schwankt zwischen wenigen dm und wenigen m; sie können öfters über mehrere 100 m verfolgt werden. Im Gegensatz zu den gleichkörnigen Dioriten (um 2 mm) lassen sie schon makroskopisch porphyrische Struktur, durch fleckenförmig angeordnete Hornblendenadeln in einer dichten Grundmasse, erkennen. Das Verbreitungsgebiet geht noch über jenes der Diorite hinaus, indem Gänge bis gegen die N-Grenze des Komplexes, westlich unterhalb des Piz Gliems, gefunden wurden; auch besteht eine grosse zahlenmässige Überlegenheit. Die Gänge bevorzugen ebenfalls die Mündungsstufen der Val Gliems (in der Umgebung des Baches). Besonders im nördlich anschliessenden Phyllitkomplex zeigt sich das langsame Ausklingen sehr schön.

Die Richtung des Streichens, etwa SW-NE, stimmt mit der herzynischen Richtung — in diesem Teil der Val Gliems — generell überein, nicht jedoch im einzelnen (vgl. Fig. 31). Herzynische Detailstrukturen, wie Fältelungen etc., werden glatt durchschlagen.

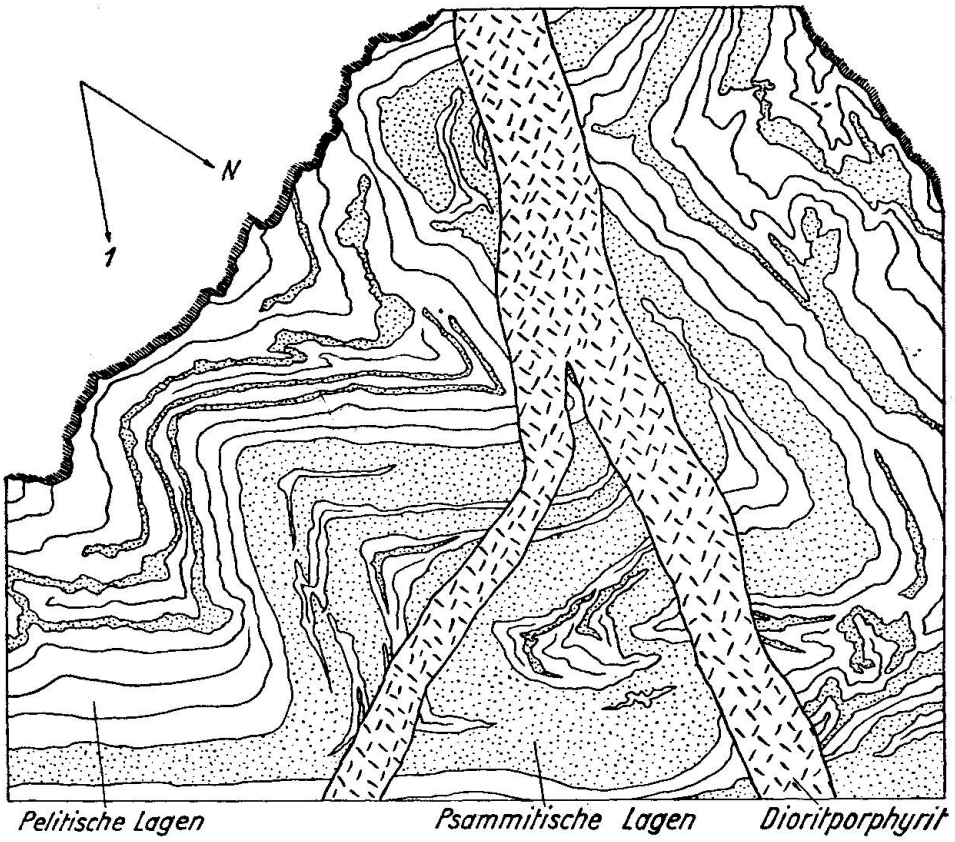


Fig. 31. Herzynische Fältelung in gebänderten Phylliten (helle Lagen bereits psammitisch) wird von einem Dioritporphyrit durchschlagen. (1): Jüngere Verschieferungsrichtung. Val Gliems, 1 : 10.

Mineralbestand:

Hornblende	60—70%	Epidot	Titanit
zers. Plagioklas	30—40	Chlorit	Erz
		Quarz	

Hornblende in sehr schön idiomorphen, kurzprismatischen Stengeln. Eher schwach — aber stark fleckig — pleochroitisch: Dunklere Kerne mit hellerem Rand. Die optischen Daten für die Endglieder lauten:

$n\alpha$ hellgelbgrün	$n\gamma/c = 19°—20°$	
$n\beta$ bräunlichgrün	$(n\gamma—n\alpha) = 0{,}023$	
$n\gamma$ licht bläulichgrün	und	

alle Richtungen farblos, $n\gamma/c = 15°—16°$, $(n\gamma—n\alpha = 0{,}031)$

Reich an Einschlüssen von Epidot, Titanit und Erz. Beginnende Chloritisierung, wobei der entstehende Chlorit engmaschige Sagenitgewebe enthalten kann. Plagioklas entweder völlig zersetzt — vorwiegend Sericit mit zahlreichen Klinozoisit-Epidot-Haufen — oder dann leicht durchschimmernd und als Albit (An 6—8%) bestimmbar (rekristallisiert). Die Korngrösse, soweit sie sich an den Zersetzungs-

produkten noch abschätzen lässt, entspricht in den Dioriten jener der Hornblenden (d um 1 mm); bei den Dioritporphyriten wesentlich kleiner (0,05—0,1 mm). Quarz in den Dioriten fast fehlend, in Randzonen einzelner Gänge bis auf 20% ansteigend. Als Erz Ilmenit, wenig Pyrit.

Um das Verhältnis zwischen Hornblende und Plagioklas zu bestimmen, wurden Proben integriert:

Probe Nr.	1	2	3
Hornblende	59 Vol%	62	72
Plagioklas + NG	41	38	28

Im Mineralbestand ergeben sich zwischen Dioriten und Dioritporphyriten keine Differenzen. Die Beziehungen sind klar, da sich die Unterschiede auf Gefüge und Lagerung beschränken. Es sind Produkte desselben magmatischen Schubes, der in grösseren Sills gleichkörnig, in schmalen Gängen porphyrisch erstarrte. Dies ergibt sich schon aus der Tatsache, dass einzelne Sills, wenn man sie im Streichen verfolgt, nach und nach den Charakter echter Gänge annehmen. Die ganze Gesteinsfamilie könnte nach dem englischen Sprachgebrauch als Epidiorite bezeichnet werden.

Um die chemischen Beziehungen zu den Dioriten des nördlichen Komplexes (z. B. Düssistock-Cuolm tgietschen) abzuklären, wurde eine grobkörnige Probe[17]) analysiert.

	A 11	Niggliwerte:	
SiO_2	49,17%	si	114,0
TiO_2	1,22	al	18,7
Al_2O_3	13,66	fm	51,8
Fe_2O_3	3,48	c	22,3
FeO	6,75	alk	7,2
MnO	0,11		
MgO	9,39	k	0,34
CaO	8,99	mg	0,63
Na_2O	2,20		
K_2O	1,45	ti	2,1
P_2O_5	0,43	p	0,4
H_2O+	2,45*		
H_2O-	0,01	Analytiker: H. P. Eugster	
	99,31		

Basisnorm:

Cp	Ru	Kp	Ne	Cal	Cs	Fs	Fa	Fo	Q
0,7	0,9	5,4	12,2	14,3	6,0	3,8	7,6	20,1	29,0

[17]) Val Gliems, 200 m ENE P. 2228.

*) Wahrscheinlich zu niedrig (Entwässerung der Hornblende!).

Katanorm:

Cp	Ru	Mt	An	Or	Ab	Wo	Hy	En	Q
0,7	0,9	3,8	23,8	9,0	20,3	8,0	7,6	26,8	–0,9

Hornblendevariante:

Cp	Ru	Mt	An	Or	Ab	Hbl	Cumm	Q
0,7	0,9	3,8	22,0	8,1	15,5	35,3	14,2	–0,5

Plagioklas 45,6 (An 48)
Hornblende 49,5

Bei der Berechnung der Hornblendevariante wurde die Formel der Hornblende aus dem Amphibolitgeröll (s. S. 74), die optisch nahezu übereinstimmt, verwendet. Wiederum wird das restliche (Fo + Fa) zu Cumm silifiziert. Das verbleibende kleine Quarzmanko weist darauf hin, dass die Hornblende in Wirklichkeit noch etwas Na-reicher ist.

Mit den Dioriten Düssistock und Cuolm tgietschen besteht kaum Verwandtschaft; besonders auffallend sind der hohe Gehalt an ($FeO + Fe_2O_3$), MgO, CaO und der niedrige Alkaligehalt. Teilweise — abgesehen vom Alkaligehalt — sind Tendenzen der Analyse A 7 in verstärktem Masse vorhanden. Auch makroskopisches und mikroskopisches Bild lassen eine getrennte Abstammung vermuten (hingegen evtl. verwandt mit den Dioriten der Val Surplattas, s. S. 53).

Leider liessen sich die Altersbeziehungen Diorit-Granit (insbesondere südlicher Aaregranit) nicht abklären, da keine entsprechenden Aufschlüsse gefunden wurden. Sicher ist lediglich, dass die Intrusion erst nach der Einfaltung bzw. Steilstellung des Paragesteinskomplexes erfolgt sein muss. Strukturelle und regionale Gründe (intermediäres Tiefengestein) sprechen eher für vorgranitische Entstehung.

c) Lagerungsverhältnisse, Genetisches

Die Beziehungen zwischen Knoten- und Glimmerschiefern einerseits und Hornblendeschiefern andererseits wurden bereits erläutert. Sie sind vor allem bestimmt durch den Gehalt an Ca und Mg. Der Hornblendeanteil des Gesteins benötigt pro Volum-% etwa 1,4 Gew-‰ MgO und 1,2 Gew-‰ CaO.

Untersucht man räumlich die gegenseitige Abhängigkeit der Knoten- und der Biotitschiefer, dann ergibt sich ein sehr charakteristisches Bild. Diese Schiefer treten innerhalb der Phyllite — vor allem der gebänderten Varietät — paketweise auf und zwar ausnahmslos so, dass die Ränder durch Knotenschiefer gebildet werden, während die Biotitschiefer erst weiter innen folgen. Im Zentrum dieser symmetrisch gebauten Pakete stösst man regelmässig auf Diorite oder Dioritporphyrite.

Der gesetzmässig hofförmige Bau solcher Knoten- und Biotitschieferzüge ist naturgemäss am besten dort zu erkennen, wo nur wenige Gänge in die Phyllite eindrangen, d.h. wo sich die Knotenschieferränder noch nicht gegenseitig berühren (keine Überschneidungen). Er bestätigt, was bereits der Gesamteindruck der Gesteine vermuten lässt: Die Knoten- und Biotitschiefer sind thermische Kontaktprodukte, die aus den Phylliten bei der Intrusion der dioritischen Magmen entstanden. Stoffliche Beeinflussung scheint zu fehlen; mindestens sind nicht die geringsten Anzeichen dafür vorhanden.

Die Biotitschiefer gehören dem innern, die Knotenschiefer dem äusseren Hof an, wobei die Biotitschiefer bei schmalen isolierten Gängen auch ganz ausfallen können. Die Breite des Kontakthofes der Porphyrite übersteigt das 10- bis 20fache der Mächtigkeit des entsprechenden Ganges nur selten. Bei Dioriten ist diese Grösse viel schwieriger festzustellen (Überschneidungen mit der Wirkung von Gängen etc.). Die Bänderung der Phyllite bleibt bei der Umkristallisation meist gut erhalten, scheint aber für den quantitativen Mineralbestand kaum eine Rolle zu spielen.

Die Grenzlinie zwischen Diorit bzw. Gang und dem innersten Kontaktgestein ist meistens scharf gezogen; nur bei Konglomeratgneisen entstehen oft stark gebuchtete Formen (Fig. 30). Auf alle Fälle gehen die Grenzen innerhalb der thermisch beanspruchten Zone dieser Linie parallel und nicht irgendwelchen älteren Strukturen.

Bei einigen der mächtigsten Dioritlinsen wurde direkt am Kontakt eine schmale Zwischenlage hornfelsartiger Gesteine angetroffen. Es sind makroskopisch dichte, bläulich-grüne Gesteine von nur wenigen cm Mächtigkeit.

Mineralbestand:	Hornblende	Epidot	Apatit
	Quarz	Sericit	Titanit
	Plagioklas	Chlorit	Pyrit
	Cordierit	Biotit	
	K-Feldspat		

Hornblende kurzprismatisch (d 0,2 mm), Umrisse lappig-buchtig, leicht pleochroitisch, stellenweise beginnende Chloritisierung. Die hellen Gemengteile bilden ein typisches Hornfelsgefüge, meist polygonal mit nur geringer Verzahnung. Cordierit vom Rande her leicht pinitisiert, häufig um 0,1 mm, neben einzelnen grösseren, stark von Quarz durchsiebten Individuen, Drillinge selten. Oligoklas (An um 20) licht mit Sericit überstreut, kaum Zwillingslamellen. K-Feldspat frisch. Retikulare, nahezu kugelige Pyritansammlungen, besonders zwischen Hornblendekristallen.

