© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Der Amphibolitzug des mittleren Ötztales (Tirol)

Von Stephan Hoernes und Edgar Hoffer

VORWORT

Die vorliegende Arbeit stellt einen Auszug aus den Dissertationen der beiden Autoren dar. Das Gebiet des Geigenkammes wurde von E. Hoffer bearbeitet, der Sulztalkamm von S. Hoernes.
Die Kartierung erfolgte in den Jahren 1964 bis 1966.
Unser Dank für finanzielle Unterstützung der Geländearbeit gilt der Alpinen Forschungsstelle der Universität Innsbruck und dem Österreichischen Alpenverein. Dem Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung danken wir für die finanzielle Hilfe bei der Drucklegung dieser Arbeit.

ZUSAMMENFASSUNG

Der Amphibolitzug im mittleren Ötztal wurde im Maßstab 1 : 10.000 kartiert. Eine ausführliche petrographische Beschreibung der einzelnen Gesteinsserien wird gegeben.

Es konnten zwei