Der Komplex der in die Phyllite eingelagerten Schiefer besteht also einerseits aus Gesteinen, bei welchen der Einfluss einer thermischen Kontaktmetamorphose kaum angezweifelt werden kann, andrerseits aus Hornblendeschiefern, die ihre Entstehung teilweise sicherlich einer selektiven Metamorphose mit starken Differentialbewegungen verdanken. Vor allem stark verschieferte Typen dürfen aus strukturellen und texturellen Gründen nicht als reine Kontaktprodukte aufgefasst werden; denn eine nachträgliche Verschieferung im Gefolge diaphtoritischer Vorgänge fällt für die Deutung ausser Betracht. Zudem lassen manche Biotitschiefer durch ihre straffe Kristallisationsschieferung auf ausgeprägte Stresswirkung schliessen. Schon deshalb wäre eine Trennung in rein kontakt- (Knoten- und Biotitschiefer) und rein dislokationsmetamorphe (Hornblendeschiefer) Produkte zu schematisch. Andrerseits findet man z.B. im nordöstlichen Teil des pelitischen Raumes (wenn auch spärlich) Phyllite, welche aus chemischen Gründen kaum weniger zur Hornblendebildung prädestiniert gewesen wären (insbes. die karbonathaltigen Phyllite); d.h. für die Entstehung der Hornblendeschiefer war, ausser den örtlich ohne Zweifel wirksamen Differentialbewegungen, eine allgemeine Temperaturerhöhung Voraussetzung. Die Temperaturerhöhung ist wohl auf die Intrusion und Erstarrung der dioritischen Magmen zurückzuführen. Man kann also für die ganze Gesteinsserie von einer thermischen Kontaktmetamorphose, kombiniert mit ausgeprägten Differentialbewegungen, sprechen.

Zufälligerweise erscheinen dolomitisch-mergelige Einlagerungen innerhalb der Phyllite gerade in jenen Zonen gehäuft, welche die intensivste thermische Beanspruchung erlitten haben, vielleicht als Folge der Austrocknungstendenzen in dem sich gegen S verengenden Becken.

3. Hornfelse und Chiastolithschiefer

Hornfelse und ihre diaphtoritischen Derivate sind innerhalb des Untersuchungsgebietes in zwei getrennten Vorkommen anzutreffen: Auf Alp Cavrein sura und im Talboden der Val Gliems. Jenes auf Alp Cavrein wurde von Fr. Weber entdeckt. Die Prozesse und Gesetzmässigkeiten der Mineralbildung lassen sich an diesem grösseren und in sich variableren Verband sehr schön verfolgen und reproduzieren.

a) Die Hornfelse der Alp Cavrein sura

Aufschlüsse finden sich rund um die Alp Cavrein: östlich davon in den Hügeln um P. 1861, an den untersten Felsköpfen des S-Hanges

und beidseits der Mündung der Val Pintga de Cavrein. Es sind vereinzelte Anzeichen einer grösseren, recht schlecht aufgeschlossenen Zone, die sich weder gegen W noch E weiter verfolgen lässt. Im S grenzt sie an hornblendereiche Konglomeratgneise; gegen N nimmt die thermische Beanspruchung sehr rasch ab.

Makroskopisch können diese ausserordentlich zähen und sehr feinkörnigen Gesteine kaum gegliedert werden. Gut erkennbar sind einzig die grossen Chiastolithporphyroblasten und Biotit; Gehalt an Sillimanit, Hornblende oder Granat lässt sich meist mehr vermuten als bestimmen. Chiastolith kann ganz besonders schön in den geschliffenen Felsbuckeln ca. 80 m NW von P. 1861 studiert werden. Die bis 5 cm grossen Querschnitte wittern hellgrau heraus, wobei die Pigmentkreuze dunkel bleiben. Doppelkreuze sind nicht selten (vgl. Fig. 32). Gesetzmässige Anordnung innerhalb des Gesteins kann nicht festgestellt werden, hingegen ausgeprägt schlierenartige Scharung. Gesteine mit Sillimanit, die übrigens recht selten sind, verraten ihren speziellen Mineralbestand durch einen faserig-seidigen Glanz im Hauptbruch, bes. auch auf Harnischen.

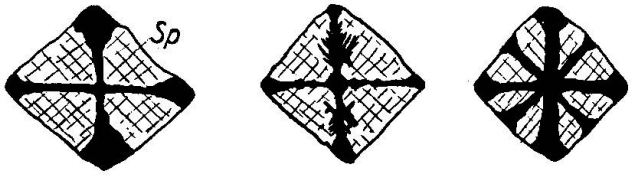


Fig. 32. Beispiele der kreuzförmigen Pigmentierung von Chiastolithquerschnitten. Alp Cavrein sura, 2 : 1. Sp: Spaltrisse.

Die ursprünglich richtungslose Textur (am schönsten noch südlich über der Alphütte) wurde durch spätere Differentialbewegungen sehr oft leicht bis weitgehend zerstört, besonders stark gegen die nördliche Grenze hin. Die Gesteine seien zunächst ohne Berücksichtigung der retrograden Tendenzen beschrieben.

Auf Grund der wichtigsten Mineralien ergibt sich eine Gliederung in 4 Haupttypen:

Typ I: Biotit, Cordierit, Granat, ± Muskowit
Typ II: Biotit, Chiastolith, Granat, ± Muskowit, ± Cordierit
Typ III: Biotit, Sillimanit, Cordierit
Typ IV: Hornblende.

Dazu kommen als Durchläufer die HG Quarz und Plagioklas und die Akzessorien Turmalin, Epidot, Staurolith, Apatit, Titanit, Rutil, Zirkon, Magnetit.

Typ I kennzeichnet vor allem die Gebiete südlich und westlich der Alphütte, Typ II die Umgebung von P. 1861. Typ III und IV finden sich sehr untergeordnet als lokale Einschaltungen.

α) *Die Normaltypen* (I—III)

Schätzungen des quantitativen Mineralbestandes sind kaum durchführbar, da die gleichzeitige Anwesenheit von Quarz, saurem Plagioklas (meist ohne Zwillingslamellen) und Cordierit die Diagnose sehr erschwert. Anhaltspunkte können den Analysenberechnungen entnommen werden (S. 104).

Quarz (d 0,1—0,2 mm) leicht gelappt-gebuchtet oder sehr schön polygonal. Plagioklas: Oligoklas bis Andesin mit charakteristischer Häufung der Werte um 10—15% An und 30—40% An, frisch. Cordierit: Oft fast ganz frisch, nur leicht pinitisiert. In eckigen Körnern analog wie Quarz, grössere Porphyroblasten stark durchsiebt mit tropfenförmigem Quarz (wertvoll für die Diagnose, da Drillingsverwachsungen fast ganz fehlen), im allgemeinen grosse Achsenwinkel. Biotit: Konstantester Gemengteil, stark pleochroitische, oft leicht verbogene Blätter, zahlreich Erz- und Rutileinschlüsse. Wird in den massigen Typen von den hellen Mineralien deutlich an die Korngrenze geschoben, deutet in andern leichte (syngenetische) Kristallisationsschieferung an oder bildet durch gesetzmässige Anordnung alte Fältelungen ab. Muskowit fehlt oft ganz, sonst in zwei deutlich getrennten Generationen, wovon die ältere sicher zur Hornfelsbildung gehört: Selbständige Pakete in analoger Stellung wie Biotit. Ein farbloser Granat (d 0,2—0,3 mm) fehlt nur in Typ III. Chiastolith: Rhombenförmige Querschnitte mit nur verwaschen gesetzmässiger Pigmentierung, in jedem Fall in ein dichtes filziges Gewebe von farblosen Glimmerschüppchen umgewandelt[18]). Zusammensetzung und Gestalt der Pseudomorphosen (meist grosse Rechtecke) lassen jedoch das Ausgangsmaterial noch fast immer erkennen. Im Filz einzelne zerrissähnliche Adern mit grösseren Muskowitblättern; als Einschlüsse besonders Granat (Reaktion 2, S. 104), Turmalin und Erz. Sillimanit: Fibroblastisches Gewebe aus langprismatisch bis nadeligen, parallel angeordneten Kristallen mit guter Querabsonderung. Turmalin: Kleine grünbraun pleochroitische, oft zonare, idiomorphe Prismen. Magnetit: Einzelne Oktaeder oder Erzstaub als Pigment.

K-Feldspat fehlt in Hornfelsen vollständig.

Um die Gesetzmässigkeiten der Mineralkombinationen besser überblicken zu können, wurden 2 Analysen ausgeführt. A 12 stammt von einem massigen Hornfels Typ I (Felsköpfe südlich der Alphütte), A 13

---

[18]) Wann diese Umwandlung stattfand — ob spätherzynisch oder alpin —, lässt sich nicht mehr ermitteln. Doch ist sie auch in jenen Gesteinen anzutreffen, welche in Mineralbestand und Gefüge keinerlei weitere Anzeichen einer Diaphtorese erkennen lassen (d. h. nicht nur in den alpin verschieferten Hornfelsen, s. S. 109). Sie mag vielleicht sogar in der Schlussphase der thermischen Beanspruchung erfolgt sein.

von einem rein dislokationsmetamorphen Phyllit (N P. 1861, direkt am Weglein nach Alp Russein). A 13 muss als hauptsächlichstes Ausgangsgestein für die Hornfelsbildung betrachtet werden (sicher kein diaphtoritischer Hornfels, vgl. S. 111).

	A 12	A 13		A 12	A 13
SiO_2	67,52%	64,54%	si	292	275
TiO_2	1,21	1,27	al	34,8	39,4
Al_2O_3	13,68	15,64	fm	43,9	42,5
Fe_2O_3	0,95	1,36	c	5,7	3,8
FeO	5,11	4,65	alk	15,6	14,3
MnO	0,04	0,05			
MgO	3,47	3,40	ti	3,9	4,1
CaO	1,26	0,83	p	0,3	0,5
Na_2O	2,40	0,73	k	0,35	0,80
K_2O	1,98	4,23	mg	0,51	0,51
P_2O_5	0,16	0,28			
CO_2	0,00	0,01			
H_2O-	0,05	0,02			
H_2O+	2,71	3,38			
	100,54	100,39			

Analytiker: H. P. Eugster

Basisnorm:

	Cp	Ru	Kp	Ne	Cal	Fs	Fa
A 12	0,3	0,9	7,3	13,4	3,3	1,0	6,2
A 13	0,4	0,9	16,0	4,1	1,7	1,5	5,5

	Sp	Hz	Fo	Q
A 12	9,8	—	2,6	55,2
A 13	14,9	0,6	—	54,4

Katanorm:

	Cp	Ru	Mt	Q	Or	Ab
A 12	0,3	0,9	1,0	28,7	12,2	22,3
A 13	0,4	0,9	1,5	26,1	26,7	6,8

	An	Fe-Cord	Cord	Hy	En	Plag
A 12	5,5	—	18,0	7,6	3,5	20% An
A 13	2,8	1,1	27,3	6,4	—	26% An

Orthoklas und Orthaugite fehlen den Modalbeständen der Hornfelse völlig. An ihre Stelle treten Biotit, Muskowit und Granat. Die aus den berechneten Katanormkombinationen sich ergebenden Mineralassoziationen seien zunächst rein theoretisch abgeleitet.

Es gelten folgende Beziehungen:

(1) 10 Or + 12 (En/Hy) + (2 W) = 16 Bi + 6 Q
(2) 35 (Cord/Fe-Cord) = 16 (Pyp/Alm) + 12 Sill + 5 Q
(3) 11 (Cord/Fe-Cord) + 8 (En/Hy) = 16 (Pyp/Alm) + 3 Q
(4) 5 Or + 3 Sill + (1 W) = 7 Ms + 1 Q
(5) 20 Or + 33 (Cord/Fe-Cord) + (4 W) = 28 Ms + 16 (Pyp/Alm) + 9 Q

Aus den Analysen lässt sich schliessen, dass der entstehende Granat reiner oder nahezu reiner Pyrop sein muss (bei A 13 0,4% Alm); der Biotit ist eher Fe-reich.

Die Schlusskombination, die sich aus diesen 5 Gleichungen ergibt, ist vor allem abhängig vom K-Gehalt des Gesteins (Or), wobei folgende Fälle zu berücksichtigen sind (Q und Ab + An sind immer anwesend und werden deshalb nicht mehr aufgeführt).

1. Relativ kaliarme Gesteine:

Aller Or wird zur Biotitbildung nach (1) verbraucht. Dabei bleibt (En/Hy) zurück:

Bi, (En/Hy), (Cord/Fe-Cord).

Nun wird nach (3) der restliche Orthaugit zur Granatbildung verbraucht. Je nach den Mengenverhältnissen bleiben folgende Kombinationen zurück:

α) Bi, (Pyp/Alm), (Cord/Fe-Cord)
β) Bi, (Pyp/Alm), (En/Hy)
γ) Bi, (Pyp/Alm)

In den vorliegenden Gesteinen herrscht immer so grosser Tonerdeüberschuss (mit einer Ausnahme, s. S. 109), dass (En/Hy) vor (Cord/Fe-Cord) aufgebraucht wird. Fall β kommt deshalb hier nicht in Betracht.

2. Kalireichere Gesteine:

Bei der Biotitbildung nach (1) bleibt Or übrig. Entsprechen sich Or und (En/Hy) gerade, dann entsteht

δ) Bi, (Cord/Fe-Cord)

Überschüssiges Or wird zur Muskowitbildung nach (4) verbraucht. Zu diesem Zweck muss zunächst aus (2) Sill in entsprechender Menge freigesetzt werden; die Kombination von (2) mit (4) ergibt Gleichung (5). Es können dabei folgende Paragenesen entstehen:

ϵ) Bi, Ms, (Pyp/Alm), (Cord/Fe-Cord)
ζ) Bi, Ms, (Pyp/Alm), Or
η) Bi, Ms, (Pyp/Alm)

Die Kombination ζ fällt wiederum weg, da in unserem Falle keine so K-reichen Gesteine bei der Hornfelsbildung vorlagen, dass nach der Ms-Bildung noch freier Or übrig bliebe.

Tritt Andalusit oder Sillimanit frei auf, dann geschieht es auf Grund der Reaktion (2), d. h. Cordierit wird durch Sillimanit und Granat ersetzt. Diese Gleichung liefert, wenn sie ganz nach einer Richtung verläuft, folgende drei Möglichkeiten:

a) Sill, (Pyp/Alm)
b) (Cord/Fe-Cord), (Pyp/Alm)
c) (Cord/Fe-Cord), Sill

Kombiniert mit den Fällen α—η ergeben sich 7 denkbare Mineralassoziationen.

		Typ		
1.	Bi, Ms, (Cord/Fe-Cord), (Pyp/Alm)	I	+Ms	
2.	Bi, (Cord/Fe-Cord), (Pyp/Alm)	I	−Ms	
3.	Bi, Ms, Sill, (Cord/Fe-Cord), (Pyp/Alm)	II	+Ms	+Cord
4.	Bi, Ms, Sill, (Pyp/Alm)	II	+Ms	−Cord
5.	Bi, Sill, (Cord/Fe-Cord), (Pyp/Alm)	II	−Ms	+Cord
6.	Bi, Sill, (Pyp/Alm)	II	−Ms	−Cord
7.	Bi, Sill, (Cord/Fe-Cord)	III		

In Typ II ist Sillimanit überall durch Chiastolith ersetzt.

Es besteht im weitern die interne Beziehung

$$14\ \text{Ms} + 33\ (\text{Cord/Fe-Cord}) = 16\ \text{Bi} + 24\ \text{Sill} + 7\ \text{Q} \tag{6}$$

Auf Grund dieser Reaktion verneint V. M. Goldschmidt (8) die Möglichkeit einer Koexistenz der 5 Mineralien (ausser der Muskowit sei sekundär), indem er einseitigen Verlauf annimmt. Damit würde Kombination 3 wegfallen. Nach analogen Überlegungen könnte aus Gleichung (2) geschlossen werden, Kombination 5 sei undenkbar. Die Erläuterung hierzu wird weiter unten, von den Beobachtungen ausgehend, gegeben (s. S. 107).

Für die weitere Diskussion müssen folgende Punkte berücksichtigt werden:

1. Ob die Kombination 1 oder 2 entsteht, ist allein eine Frage des Kaligehaltes des Ausgangsmaterials.

2. Ausgehend von diesen Assoziationen erhält man 4 und 6 nach der Reaktion (2): 1 → 4 und 2 → 6. Ob die Kombinationen 1 bzw. 2 oder 4 bzw. 6 resultieren werden, hängt nur von den Bildungsbedingungen (p, T) ab.

3. Die granatfreie Assoziation 7 erhält man auf keinem Wege aus den benützten Basisnormen, da bei der Bildung von Sill nach (2) immer auch Granat entstehen muss; d. h. sie ist nur in Al_2O_3-reicheren Gesteinen denkbar, bei welchen in der Basisnorm die Kombinationen (Fa/Fo) oder (Fa/Hz) durch (Hz/C) ersetzt werden, wobei dann schon in der Katanorm neben Cordierit freier Sillimanit auftritt nach der Gleichung

$$3\ \text{Sill} = 2\ \text{C} + 1\ \text{Q}$$

Sind solche Gesteine zugleich kalireich, dann wird ein Teil des Sill wiederum zur Ms-Bildung verbraucht nach (4). Es ergibt sich daraus die neue Gesellschaft:

8. Bi, Ms, Sill, (Cord/Fe-Cord), und als Grenzfall
9. Bi, Ms, (Cord/Fe-Cord)

Als Anwendung wurden die verschiedenen Varianten für die Analysen A 12 und A 13 durchgerechnet. Es ergeben sich folgende Schlusskombinationen:

Modifizierte Katanorm:

	Cp	Ru	Mt	Or	Ab	An
A 12	0,3	0,9	1,0	—	22,3	5,5
A 13	0,4	0,9	1,5	4,2	6,8	2,8

	Bi	Ms	Cord	Pyp	Q
A 12	14,8	4,1	13,2	2,3	35,6
A 13	8,5	24,1	—	13,8*	37,0

(* Almandinanteil 0,4%)

d. h. trotz des höheren Ca-Gehaltes in A 12 ein saurerer Plag, da der höhere Na_2O-Gehalt eine relativ grössere Menge Ab bilden liess.

A 12 Plag 20% An
A 13 Plag 26% An

Bei A 12 tritt also gerade noch etwas primärer Muskowit auf, was zusammen mit dem geringen Granatgehalt sehr gut mit dem Modus übereinstimmt. Will man von hier aus zu den Chiastolithschiefern gelangen, so gilt, was unter Punkt 2 gesagt wurde (S. 106). Bei A 13 müsste freier K-Feldspat auftreten, was für keinen Fall der Hornfelse zutrifft.

Ein Vergleich mit den Schliffbeobachtungen über die gegenseitigen Beziehungen der Mineralien ergibt:

1. Cordierit kann neben Chiastolith, Biotit und Granat noch in vielen Fällen nachgewiesen werden (Komb. 5), d.h. Gleichung (2) braucht nicht einseitig nach rechts abzulaufen; sondern es stellt sich ein durch die (p, T)-Bedingungen gegebenes Gleichgewicht ein. Immerhin lässt sich sehr schön verfolgen, wie der Gehalt an Cordierit mit dem Auftreten von Chiastolith deutlich abnimmt. In jenen Schliffen hingegen, die neben Chiastolith und Biotit auch noch primären Muskowit (Komb. 3) enthalten, scheint Cordierit ganz zu fehlen. Wahrscheinlich wird, wie V. M. Goldschmidt vermutete, die Reaktion (6) ganz nach rechts verlaufen, wenn sie einsetzt, d.h. (Mg/Fe) wird aus (Cord/Fe-Cord) restlos in den Biotit übergehen.

2. Gesteine mit Cordierit neben Sillimanit ohne Granat (Typ III) bilden nur schmale lokale Einschaltungen in den Typen I und II. Die Gesteine sind dunkler und muten tonerdereicher an; doch fehlt eine Analyse. Ein schönes Vorkommen findet sich z.B. genau östlich der Alphütte (400 m von P. 1814) in der Schlucht, auf der rechten Seite direkt am Bach.

3. Da K-Feldspat in allen Hornfelsen fehlt, darf A 13 nicht ohne weiteres als Ausgangschemismus betrachtet werden. Man kann annehmen, A 13 hätte zufälligerweise ein kaliumreicheres Gestein getroffen. Andrerseits entspricht jedoch das Alkaliverhältnis in A 13 viel eher den Werten eines normalen Tonschiefers als A 12. Da die Hornfelse sicher Abkömmlinge analoger Tonschiefer sind, liegt die Annahme einer Veränderung im Alkaliverhältnis während der Kontaktmetamor-

phose auf der Hand. Eine Na-Zufuhr und damit eine relative Erniedrigung des K-Gehaltes kommt aus quantitativen Gründen nicht in Frage, denn der K_2O-Gehalt müsste nach den Analysen etwa auf die Hälfte reduziert werden. Hingegen könnte eine hypothetische Wegfuhr mit den Pegmatiten in Zusammenhang gebracht werden (siehe unten S. 110). Tatsächlich führten Feldbeobachtungen auf ähnliche Vermutungen: Schmale Pegmatite sind muskowitreich, grössere im Innern Ms-frei, am Rande muskowitführend. Diese Erscheinung wurde auf Wechselwirkung mit dem Nebengestein zurückgeführt, d.h. auf Resorption kalireicher molekulardisperser Phasen durch das chymogene Neosom und nicht auf partielle pegmatitische Schübe — dagegen sprechen die kontinuierlichen Übergänge — oder interne Differentiationen — denn dann wäre die Reihenfolge eher umgekehrt.

4. Obwohl Turmalin den Pegmatiten (s. S. 110) selbst fehlt, kann doch an der pneumatolytischen Entstehung der Turmaline in den Hornfelsen kaum gezweifelt werden, da die Koppelung an die thermisch-kontaktmetamorphe Provinz zu auffällig ist[19]). Eingeschwemmter (oder authigener?) Turmalin fehlt in den Phylliten der Val Gliems keineswegs; doch sind immer nur geringe Mengen vorhanden.

Aus den bisherigen Erläuterungen ergeben sich für die Hornfelstypen I—III folgende Besonderheiten:

a) Statt Orthaugit und Orthoklas bilden sich Biotit und Muskowit. Schuld daran ist wahrscheinlich der hohe Wassergehalt.

b) Sillimanit entsteht nur in besonders tonerdereichen Einlagerungen, verdankt also sein Auftreten besonderen chemischen Verhältnissen.

c) Für den Ersatz von Cordierit durch Chiastolith + Granat ist am ehesten, zusätzlich zur Temperaturerhöhung, eine leichte Beanspruchung durch gerichteten Druck verantwortlich zu machen. Mindestens lassen alle Chiastolithhornfelse, auch wenn diaphtoritische Tendenzen völlig fehlen, eine deutliche Kristallisationsschieferung erkennen.

β) *Hornblendehornfelse* (Typ IV)

Mineralbestand:

Quarz	30—40%	Sericit	Titanit
Plagioklas	25—35	Klinozoisit-Epidot	Zirkon
Hornblende	30	Chlorit	Magnetit

[19]) An einzelnen Stellen kann die Turmalinisierung so überhand nehmen, dass eigentliche Luxullianite entstehen.

Quarz vorwiegend polygonal. Als Plagioklas ein Andesin-Labrador (An 48—50%), leicht bis deutlich zersetzt in ein Gemenge von Sericit und Klinozoisit-Epidot. Hornblende langprismatisch, leicht ausgefasert, farblos, $n\gamma/c = 18°$, $(n\,\gamma - n\,\alpha) = 0{,}026$ (Strahlstein). Deutlich idiomorph gegenüber den hellen Gemengteilen; beliebig angeordnet und sich gegenseitig durchdringend. Trotz nematoblastischer Tendenz deutliche Hornfelsstruktur.

Die Entstehung dieser nur sehr lokal auftretenden Gesteine muss wie jene der Sillimanit-Hornfelse auf speziellen Chemismus zurückgeführt werden. Zur Illustration wurden für A 12 und A 13 die maximal möglichen Hornblendebestände berechnet. Variante 1 gilt für Aktinolith, Variante 2 für Cummingtonit.

Variante 1:

	Cp	Ru	Hm	Ab	Ms	Pg	Akt	Ant	Fe-Ant	Q
A 12	0,3	0,9	0,7	12,6	17,0	13,6	8,5	6,0	4,4	36,0
A 13	0,4	0,9	1,0	4,8	37,2	2,8	4,5	7,1	5,2	36,1

Variante 2:

	Cp	Ru	Hm	Ab	Ms	Pg	Cumm	Zo
A 12	0,3	0,9	0,7	18,0	17,0	6,0	10,7	4,4
A 13	0,4	0,9	1,0	6,8	37,2	—	10,7	1,5

	Pi	Fe-At	Fe-Ant	Q
A 12	—	1,4	6,0	34,6
A 13	0,8	—	6,4	34,3

Es wären also höchstens 8,5% Akt bzw. 10,7% Cumm denkbar; zudem bliebe ein reiner Albit zurück. Für die Hornfelse vom Typ IV muss also schon primär ein wesentlich höherer MgO- und CaO-Gehalt angenommen werden (Chemismus z. B. etwa entsprechend A 10).

γ) Diaphtoritische Hornfelse und Grenzgesteine

Der Hornfelskomplex wird durchsetzt von zahlreichen alpinen Scherflächen, so dass nur noch ein recht beschränkter Teil der Gesteine seinen ursprünglichen Habitus bewahren konnte. In Verbindung mit der deutlichen bis sehr intensiven Verschieferung machen sich vor allem folgende Mineralumwandlungen bemerkbar:

Chiastolith	→ Sericit	Biotit	→ Chlorit
Cordierit	→ Pinit	Granat	→ Chlorit
Plagioklas	→ Saussurit	Muskowit	→ Sericit

Es entstehen so Chlorit-Sericit-Phyllite, die nur noch an Hand der Relikte als ehemalige Hornfelse identifiziert werden können.

Die Epinormen lauten:

	Cp	Ru	Hm	Ms	Ab	Zo	Gram	At	Serp	Q
A 12	0,3	0,9	0,7	17,0	22,3	4,4	—	5,4	11,7	37,3
A 13	0,4	0,9	1,0	37,2	6,8	2,1	0,5	—	14,5	36,6

und stimmen gut mit den Moduli überein.

Tatsächlich können noch fast immer reliktische Anzeichen festgestellt werden, vor allem Sericitpseudomorphosen nach Chiastolith und Granatrelikte in einem Chloritgewebe. Dass gerade Granat so lange erhalten bleibt, hängt wahrscheinlich mit der Schutzhülle zusammen (WISEMAN [40]).

Im S werden die Hornfelse durch Konglomeratgneise begrenzt. Während die kontaktnächsten Gesteine noch eine Umwandlung erkennen lassen (Hornfelsstruktur der hellen Gemengteile), ist in den Gneisen schon sehr bald kein Einfluss mehr spürbar.

Gegen N folgen Phyllite, Quarzite, Hornblende- und Biotitgneise (psammitisch bis feinkonglomeratisch) mit deutlich schwächerer Metamorphose.

δ) *Pegmatite*

Eine für die Genesis wichtige Gesteinsgruppe muss hier noch kurz beschrieben werden: Die Pegmatite. Ihr Vorkommen ist auf die topographisch tiefsten Stellen beschränkt, d.h. auf die Mündung der Val Pintga de Cavrein und auf die Schlucht östlich der Alphütte. Die Mächtigkeit der schwarmartig auftretenden Gänge schwankt zwischen mehreren cm und wenigen m.

Mineralbestand:	Quarz	50—60%	Sericit
	Albit	40—50	Calcit
	Muskowit	0—20	

Albit (An 5—6%) licht mit Sericit überstreut, treppenförmig verbogene und zerbrochene Albite in einem nur schwach kataklastischen Quarzgefüge. Muskowit vor allem in den Randzonen.

Diese Art der Pegmatite (reine Quarz-Albitgefüge mit Muskowit) findet sich nur innerhalb der Hornfelse und fehlt der nördlich anschliessenden Injektionszone vollständig.

ε) *Ursache der Metamorphose*

Die Ursache der thermischen Kontaktmetamorphose ist nicht so leicht abzuklären, wie es zunächst den Eindruck erweckt; denn

die Intrusion des nördlich anschliessenden zentralen Aaregranits kommt aus mehreren Gründen für die Deutung nicht in Frage. Am besten erkennt man die Zusammenhänge im östlichsten Teil der Hornfelse, wenn man von P. 1861 weg gegen NW die Änderung der Metamorphoseintensität verfolgt. Bei P. 1861 werden die Konglomeratgneise durch Chiastolithhornfelse abgelöst, also Gesteine mit sehr starker Umkristallisation. Dieser Grad der Metamorphose hält an bis etwa 50—80 m südlich der Wegspur, die von Alp Cavrein nach Alp Russein hinüberführt. Am Weglein selbst stehen bereits rein dislokationsmetamorphe Phyllite an, die keinerlei thermische Beanspruchung aufweisen (A 13). Als diaphtoritische Hornfelse dürfen diese Sericitphyllite auf keinen Fall angesprochen werden, da sie einen völlig anderen Habitus besitzen (genau übereinstimmend mit jenem der Gliemsphyllite). Auch die geringste Spur einer reliktischen Struktur fehlt. Sie sind wohl als Ausgangsmaterial für die Hornfelse aufzufassen, nicht aber als Produkt retrograder Entwicklung.

Dieses erstaunlich rasche Abklingen der thermischen Kontaktmetamorphose gegen N schliesst die Intrusion des zentralen Aaregranits als Möglichkeit für die Erklärung aus, was schon aus der viel schwächeren Veränderung des phyllitischen Stereogens der südlichen Mischgesteinsserie hervorgeht. Der Kontakt des südlichen Aaregranites seinerseits ist zu weit entfernt (Horizontaldistanz ca. 500 m). Es bleiben somit noch die Pegmatite. Da man ihnen allein wohl kaum diese Wirkung zuschreiben darf, müssen beide Phänomene — Pegmatite und thermische Kontaktmetamorphose — auf eine gemeinsame Ursache zurückgeführt werden: Auf einen nicht mehr aufgeschlossenen Stock granitischer Gesteine, einen Stock, der vielleicht am ehesten mit dem südlichen Aaregranit in Beziehung stehen mag (s. S. 113).

Die zunächst etwas gewagt und konstruiert erscheinende Arbeitshypothese gibt tatsächlich die einzige Möglichkeit, alle Erscheinungen widerspruchlos zu interpretieren. Sie lässt sich zudem durch zwei bereits genannte Beobachtungen stützen: a) Zunahme der Pegmatithäufigkeit gegen unten (die Umgebung von P. 1861 ist frei von Pegmatiten, während in 100 m Horizontaldistanz auf nahezu 1800 m bereits zahlreiche Gänge die Hornfelse durchschwärmen; die Pegmatite werden übrigens, wenn auch selten, begleitet von quarzporphyrischen Gesteinen), b) linsenförmige Gestalt des Kontakthofes (Dachpartie des Stockes).

Wie den Profilen von Fr. Weber entnommen werden kann, gelangte auch er zur skizzierten Anschauung.

b) Die Chiastolithschiefer der Val Gliems

Im Talboden der Val Gliems — auf 2400 m, wenig NE des Riegels — stösst man am Rande der Alluvion auf mehrere kleine Aufschlüsse mit Chiastolithschiefern. Es sind metamorphe Derivate des pelitischen Sedimentationsraumes, die gegen N sehr rasch von psephitischen Bildungen (hornblendefrei) abgelöst werden. An der S-Grenze decken die Alluvionen sie zu.

Weniger metamorphe Gesteine desselben Ausgangsmaterials findet man auch in Aufschlüssen im Hintergrund der Val Gliems. Es handelt sich dort um gewöhnliche, stark pigmentierte Phyllite, welche zusätzlich zur Dislokationsmetamorphose in der unmittelbaren Umgebung einzelner Dioritporphyrite (Streichen SW-NE) Knotenbildungen erkennen lassen. Die intensivere thermische Beeinflussung mit Chiastolithbildung scheint demnach auch in der Val Gliems an einen linsenförmigen Hof gebunden zu sein.

Die Aufschlüsse bestehen neben einzelnen Knotenschieferpaketen vor allem aus Chiastolithschiefern bis -hornfelsen. Diese sind wesentlich zäher und kompakter gebaut als die übrigen pelitischen Abkömmlinge, bewahren jedoch immer eine straffe Kristallisationsschieferung. Mineralogisch ergeben sich weitgehende Analogien mit den Chiastolithhornfelsen der Alp Cavrein; doch sind die oft sehr schön kreuzförmig gezeichneten Chiastolithprismen wesentlich kleiner.

Mineralbestand:	Quarz	Plagioklas	Apatit
	Cordierit	Granat	Titanit
	Biotit-Chlorit	Turmalin	
	Muskowit	Epidot	
	Chiastolith		

Sedimentäre Wechsellagerung macht sich im quantitativen Mineralbestand bemerkbar. Weniger stark umgewandelte Typen besitzen ein feinkörniges Quarzgefüge mit gleichmässig verteiltem Chlorit oder Biotit, eventuell lagenweise abwechselnd, als melanokratem Hauptmineral. Darin eingelagert, von der Schieferung unabhängig, finden sich mehrere mm grosse Chiastolithquerschnitte. Im Innern wurden sie vollständig durch feinschuppigen Sericit ersetzt, während die Randpartien dieser linsenförmigen Aggregate durch grobblättrigen Muskowit eingenommen werden. Granat, leicht chloritisiert, fehlt manchen Varietäten. Bei stärkerer Umkristallisation entstehen typische Hornfelsstrukturen. Besonders in der Nähe der linsenförmigen Sericit-Muskowit-Pseudomorphosen (noch deutlich kreuzförmig gezeichnet) häufen sich grössere Cordieritporphyroblasten, die von Quarztropfen durchsiebt werden; doch sind leicht pinitisch zersetzte Individuen auch in den übrigen Teilen des Gesteins häufig anzutreffen. Ein saurer Plagioklas ist ebenfalls anwesend, scheint jedoch stark zurückzutreten; die Diagnose wird,

da Zwillingslamellen fehlen, sehr erschwert. Zahlreiche, oft recht grosse gelb pleochroitische Turmalinsäulen scharen sich in der Nähe von Chiastolithknoten.

Mehrere lamprophyrische Gänge durchsetzen diesen Komplex völlig unabhängig von den übrigen Richtungen. Doch ist im Nebengestein eine leichte Abhängigkeit der Chiastolithknotenzahl von der Gangdistanz wahrnehmbar. Es sind quarzführende Kersantite bis Hornblendekersantite — oft mehrere m mächtig — von graubrauner bis braunschwarzer Farbe und recht grobem Korn.

Mineralbestand:	Plagioklas zersetzt	Chlorit	Titanit
	Biotit	Turmalin	Apatit
	Hornblende	Epidot	Erz
	Quarz		

Plagioklas völlig mit Sericit gefüllt. Linsenförmige Aggregate eines grobblättrigen Biotits und einer farblosen bis leicht grünlichen Hornblende. Beide intensiv miteinander verwachsen, sonst aber ohne sichtbare genetische Beziehungen; grössere, oft ganz plagioklasfreie Aggregate im Innern hornblendereicher, gegen die Randzonen hin fast nur Biotit. Xenomorpher Quarz in den Zwickeln zwischen den Feldspäten.

Ausserdem trifft man hornblendefreie und — vor allem an den Gangrändern — Typen mit recht hohem Quarzgehalt. Einzelne dieser Lamprophyre wurden so stark epizonal überprägt, dass heute reine Chloritschiefer vorliegen; doch lässt die durchgreifende Lagerung den Gangcharakter noch gut erkennen. Kennzeichnenderweise wurde dabei der Biotit gänzlich chloritisiert, während die strahlsteinartige Hornblende weitgehend erhalten blieb.

Diese Gänge müssen mit der thermischen Kontaktmetamorphose der Chiastolithschiefer irgendwie verknüpft sein, da sie den übrigen Gebieten ganz fehlen (zudem leicht hofförmige Anordnung der Chiastolithquerschnitte). Mit den Dioritporphyriten (s. S. 95) besteht wahrscheinlich kein Zusammenhang; denn diese folgen durchwegs dem generellen Streichen (hier WSW-ENE bis SW-NE), während die Kersantite die NG beliebig durchschlagen, sich verästeln und auch mineralogisch und strukturell wesentlich anders gebaut sind. Die Lamprophyre besitzen, vom metamorphen Zustand aus betrachtet, für den Gliemskomplex ähnliche Stellung wie die Pegmatite für jenen der Alp Cavrein. Auch hier könnte aus der linsenförmigen Gestalt des Kontakthofes auf einen nicht mehr aufgeschlossenen Stock magmatischer Gesteine geschlossen werden. Der Zusammenhang mit dem südlichen Aaregranit s. str. ist für dieses Vorkommen noch naheliegender. Der heute aufgeschlossene Teil des südlichen Aaregranits — südlich des Gliemstalbodens in ca. 150 m Distanz — fällt allerdings für die Deutung ausser

Betracht, nicht so sehr weil am sichtbaren Kontakt (P. 2868) ausgeprägte Bewegungshorizonte vorhanden sind, als weil diese thermische Kontaktmetamorphose sich auf ein sehr kleines Gebiet beschränkt (pigmentierte Phyllite im Hintergrund der Val Gliems!).

C. CHEMISCHE UND ORGANOGENE ABLAGERUNGEN

1. Kalksilikatlinsen und Marmore

Es liegt in der Natur der betrachteten Paragesteinsprovinz, dass chemischen Ausscheidungen, insbesondere Kalken, nur sehr geringe Bedeutung zukommt. Dennoch wurden einige räumlich beschränkte Vorkommen karbonatreicher Gesteine angetroffen, analog den in der westlichen Fortsetzung mehrfach auftretenden Kalksilikatlinsen (vgl. W. Huber [12]).

In der Injektionszone nördlich der Val Pintga de Cavrein sind schmale calcitreiche Linsen in den Gneisen nicht einmal selten. Als schönstes Beispiel steht eine mehrere m mächtige Platte von Grammatitmarmor direkt am Bach der Val Cavardiras, etwa 900 m SW der Alp Cavrein sura, an. Der zentrale Teil dieser Linsen besteht meist aus Grammatitmarmor (z.B. 24% Grammatit, 76% Calcit; Dolomit fehlt gänzlich, d.h. das Mg wurde restlos aufgebraucht), während sich an den Übergängen langsam Hornblende, Quarz, Feldspäte, Sericit, Chlorit einschalten, bis Calcit ganz verschwindet.

Einzelne zugartige Zonen der Gneise SW P. 2382, an welche die berühmten Epidotfundstellen (mit viel Papierspat) gebunden sind (vgl. (25)), enthalten ebenfalls zahlreiche, meist wenige cm dicke, karbonatreiche Lagen, ebenso wie die Gneise bei P. 2626.

Ein an einen Spessartit grenzender kontaktmetamorpher Marmor der Injektionszone (Val Pintga de Cavrein) ist durch seinen abweichenden Mineralbestand erwähnenswert: Neben Calcit viel Diopsid, etwas Vesuvian und wenig grün pleochroitische Hornblende.

Hierher gehören eigentlich auch die Calcit-Epidot-Aktinolithlagen der Hornblendeschiefer in der Val Gliems (s. S. 93), die bereits mit den Sedimenten des pelitischen Raumes beschrieben wurden.

2. Kohlige Einlagerungen

Graphitführende Gesteine wurden bereits beschrieben (s. S. 78). Hier soll nur noch eine grössere Linse kohliger Gesteine erwähnt

werden. Sie liegt in den Konglomeratgneisen südwestlich des Piz Gliems, besitzt eine Mächtigkeit von wenigen m und lässt sich über 120 m verfolgen. Gegen oben keilt sie langsam aus; gegen unten verschwindet sie — am Fusse der Schrofenwand — im Schutt. Trägergestein ist ein stark kohliger Quarzit mit sehr schönen gestriemten Graphitharnischen. Darin eingelagert finden sich mm bis cm dicke Lagen einst kohliger Substanz; heute bestehen sie hauptsächlich aus Graphit. Anthrazit, der möglicherweise — bes. in den mächtigeren — ebenfalls anwesend ist, konnte nicht mehr sicher nachgewiesen werden.

Analoge Linsen, nur von viel geringerem Ausmass, wurden in den schwarzen Phylliten westlich des Piz Gliems mehrfach angetroffen.

3. Vererzungen

Auf Vererzungszonen sei nur deshalb kurz hingewiesen, weil Fr. Weber in seiner Karte einen Hämatitschiefer in der Val Gliems erwähnt. Ein entsprechender Itabirit wurde bereits S. 34 beschrieben. Nun ist dies keineswegs das einzige erzreiche Gestein, sondern eigentliche Vererzungen mit Pyrit, Ilmenit oder Hämatit wurden an mehreren Stellen angetroffen. Da diese Erze immer schichtweise auftreten, ist es naheliegend, ihre Entstehung erzreichen Lösungen, die während der Sedimentation herbeigeführt wurden, zuzuschreiben. Die Erwähnung einzelner besonders erzreicher Horizonte erwies sich für unseren Massstab als wenig sinnvoll.

D. DIE GESTEINE DER INJEKTIONSZONE

Im westlichen Teil des Paragesteinskomplexes wurden die Gesteine vom zentralen Aaregranit stellenweise so stark beeinflusst, dass eigentliche Mischgneise entstanden. Das Stereogen — vorwiegend feinkörnige Psammitgneise mit einzelnen Geröllbänken — wird von zahlreichen, meist wenigen m mächtigen Granitapophysen durchschlagen, in deren Gefolge — und mit ihnen in unverkennbarem Zusammenhang stehend — viele Aplite und Pegmatite eindrangen. Die Beziehungen zwischen Neosom und Paläosom in den dadurch verursachten Stromatiten, Ophtalmiten und Phlebiten entsprechen mineralogisch und strukturell jenen der südlichen Mischgesteinsserie. Hingegen sind die Phyllite hier meist durch Biotit-, Chlorit- oder Hornblendegneise ersetzt. In bezug auf die Zusammensetzung der Pegmatite und Aplite und der

Neubildungen im Stereogen gilt Entsprechendes. Als Besonderheit seien einzelne Turmalin- und Orthitvorkommen (jene im Stereogen, diese in den Pegmatiten) erwähnt.

In den südlichen Hängen der Val Cavardiras, am Kontakt mit dem südlichen Aaregranit, ist analoge Durchaderung mit pegmatitischem und aplitischem Material festzustellen, nur in viel geringerem Umfange.

E. GANGGESTEINE

Ausser den bereits beschriebenen Ganggesteinen (Dioritporphyrite s. S. 95, Kersantite s. S. 113) finden sich im Untersuchungsgebiet nur noch einzelne Spessartite (westlich Alp Russein und Val Cavardiras, s. S. 114) sowie Granitporphyre und Quarzdioritporphyrite (Val Gliems, Cuolmet de Trun, vgl. Kartenskizze).

III. TEKTONIK UND SEDIMENTATION DIE ALTERSFRAGE

Während im petrogenetischen Bereiche sich bei den Deutungsversuchen kaum grundsätzliche Schwierigkeiten ergeben, bleibt die Stellung dieses Komplexes innerhalb des ganzen Massivs und vor allem auch das Verhältnis zu den Nachbargesteinen wesentlich unklarer. Obschon systematische Untersuchungen tektonisch-stratigraphischer Natur nicht mehr in den Rahmen dieser Arbeit gehören, seien doch jene Beobachtungen mitgeteilt, die auf die wichtigsten Probleme etwas Licht zu werfen vermögen. Daraus lässt sich anschliessend eine Arbeitshypothese ableiten. Die Altersfrage wurde in einem separaten Abschnitt behandelt, um der zentralen Stellung und den besonderen Schwierigkeiten gerecht zu werden.

A. ZUR TEKTONIK

1. Beziehungen zwischen Schichtung und Schieferung

Die Gesteine sind prägranitisch, wurden also mindestens von einer Spätphase der herzynischen Orogenese noch erfasst. Es müssen deshalb 3 Flächen erster Ordnung unterschieden werden: Schichtung, herzy-

nische und alpine Verschieferungsfläche. Von evtl. älteren Verschieferungen bzw. Teilphasen wird vorläufig abgesehen.

Der Verlauf der Schichtung lässt sich heute noch an sehr vielen Stellen rekonstruieren, sei es an stratigraphischen Faciesübergängen, sei es an der Lage der Gerölle. Schwieriger hingegen ist die Trennung und Zuordnung der zwei Hauptverschieferungsrichtungen. Doch zeigt sich gerade in ihrem Verhältnis zueinander der den umgebenden Gebieten grundsätzlich fremde Baustil. Im nördlichen Komplex streichen die alpinen und herzynischen Verschieferungsflächen, die nur in Ausnahmefällen nicht zusammenfallen, generell WSW-ENE. Für die alpine Beanspruchung gilt diese Richtung auch im südlichen Paragesteinskomplex, mit unwesentlichen Abweichungen; nicht so hingegen für die herzynische. Im zentralen und westlichen Teil dieser Zone erkennt man sehr schön, dass Schichtung und ältere Verschieferung nahezu N-S verlaufen (sehr deutlich z.B. in den Felsen SW unterhalb der Alp Russein). Weiter gegen E findet dann ein allgemeines Abbiegen nach E-W statt. Besonders gut erhalten blieben die N-S-Strukturen in den kompakten zähen hornblendereichen Konglomeratgneisen, die der alpinen Beanspruchung den grössten Widerstand entgegensetzten. Die innersten Partien der grössten Konglomeratgneisstöcke werden nur noch von mehr oder weniger gescharten Verwerfungen durchzogen und in kleinen Blöcken gegeneinander versetzt, ohne dass eine weitere Veränderung stattgefunden hätte. Sie besitzen deshalb noch ihren ursprünglichen herzynischen Mineralbestand. Gegen die Randgebiete hin und in kleineren Komplexen bestimmt allerdings die alpine Überprägung den heutigen Charakter der Gesteine. Sie hat dabei zugleich auch ältere Strukturen meist völlig zerstört. Vor allem aber fanden die grössten alpinen Differentialbewegungen in den Hauptschwächezonen statt, d.h. entweder in nachgiebigen Gesteinen (Phyllite etc.) oder an Diskontinuitätsflächen erster Ordnung (Granitkontakte).

In den Konglomeratgneisen stimmen Schichtung und herzynische Verschieferung meist überein (sofern überhaupt von einer selbständigen herzynischen Verschieferungsphase gesprochen werden kann), d. h. die Differentialbewegungen wirkten sich ebenfalls in den vorgegebenen Diskontinuitätsflächen aus. Die Phyllite hingegen, diese flyschartigen Bildungen, verhielten sich der mechanischen Beanspruchung gegenüber weitgehend plastisch. Sie zeigen, besonders deutlich in den mittleren Teilen der Val Gliems, im Kleinen jene Verfältelungs- und Verknetungserscheinungen, die aus Flysch- und Bündnerschiefergebieten im Grossen bekannt sind. Dass es sich um herzynische Fältelungen handelt, beweisen die gradlinig durchschneidenden jüngeren (alpinen) Bewegungshorizonte (Vgl. Fig. 31).

Die alpinen Bewegungen, die gewöhnlich, im Detail wie im Grossen, nur zu

Verschuppungen führten, können unter bestimmten Bedingungen jedoch ebenfalls Kleinfältelungen veranlassen, im Stile von Flexuren. Sie finden sich vor allem in jenen Teilen der Phyllite, deren frühere Strukturen mit der alpinen Richtung einen nicht unwesentlichen Winkel bildeten (z. B. um 45°). Während in diesem Falle die kompakten Gneise in subparallele Lamellen zerbrochen wurden (teilweise auch Zerbrechen nach vorgezeichneten Schwächezonen, verbunden mit Eindrehen der Bruchstücke), liessen sich die leichter deformierbaren Phyllite verbiegen. Die Schenkel sind immer deutlich asymmetrisch. Dass es sich um Effekte alpiner Bewegungen handelt, beweisen die diaphtoritischen Prozesse (s. S. 93).

Die hauptsächlichsten herzynischen Strukturen, soweit sie sich noch rekonstruieren lassen, sind in Fig. 33 eingetragen. Der Bauplan ist im Grossen einfach: N-S-Streichen im W und im Zentrum, gegen E dann ein grossradiges Abbiegen nach NE-SW (teilweise bis WSW-ENE). Im Kleinen hingegen sind besonders in den Phylliten mannigfache Komplikationen festzustellen. Kleinere Umbiegungen lassen sich vor allem auch südl. des Piz Cuolmet (bei P. 2382) und in den Hornfelsen der Alp Cavrein verfolgen. Der S-förmige Verlauf kann als Synklinale (P. 2382) und Antiklinale (P. 1861) aufgefasst werden, mit einem Öffnungswinkel von etwa 135° und sehr steil nach SE (ca. 80°) einfallender Faltenachse. Gerade hier spielen allerdings wohl schon alpine Bewegungen eine Hauptrolle.

Im ganzen fand während der herzynischen Orogenese eine Einfaltung dieses Komplexes statt mit nur geringer Verschuppung. Ganz anders äusserte sich die alpine Gebirgsbildung. Abgesehen von sehr untergeordneten Verfältelungen wirkten sich die Bewegungen in zahlreichen Verschieferungs- und Verschuppungsebenen aus, die generell ENE-WSW streichen und steil gegen SSE einfallen. Vor allem häufen sie sich gegen die N- und S-Grenze des Komplexes hin. Am autochthonen Sedimentmantel, der ebenfalls deutlich verschoben wurde, fand Mitschleppung der Phyllite statt, so dass die herzynische Diskordanz nicht überall mehr gut erhalten blieb.

2. Das Verhältnis zum südlichen und zentralen Aaregranit

Der Grenzverlauf des Paragesteinskomplexes sei kurz beschrieben.

Im W ist der Kontakt mit dem südlichen Aaregranit sicher primär, da die Konglomeratgneise von zahlreichen Apliten und Pegmatiten durchschwärmt werden (Injektionszone). Am N-Grat des Piz Avat ist dieser Kontakt durch eine unzweifelhafte Bewegungsfläche ersetzt. Gänge fehlen hier ganz. Dieser Bewegungshorizont muss jedoch gegen W schon nach wenigen km in die Luft streichen. Gegen E (Punteglias-

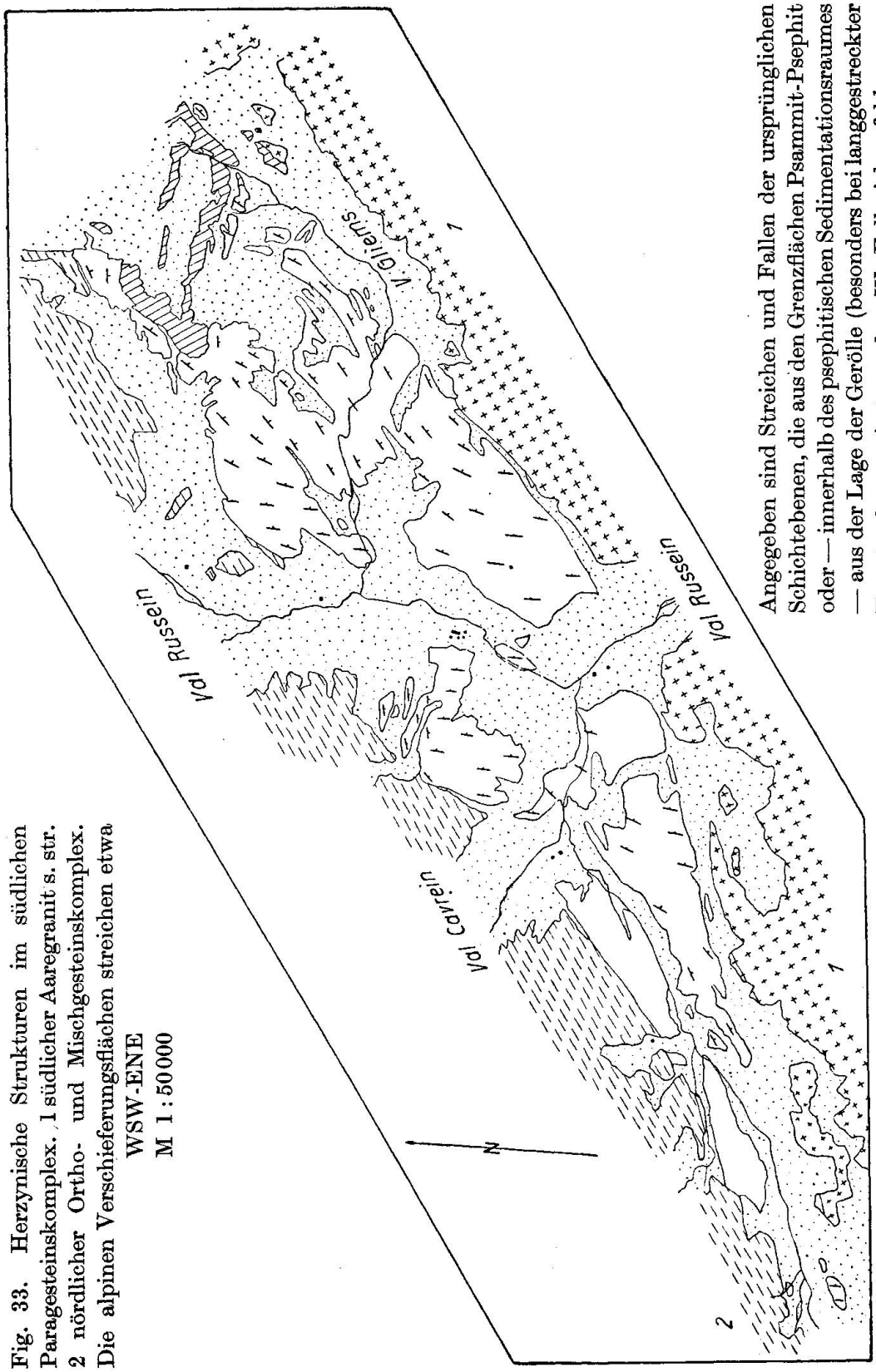


Fig. 33. Herzynische Strukturen im südlichen Paragesteinskomplex. 1 südlicher Aaregranit s. str. 2 nördlicher Ortho- und Mischgesteinskomplex. Die alpinen Verschieferungsflächen streichen etwa WSW-ENE M 1 : 50000

Angegeben sind Streichen und Fallen der ursprünglichen Schichtebenen, die aus den Grenzflächen Psammit-Psephit oder — innerhalb des psephitischen Sedimentationsraumes — aus der Lage der Gerölle (besonders bei langgestreckter Form) rekonstruiert wurden. Wo Fallzeichen fehlen, wurden die herzynischen Strukturen durch die alpine Verschieferung völlig verwischt.

lücke-Frisallücke) mag er sich weiter vertiefen. Dass die Grenze des südlichen Aaregranites im östlichen Teil tektonisch ist, während gegen W eine nicht unbeträchtliche Aufschmelzung (bzw. Verdrängung) stattgefunden haben muss, erkennt man schon am Verlauf. Bei P. 2626 gehen die herzynischen Strukturen der Grenze noch nahezu parallel, im W stehen sie fast senkrecht dazu.

Die Grenzziehung ist im S klar, da sich nirgends andere Gesteine zwischenschalten. Etwas unübersichtlicher werden die Verhältnisse jedoch im N, allerdings erst im westlichen Abschnitt. Im E, am Grat des Piz Gliems, folgt gegen N auf die Konglomeratgneise direkt der zentrale Aaregranit. Nördlich der Alp Russein de Trun stehen Phyllite an, die wahrscheinlich bereits zum nördlichen Komplex gehören (südliche Mischgesteinsserie). Der Kontakt südlich des Piz Cuolmet (P. 2382) lässt sich ebenfalls genau lokalisieren, da wiederum der Granit anschliesst, der auch längs der Injektionszone der Val Cavardiras die Grenze darstellt, wobei die Zugehörigkeit der südlichen Gesteine durch eingelagerte Konglomeratgneise gesichert ist. Zweifelhafter erscheint hingegen die Umgebung der Cavardirashütte.

Die Stellung der Felsen östlich unterhalb der Hütte ist klar, da sich dort Amphibolitgerölle mit Durchmessern bis zu 30 cm fanden. Bei der Hütte wird der Granit, der bis hierher die Grenzziehung erleichterte, vollständig durch eine Injektions- und Schollenzone ersetzt. Da nun aber für das Stereogen der südlichen Mischgesteinsserie kein allgemeingültiges und leicht erkennbares Indiz besteht, ist es heute nicht mehr möglich, zu entscheiden, ob an der Schollenzone nicht auch noch Gesteine der südlichen Paragesteinsserie beteiligt sind, um so mehr als das Hornblendegneisstereogen der schönen Stromatite, welche die S-Hänge des Gwasmet durchziehen, ohne weiteres als Paragestein des südlichen Komplexes aufgefasst werden kann. Tektonische Komplikationen sind sehr wohl denkbar.

Es sei erwähnt, dass in jenen Amphiboliten, die W. Huber (12) vom Fuss des 2. südlichen Stremzahnes beschreibt, ebenfalls Gerölle bis zu cm-Grösse gefunden wurden.

B. ZUR SEDIMENTATION

1. Das Verhältnis zwischen psephitischem und pelitischem Ablagerungsraum

Ein Blick auf die Kartenskizze genügt, um die Komplexheit der Beziehungen zwischen psephitischen und pelitischen Ablagerungen darzulegen. Im Hauptverbreitungsgebiet der pelitischen Bildungen, in der mittleren Val Gliems und den nördlich anschliessenden Hängen, werden für den Grenzverlauf vor allem 2 Richtungspaare bevorzugt: Die Schicht-

ebenen (herzynische Strukturen) streichen im SW-Teil N-S und biegen im E nach NE-SW um. Die orthogonalen Trajektorien, vor allem die Richtungen NW-SE und E-W, finden sich ebenfalls als Grenzlinien, wenn auch meist nur auf kurze Strecken; es handelt sich dabei um lithologische Übergänge in der Richtung des Streichens.

Die Sedimentation der Gerölle erfolgte für die einheitlichen Komplexe über ein grösseres Zeitintervall. Lang andauernde gleichartige Bedingungen herrschten auch bei der Entstehung der zentralen Partien der Phyllite. Gegen die Randzonen hin jedoch sind ausgeprägte Konvergenzerscheinungen festzustellen. Einerseits werden die hellen Lagen in den gebänderten Phylliten immer grobkörniger und meist auch quarzreicher, bis sie echt psammitischen Charakter annehmen, das Gestein also aus einer Wechsellagerung von Peliten mit Psammiten besteht; andererseits schalten sich zwischen die Konglomeratbänke in immer grösserer Zahl und Mächtigkeit Psammitbänder ein, die die Psephite u. U. völlig ersetzen.

In diesen Grenzzonen können in verwirrender Mannigfaltigkeit einzelne, oft wenig mächtige und scheinbar abrupt erfolgte Geröllschübe schmale, nahezu isolierte mergelig-tonige Sedimente ablösen. Dies gilt besonders für die beidseitige Einengung des Beckens im südöstlichsten Teil, in der mittleren Val Gliems, wo sich der Bach im oberen Riegel durch die weicheren Schiefer frisst. Von NE kommend, folgen auf sehr schöne Konglomeratgneise nach einem kurzen Übergang im Streichen (Wechsellagerung Psammit-Pelit) gebänderte Phyllite, die bereits nach 150 m wieder durch psephitische Bildungen ersetzt werden. Viel rascher noch sind naturgemäss die Wechsel senkrecht zum Streichen. Es wäre in diesem Gebiet auch sinnlos, profilmässig die Gesteinsabfolge quantitativ zu beschreiben, da keinem der Querschnitte repräsentativer Charakter zukommt.

2. Der pelitische Ablagerungsraum

Der Gesamtcharakter der pelitischen Sedimentation sei in diesem Zusammenhang nochmals kurz skizziert. Das Hauptmerkmal bilden die kurzfristig-zyklischen Wechsel, die sich im zentralen Teil des Beckens vor allem auf die Pigmentierung, in den Übergangsstellen auch auf Korngrösse und Bauschalchemismus auswirken und die wohl auf Koppelung mit orogenetischen Vorgängen schliessen lassen. Es bestehen damit weitgehende Analogien mit der Flyschsedimentation (vgl. Widmer [39]). Effekte submariner Rutschungen konnten ebenfalls festgestellt werden.

Die Hauptmasse der Sedimente entspricht tonigen bis mergelig-tonigen Bildungen (bzw. bis sandig-arkoseartig) seichter und räumlich beschränkter Festlandbecken, die raschen Wechseln unterworfen

waren. Zu gewissen Zeiten erfolgte Einlagerung organischer Substanzen, entweder in geringerer Menge gleichzeitig mit der Bildung der Tonmineralien, oder aber in eigenen, wenn auch sehr schmalen kleinen Linsen, zusammen mit fast reinem Quarzsand (wahrscheinlich nahezu abgeriegelte seichte Tümpel). Recht inkonstant war auch die Zufuhr kalkhaltiger Lösungen aus dem Hinterland. Sie veranlasste im allgemeinen die Entstehung stark mergeliger Zwischenlagen oder, in selteneren Fällen — vielleicht bei starken Austrocknungstendenzen — die Bildung schmaler Kalk- bis Dolomitschichten. Einzelne Vererzungen verdanken ihre Existenz eisen- und titanreichen Wässern.

3. Der psephitische Ablagerungsraum

Eigenschaften, gegenseitige Beziehungen und räumliche Verteilung der Gerölle wurden bereits an verschiedenen Orten erwähnt.

Die Flüsse wurden gespiesen durch ein Hinterland, das aus grossen Komplexen sehr hornblendereicher basischer Eruptivgesteine bzw. Amphibolite bestand. Andere Aufschlüsse lieferten helle Gneise, aplitisch-pegmatitisches Material, Hornblendegranite und Monzonite. Gleichzeitig, vor allem aber in gewissen Perioden stark aktiviert und die Sedimentation teilweise oder ganz beherrschend, erfolgte der Abtrag (bzw. bei Flussverlegungen die Zufuhr) von Sandsteinen, Arkosen und Quarziten. In dieser Gesellschaft stösst man oft auch auf Reste von Tonschiefern und von kohligen Bildungen, die auf interne Abtragungsperioden schliessen lassen. Kalke, bzw. Marmore müssen im Hinterland selten gewesen sein, was auch die geringe Bedeutung kalkhaltiger Lösungen für die Sedimentation in den Becken beweist.

Die Rundung der Gabbros, Diorite, Amphibolite, Gneise und Granite deutet auf einen mittleren Transportweg (vielleicht auch nicht länger als wenige km), während in einigen Zonen die hornblendefreien, an Quarziten und Chloritgneisen reichen Psephitgneise, die ihren brecciösen Charakter noch nahezu bewahrt haben, kaum eine leichte Verschwemmung erkennen lassen. Es wundert deshalb nicht, dass die Selektion nach Gestalt und Grösse — auch für die stärker gerundeten Gerölle — sich noch kaum bemerkbar macht. Intensive Vermischung scheint auch bezüglich der Herkunft zu herrschen.

Der Habitus dieser Psephitgneise, der vor allem durch Amphibolite und Hornblendezement bestimmt wird, ist für alte psephitische Gesteine der alpinen Zentralmassive (z. B. Karbonkonglomerate etc.) etwas ungewohnt. Schon dieser Umstand lässt auf lokale Bildung unter speziellen Bedingungen schliessen.

4. Das relative Alter

Aus der Art der Sedimentation sollte es an sich möglich sein, die Richtung der relativen Altersfolge zu bestimmen (Asymmetrie der Schübe). Die gebänderten Phyllite besitzen jedoch völlige Symmetrie der Unter- und Obergrenze; beide sind scharf gezogen, selbst bei Wechsellagerung mit Psammiten. In einzelnen Konglomeratgneisen in den S-Hängen der Val Gliems hingegen konnten plötzliches Einsetzen und langsames Ausklingen von schwarzen Quarzitkomponenten festgestellt werden. Die Schichtung streicht dort nahezu NE-SW, die ältere scharfe Grenze liegt im NW. Für die nordöstlichsten Teile des südlichen Paragesteinskomplexes gilt deshalb ganz grob: Abnahme des Alters von NW (überwiegend Pelite) nach SE (fast ausschliesslich Psephit-Psammite) (am ehesten anzuwenden auf die Serie zwischen den Hängen SW unterhalb des Piz Gliems und P. 2626, dem NW-Vorgipfel des Piz Avat). Weiter gegen SW werden die tektonischen Komplikationen bereits so umfassend, dass von einer generellen Altersfolge über grössere Distanzen nicht mehr gesprochen werden kann. Die Bestimmung im Einzelfall ist kaum mehr durchführbar und verliert ohnehin ihren Sinn; denn wahrscheinlich fanden auch innerhalb der Konglomeratgneise zahlreiche Verschuppungen und Verfaltungen statt.

C. ZUR ALTERSFRAGE

1. Möglichkeiten einer Altersbestimmung

Schlüsselpunkt einer jeden tektonischen Analyse des Untersuchungsgebietes bildet die Altersbestimmung des südlichen Paragesteinskomplexes, da allein in ihm die Sedimentation noch so gut rekonstruierbar ist, dass einige Aussicht auf eine Lösung besteht. Im nördlichen Komplex hat das Stereogen zu starke und zahlreiche Umbildungen erlitten.

Die persönliche Ansicht des Verfassers sei als Behauptung vorweggenommen:

Es handelt sich bei diesen im 2. Teil beschriebenen Gesteinen um eine Schichtfolge, die gleichzeitig mit der Serie des Bifertengrätli (auf der NE-Seite des Tödi) und anschliessend abgelagert wurde. Die Phyllite (inkl. die höher metamorphen Schiefer) entsprächen der Bifertengrätliserie nach Widmer, besässen also spätwestphali-

sches (bzw. stephanisches) Alter. Konglomerate wurden gleichzeitig, z.T. möglicherweise auch früher, sicher aber in grosser Mächtigkeit in den anschliessenden Zeiträumen gebildet (z.T. etwa entsprechend der Grünhornserie WIDMERS).

Die Hypothese stützt sich auf folgende 5 Punkte:

1. Faciesanalogien. Die Schichten des Bifertengrätli sind vor allem in den Arbeiten von B. G. ESCHER (7), TH. HÜGI (14) und H. WIDMER (39) beschrieben. Nach den Untersuchungen von H. WIDMER (39) ist die Gesteinsfolge (Basalkonglomerat-) Bifertengrätliserie-Grünhornserie als normale Serie aufzufassen, die vom oberen Karbon wahrscheinlich bis ins Perm reicht. Teile davon erlitten durch die Intrusion des Tödigranits und seiner Begleitgesteine eine leichte thermische Kontaktmetamorphose. Facielle Identität besteht in bezug auf die pelitischen und pelitisch-psammitischen Sedimente (gebänderte Phyllite und Schiefer). Die hellen Lagen der Bifertengrätliserie scheinen im Mittel etwas gröber gekörnt zu sein als jene der normalen gebänderten Phyllite der Val Gliems und entsprechen am ehesten den pelitisch-psammitischen (Wechsellagerung) Varietäten, welche sich an den Übergangsstellen vom rein pelitischen zum psammitischen Raume häufen. Mergelige Zwischenlagen fehlen im Bifertenfenster — ein Zeichen für die noch unruhigere Sedimentation in noch seichtere Tümpel (damit auch der grössere Bestand an organischen Relikten) —. Metamorphoseintensität und -arten sind recht ähnlich. Grössere Differenzen bestehen im psephitischen Gebiet, indem Amphibolitgerölle und Hornblendezement im Bifertengrätligebiet völlig fehlen. Hingegen wurden in der Val Gliems Psephitgneise gefunden, welche von den „Fingernagelkonglomeraten" WIDMERS kaum zu unterscheiden sind.

Die Altersstufen lassen sich sehr gut korrelieren, da in der Val Gliems im unteren Teil ebenfalls pelitische und pelitisch-psammitische Gesteine (Bifertengrätliserie) vorherrschen, die gegen oben durch Konglomeratgneise entsprechend der Grünhornserie abgelöst werden. Das kleine Konglomeratgneisvorkommen am N-Grat des Piz Gliems, das die Phyllite vom zentralen Aaregranit scheidet, könnte als Basalkonglomerat aufgefasst werden; es enthält bereits einige Amphibolitgerölle. Doch sollte man sich vor zu weitgehendem Parallelisieren hüten, da zahlreiche tektonische Komplikationen unbekannten Ausmasses sicher vorhanden sind.

Bei der Beurteilung der faciellen Analogien als Argument darf nicht übersehen werden, dass im Bifertenfenster, in einer Distanz von wenigen km, die einzigen Gesteine des Aarmassivs anstehen, die eine deutliche Verwandtschaft mit unserem Material erkennen lassen — mit Ausnahme jener räumlich sehr beschränkten Vorkommen, welche der entsprechenden Korrelation bereits unterworfen wurden (Maderanertal, Wendenjoch, Lötschental etc.) —. Allen übrigen Parabeständen der „nördlichen Schieferhülle" fehlen solche Anklänge.

2. Pflanzenreste. Trotz eifrigsten Suchens ist es bis heute erst an einer einzigen Stelle gelungen, ziemlich sichere, wenn auch sehr spärliche Pflanzenreste zu finden (Val Gliems). W. J. Jongmans bezeichnete die Reste als wahrscheinlich zu Stengeln von Farnen oder Pteridospermen gehörig. Der Fossilhorizont entspräche nach der hier vertretenen Ansicht jenem des Bifertengrätli.

3. Relikte organischer Bildungen. Graphitisch pigmentierte bis graphitreiche Gesteine fehlen der Val Gliems ebensowenig wie dem Bifertenfenster, wenn sie hier auch etwas weniger verbreitet sind — Gründe wurden bereits angedeutet —. Gerade die schwarzen Phyllite des Piz Gliems und der Puntegliaslücke veranlassten A. Escher, A. Heim und B. G. Escher, von karbonischen Sedimenten zu sprechen. Es ist jedoch unzulässig, wenn man, wie es Fr. Weber Albert Heim gegenüber ausgesprochen hat (s. S. 69), die organisch pigmentierten Gesteine, deren Vorkommen sich nahezu auf die östlichsten Teile des Komplexes beschränkt, von den übrigen Phylliten und Konglomeratgneisen abtrennt (ähnlich wie Hügi die Knotenschiefer und Hornfelse von der Bifertengrätliserie abgetrennt hat) und damit allein als Karbon (bzw. Oberkarbon) bezeichnet; denn es sind ja nichts anderes als lokale Einlagerungen in der südlichen Paragesteinsserie, wurden doch bereits 300 m westlich der Puntegliaslücke, in unzweifelhaft stratigraphischem Verband mit dem „...Carbon im Hintergrund von Val Gliems“.. („...Fernkontakt in Turmalinnädelchen und Muskowittäfelchen“.) eindeutige Konglomeratgneise mit mehreren cm grossen Geröllen — ein Aufschluss der allerdings zu Webers Zeiten noch mit Eis bedeckt war — angetroffen.

Auf Grund „kohliger“ Ablagerungen kann noch keine Altersbestimmung vorgenommen werden. Aber sie beweisen immerhin die Übereinstimmung mit den Sedimentationsbedingungen des Bifertengrätli — nicht nur lithologisch, sondern auch klimatisch—.

4. Herzynische Strukturen. Im tektonischen Abschnitt wurde bereits nahegelegt, dass der hier in Frage stehende Massivteil einen dem umgebenden Gebiet grundsätzlich fremden Baustil besitzt. N-S-Strukturen fehlen dem übrigen Aarmassiv und müssen deshalb als Ergebnisse relativ junger voralpiner Bewegungen gedeutet werden.

5. Räumliche Lage. Die Linie, welche die Phyllite der Val Gliems mit dem Bifertengrätli verbindet, streicht nahezu NE-SW und fällt damit mit den Strukturen in der Nähe des Piz Gliems zusammen. Allerdings darf nicht übersehen werden, dass die Falten und Schuppen am Bifertengrätli selbst völlig anders verlaufen.

2. Bedeutung für die angrenzenden Gesteine

Wenn man den angeführten Argumenten einiges Gewicht zugesteht, dann ergeben sich etwa folgende Konsequenzen:

Die Ablagerung dieser Paragesteine erfolgte intraorogen, d.h. zwischen zwei herzynischen Hauptfaltungsphasen, wobei der zweite Faltungszyklus für die Einfaltung in die vor- bis frühherzynischen Massivteile verantwortlich gemacht werden muss. Eine Diskordanz zwischen den oberkarbonischen Sedimenten und den noch älteren Gesteinen, welche bei Beginn der herzynischen Orogenese bereits vorhanden gewesen sein müssen (insbesondere das Stereogen des nördlichen Mischgesteinskomplexes), ist im Untersuchungsgebiet — im Gegensatz zum Bifertenfenster — nirgends mehr feststellbar, da der südliche Paragesteinskom-

plex beidseits vollständig von spätherzynischen Eruptivgesteinen eingefasst wird. Auf vorwestphälische, früh- bis mittelherzynische Bewegungen kann deshalb nur indirekt geschlossen werden, auf Grund des gänzlich verschiedenen Baustils im nördlich anschliessenden Teil, d.h. der südliche Paragesteinskomplex muss durch nachträgliche Einfaltung bzw. -quetschung in den bereits vorhandenen Massivteil seine besondere Stellung erhalten haben. Diese Einquetschung fand eindeutig vor der Intrusion des südlichen und zentralen Aaregranites statt, also sicher noch im obersten Karbon (Stéphanien); denn permisches Alter kommt für die Granitintrusion nicht mehr in Frage. Während für die Schichten des Bifertengrätli, im Verband mit der kleinen Masse des Tödigranites, eine erst permische Faltung (saalische Phase nach STILLE, erst nach der Bildung des Quarzporphyrs und der zugehörigen Aufbereitungszonen, vgl. [39]) an sich denkbar wäre, bleibt diese Möglichkeit für unsere Schichtfolge ausgeschlossen. WIDMER hat im Bifertenfenster im nachwestphälischen Paläozoikum nur diese saalischen Bewegungen — Aufschiebung von Altkristallin auf permische Gesteine — sicher nachweisen können, während Anzeichen für frühere Dislokationen im obersten Karbon recht spärlich sind. Im vorliegenden Gebiet hingegen muss vorgranitische — also sicher vorpermische — Verlagerung der oberkarbonischen Sedimente angenommen werden. Dafür aber fehlen sichere Anhaltspunkte für nachgranitische paläozoische Bewegungen.

Die herzynische Gebirgsbildung hat sich in diesem Raume demnach mit Sicherheit in mindestens drei Teilphasen abgespielt, wobei nur die beiden jüngeren etwas genauer datiert werden können:

1. Phase: Vor der Ablagerung der Bifertengrätliserie.
2. Phase: Im obersten Karbon, vor der Intrusion der zentralen Granite.
3. Phase: Im Perm, nach der Bildung der Quarzporphyre und der zugehörigen Gesteine.

Es liegt nahe, auch die hauptsächliche Dislokation der Schichten am Bifertengrätli mit der zweiten Phase — noch vor der Intrusion des Tödigranits — in Beziehung zu bringen, um so mehr, als die karbonischen Gesteine des Maderanertales vor der Intrusion der entsprechenden nachgranitischen Quarzporphyre (vgl. [29]) eingefaltet wurden. Über das Vorhandensein nachgranitischer paläozoischer Bewegungen besteht dort kein Zweifel, hingegen kommt ihnen vielleicht mehr lokale Bedeutung zu.

Fest steht, dass nach der Entstehung der oberkarbonischen Sedi-

mente, aber noch während der herzynischen Orogenese, auch intermediäre Eruptivgesteine eindrangen (Diorite und Dioritporphyrite[20]).

Bezieht man auch jene Gesteine der weiteren Umgebung (insbesondere Maderanertal) in das Gesamtbild ein, welche seit langem als Karbon bezeichnet werden — auf Grund von Faciesanalogien mit den Bifertengrätlischichten —, dann ergeben sich etwa folgende Zusammenhänge:

Zu den beiden oft erwähnten „Karbonmulden" des Bristenstäfeli und des Tscharrengebietes [28, 29] käme nun südlich davon ein Komplex ebenfalls oberkarbonischer Gesteine hinzu, welcher sich von der Puntegliaslücke über Val Gliems - Val Cavardiras - Chrüzlipass (vgl. W. Huber [12]) bis zur Rienttallücke verfolgen lässt. Im östlichen und besonders im mittleren Teil dieser dritten Zone herrschen psephitische Gesteine vor. Das westlichste, sicher nachgewiesene Konglomeratgneisvorkommen liegt nördlich der Ault-Stremlücke. Bifertengrätli und die Gesteine des Sandpasses nehmen zwischen diesen drei Zügen etwa eine mittlere Stellung ein.

Die Ursache der Häufung spätpaläozoischer Bildungen in diesem Abschnitt des Aarmassivs mag doppelter Natur sein: Da wir uns im Dach des gegen E absinkenden Massivs befinden, waren die in den peripheren Zonen besonders reich vertretenen Gesteine der nachalpinen Erosion weniger stark ausgesetzt. Die auffallende Verschmälerung des Sedimentzuges westlich der Alp Cavrein lässt sich möglicherweise darauf zurückführen, dass gegen W nach und nach nur noch tiefer eingekeilte Horizonte zu Tage treten. Andererseits war die Wahrscheinlichkeit, erhalten zu bleiben, um so geringer, je näher die entsprechenden Sedimente den zentralen Intrusionsgebieten lagen. Damit sei auf jene Schichten (vor allem am Kontakt zum südl. Aaregranit) hingewiesen, deren Ebenen die Kontaktfläche zum Granit völlig schief schneiden.

Demnach wäre also der im 2. Teil dieser Arbeit beschriebene südliche Paragesteinskomplex des östlichen Aarmassivs als eine Art „Übergangsformation" aufzufassen, die jünger ist als das Substrat vieler Para- und Mischgesteinskomplexe der Hauptschieferhülle. Es handelt sich um spätpaläozoische, vorwiegend klastische Sedimente, welche während der herzynischen Orogenese — in einer sicher vorgranitischen Phase — in die älteren Bildungen eingeklemmt wurden. In sie drangen dioritische Magmen ein und wenig später auch Ausläufer der granitischen Intrusionen. Die mise en place der herzynischen granitischen Magmen erfolgte in dieser Region bis nahe an die damalige Erdoberfläche. Damit hängt sicherlich die quarzporphyrartige Ausbildung vieler spätherzynischer Gesteine zusammen, sowie die Eigenart mancher Mischgesteine des Granitkontaktes.

---

[20]) Wohl am ehesten vergleichbar mit dioritischen Eruptivgesteinen aus dem Karbon des Wallis und Briançonnais (vgl. 14a).

3. Beziehungen zu den metamorphen Provinzen

Von diesen Ergebnissen ausgehend, können nun auch die verschiedenen Metamorphosearten und die zugehörigen Mineralbestände recht gut auseinandergehalten und zeitlich eingegliedert werden. Die Gesetzmässigkeiten, die an verschiedenen Orten bereits gestreift wurden, seien hier nochmals zusammengefasst.

Im nördlichen Ortho- und Mischgesteinskomplex waren vor der Bildung der Chorismite (d.h. vor der Granitintrusion) hauptsächlich epimetamorphe Sericit- und Chloritphyllite, -schiefer und -gneise vorhanden. Biotitgneise (mit primärem Biotit) waren mindestens z.T. bereits chloritisiert worden (Relikte in Gesteinen mit sekundärem Biotit). Der Mineralbestand der eingelagerten Amphibolite und Diorite scheint vor der Granitintrusion nicht verändert worden zu sein — abgesehen von der Zersetzung der Feldspäte (Sammelkristallisation der Zersetzungsprodukte spätherzynisch) —. Während der spätherzynischen Bildung der Chorismite (in Zusammenhang mit den Granitintrusionen) entstand in dieser Region vielerorts eine jüngere (grün pleochroitische, feinschuppige) Biotitgeneration, die als Produkt einer thermischen Kontaktmetamorphose aufgefasst werden kann. Dieser herzynische Mineralbestand wurde während der alpinen Gebirgsbildung nur in jenen Horizonten den neuen Bedingungen angepasst, welche durch starke Bewegungen ausgezeichnet waren (ausgesprochene Verschuppung, Translationsbewegungen einzelner relativ starrer, steilstehender Blöcke). Die entsprechenden Diaphtorite enthalten nur noch Sericit und Chlorit als melanokrate Gemengteile. Die alpinen Bewegungsflächen, die etwa WSW-ENE verlaufen, scheinen dabei mit den wichtigsten herzynischen Strukturelementen zusammenzufallen[21]).

Sicher alpine Ultramylonite sind ebenfalls vorhanden, wenn auch recht spärlich (besonders in der Val Gronda de Russein). Sie sind an recht flach liegende Horizonte gebunden, genau parallel zu wenige 100 m höher anstehenden Schuppen mesozoischer Sedimente (z. B. SW Piz Dado).

Wesentlich verwickelter gestalten sich die Verhältnisse im südlichen Paragesteinskomplex, da hier gleichzeitige Dislokationen an verschiedenen Orten (etwa entsprechend der Tiefe der Einfaltung) verschieden starke Umkristallisationen bewirkten. Eindeutig abtrennbar bleiben die herzynischen Kontaktprovinzen: Am Granitkontakt Horn-

[21]) Nur in einzelnen Fällen wurden spätherzynische Verwerfungen (zwischen der Intrusion des zentralen und des nördlichen Granites) festgestellt, die nahezu N-S streichen (vgl. Fig. 9 und Fig. 13).

felse mit Chiastolith, Sillimanit, Cordierit, Granat etc., am Dioritkontakt Knotenschiefer mit Chlorit und Biotit. Die herzynische (vorgranitische) Dislokationsmetamorphose führte für den pelitischen Sedimentationsraum in kontaktnahen Gebieten zu Strahlstein- und Biotitschiefern, in oberflächennäheren Regionen zu Sericit- und Chloritphylliten bis -schiefern. Im psephitisch-psammitischen Raume waren die Hauptmineralien zur Zeit der Sedimentation je nach Ort Sericit und Chlorit oder Biotit und gemeine Hornblende. Sericit und Chlorit blieben während den herzynischen und alpinen Dislokationen weitgehend erhalten. Biotit und stark pleochroitische gemeine Hornblende trifft man vor allem noch in den zentralsten und am tiefsten gelegenen Gebieten an (Alp Russein de Muster, S Cuolmet de Muster etc.), welche auch während der herzynischen Einfaltung weniger stark beansprucht wurden (nur vereinzelte N-S-Verwerfungen). Zum stabilen Mineralbestand in herzynisch stärker verschieferten Gesteinen (vor allem an den Grenzgebieten zum pelitischen Ablagerungsraum) gehört hingegen eine strahlsteinartige Hornblende. Biotit wurde je nach der Stellung des betreffenden Gesteins entweder verschont oder aber bereits chloritisiert.

Die herzynischen Mineralbestände können in diesem Gebiet nur deshalb so klar von den alpinen abgetrennt werden, weil die entsprechenden Verschieferungsrichtungen in dieser Übergangsformation sich völlig schief schneiden. Im stabilen alpinen Mineralbestand — der allerdings nur in Bewegungshorizonten erreicht wurde — sind nur noch Sericit und Chlorit vorhanden, und zwar wird der Strahlstein erst zuletzt, lange nach dem Biotit, chloritisiert. Die Hornfelse werden dort, wo sie einer intensiven alpinen Diaphtorese verfallen, in Sericitschloritschiefer bis -phyllite umgewandelt. Die alpine Gebirgsbildung äussert sich auch im südlichen Paragesteinskomplex vor allem in einer Verschuppung, wobei die Bewegungshorizonte jenen des nördlichen Gebietes parallel laufen.

Im allgemeinen ergeben sich also, wenn man die hier vertretenen Anschauungen als gültig anerkennt, für die tektonischen und petrogenetischen Interpretationen wertvolle Hinweise.

Literaturverzeichnis

1. Brueckner W. — Über Carbon und Trias auf der Nordseite des Gasternmassivs im Lötschbergtunnel mit einigen allgemeinen Bemerkungen über das zentralmassivische Carbon. Ecl. geol. helv. Bd. 36 (1943).

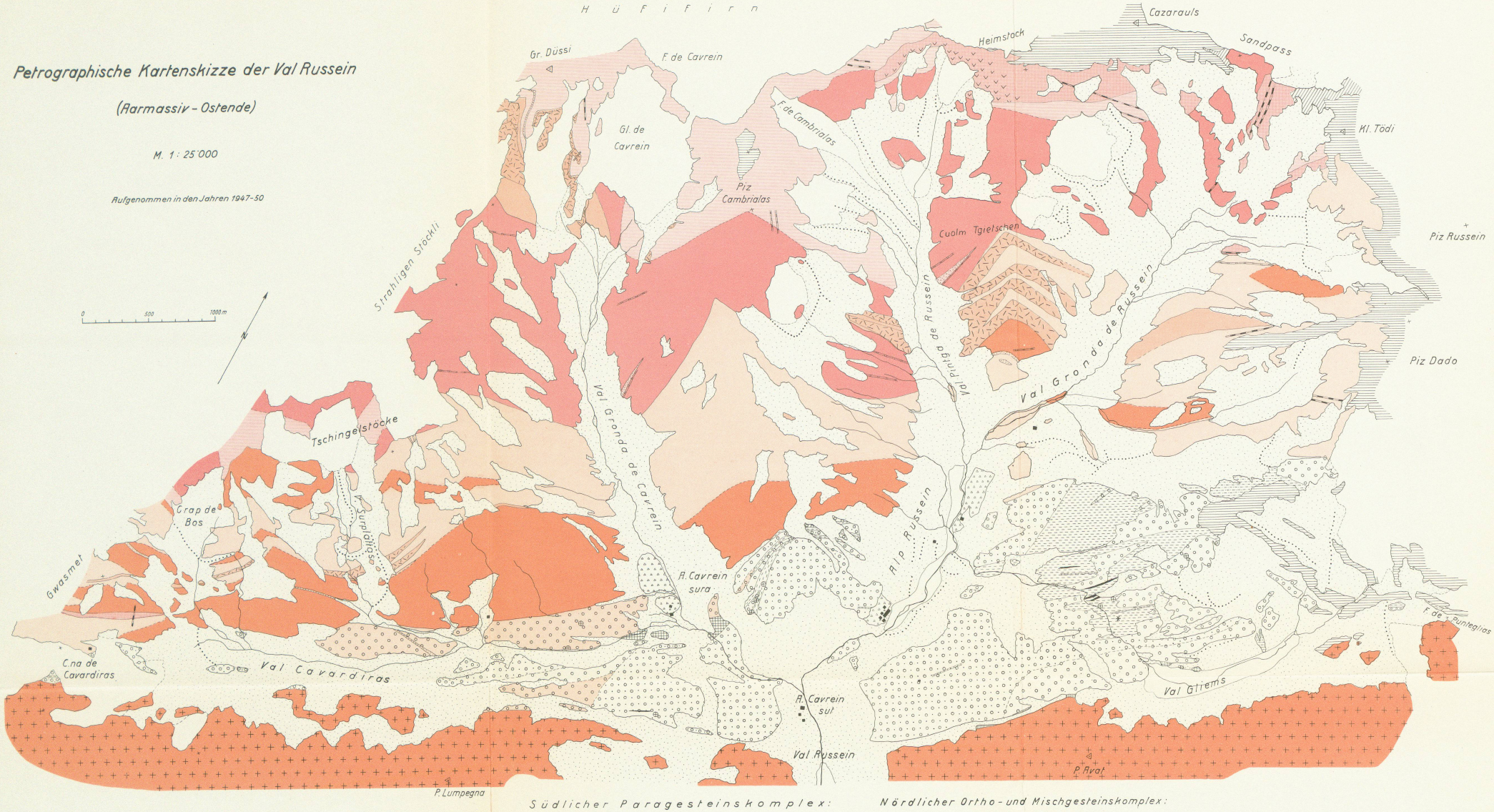
2. Burckhardt C. E. — Geologie und Petrographie des Basodinogebietes (nordwestlicher Tessin). Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 22 (1942).
3. Burri C. und Niggli P. — Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. I. Hauptteil, Zürich (1945).
4. Corsin P. — Sur l'âge de la flore carbonifère du massif du Tödi (Suisse). Compte-rendu somm. séances soc. géol. France, No. 14, Paris 1946.
5. Drescher-Kaden F. K. — Beiträge zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilationsbildungen, sowie der synantetischen Reaktionsformen. I. Über Schollenassimilation und Kristallisationsverlauf im Bergeller Granit. Chemie der Erde 12 (1940).
6. Escher von der Linth A. — Geologische Tagebücher. Geol. Inst. der E.T.H., Zürich.
7. Escher B. G. — Über die prätriasische Faltung in den Westalpen mit besonderer Untersuchung des Carbons an der Nordseite des Tödi. (Bifertengrätli). Mit einem Anhang über das Scheidnössli bei Erstfeld und das Carbon von Manno bei Lugano. Diss. E.T.H. Zürich (1911).
8. Goldschmidt V. M. — Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet. Kristiania (1911).
9. Harker A. — Metamorphism Sec. Ed. London (1939).
10. Heim Albert — Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel (1878).
11. Heim Albert — Geologie der Schweiz. Bd. II.: Die Schweizeralpen, 2. Hälfte. Leipzig (1922).
12. Huber W. — Petrographisch-mineralogische Untersuchungen im südöstlichen Aaremassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 28 (1948).
13. Hugi E. — Das Aaremassiv. Geolog. Führer der Schweiz. Basel (1934).
14. Hügi Th. — Zur Petrographie des östlichen Aaremassivs und des Kristallins von Tamins. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 21 (1941).
14a. Jäckli R. — Geologische Untersuchungen in der Stirnzone der Mischabeldecke zwischen Réchy, Val d'Anniviers und Visp (Wallis). Ecl. geol. helv. Bd. 43 (1950).
15. Koenigsberger J. — Erläuterungen zur geologischen und mineralogischen Karte von Disentis bis zum Spannort. Freiburg im Br. und Leipzig (1910).
16. Ledermann H. — Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Schieferhülle des zentralen Aaregranits im oberen Lötschental. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 25 (1945).
17. Liechti H. — Recherches pétrographiques et tectoniques dans la vallée de Göschenen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 13 (1933).
17a. Lombard A. — Le charbon. Lausanne (1946).
18. Lotze R. — Beiträge zur Geologie des Aaremassivs. Untersuchungen über Erstfeldergneise und Innertkirchner Granit. Zeitschr. der Deutschen Geol. Ges. Bd. 66, Abhandlungen (1914).
19. Niggli P. — Der Chemismus der zentralen Aaregranite. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 4 (1924).
20. Niggli P. — Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 16 (1936).
21. Niggli P. — Das Problem der Granitbildung. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 22 (1942).

Petrographische Kartenskizze der Val Russein

(Aarmassiv - Ostende)

M. 1 : 25'000

Aufgenommen in den Jahren 1947-50



Legende:

- Schutt allgemein
- Alluvionen
- Gletscher und Firn
- Moränenkämme
- Grössere Bergsturzmassen
- Autochthoner Sedimentmantel
- Nachgranitische (?) paläozoische Bildungen
- * Fundstelle von Pflanzenresten (Val Gliems)

Südlicher Paragesteinskomplex:

- Psephit- und Psammitgneise mit Amphibolitgeröllen bezw. Hornblendezement
- Psephit- und Psammitgneise ohne Amphibolitgeröle bezw. Hornblendezement
- Phyllite gebändert
- Phyllite schwarz pigmentiert
- Chloritbiotitphyllite
- Hornfelse und Chiastolithschiefer
- Dioritsills (Beispiele)
- Kalksilikatlinsen und Marmore
- Granitisch injizierte Zonen (vorw. psammitisch)

Nördlicher Ortho- und Mischgesteinskomplex:

- Zentraler Aaregranit
- Südliche Mischgesteinsserie
- Nördlicher Granitgneis
- Nördliche Mischgesteinsserie
- Quarzporphyre
- Hornblendediorite
- Biotit- und Biotitquarzdiorite
- Diorite granitaplitisch injiziert (Hornblendegneise)
- Schollenamphibolite (amphibolitische Merismite)
- Hornblende- und Chloritgneise aus dem Verband der Amphibolite
- Südlicher Aaregranit, Syenite, Monzonite
- Granit- und Quarzdioritporphyre
- Lamprophyre und Dioritporphyrite
- Spilite und diabasartige Gesteine

Leere Seite
Blank page
Page vide

22. NIGGLI P. — Die leukogranitischen, trondhjemitischen und leukosyenitgranitischen Magmen und die Anatexis. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 26 (1946).
23. NIGGLI P. — Gesteine und Minerallagerstätten. Band I, Basel (1948).
23a. NIGGLI P. — Probleme der alpinen Gesteinsmetamorphose. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 30 (1950).
24. NIGGLI P., DE QUERVAIN F., WINTERHALTER R. U. — Chemismus schweizerischer Gesteine, Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, Geotechn. Serie, Lief. 14 (1930) und Lief. 20 (1942).
25. NIGGLI P., KOENIGSBERGER J., PARKER R. L. — Die Mineralien der Schweizeralpen. Basel (1940).
26. OULIANOFF N. — Le massif de l'Arpille et ses abords. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, N. F. Lief. 54 (1924).
27. OULIANOFF N. — Les massifs hercyniens du Mont-Blanc et des Aiguilles-Rouges. Geolog. Führer der Schweiz. Basel (1934).
27a. OULIANOFF N. — Les anciens massifs du Mont-Blanc et de l'Aar et l'orogenèse alpine. Ecl. geol. helv. Bd. 37 (1944).
28. PFLUGSHAUPT P. — Beiträge zur Petrographie des östlichen Aaremassives. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 7 (1927).
29. SIGRIST F. — Beitrag zur Kenntnis der Petrographie und der alpinen Zerrkluftlagerstätten des östlichen Aaremassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 27 (1947).
30. STAUB R. — Aktuelle Fragen im alpinen Grundgebirge. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 28 (1948).
31. STAUB W. — Karbon und Porphyre im Maderanertal. Ecl. geol. helv. Bd. II (1910).
32. STAUB W. — Geologische Beschreibung der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, N.F. Lief. 34 (1911).
33. STRUNZ H. — Mineralogische Tabellen. 2. Aufl. Leipzig (1949).
34. SWIDERSKI B. — La partie occidentale du Massif de l'Aar entre la Lonza et la Massa. Mat. pour la carte géol. de la Suisse. N.S. Livr. 47 (1919).
35. TILLEY C. E. — The status of Hornblende in low grade metamorphic zones of Green Schists. Geol. Magazine Vol. LXXV No. 893 (1938).
36. TRUNINGER E. — Geologisch-petrographische Studien am Gastern-Massiv. Mitt. der Natf. Ges. Bern (1911).
37. WEBER F. — Linthal–Tierfehd–Sandalp–Clariden–Tödi–Ponteglias–Truns. Geol. Führer der Schweiz. Basel (1934).
38. WEHRLI L. — Das Dioritgebiet von Schlans bis Disentis im Bündner Oberland. Beiträge z. geol. Karte der Schweiz. N.F. Lief. 14 (1904).
39. WIDMER H. — Zur Geologie der Tödigruppe. Diss. Univ. Zürich (1949).
40. WISEMAN J. D. H. — The Central and South-West Highlands Epidiorites. Quart. Journal of the Geol. Soc. of London, Bd. XC (1934).
41. ZBINDEN P. — Geologisch-petrographische Untersuchungen im Bereich südlicher Gneise des Aaremassivs (Oberwallis). Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 29 (1949).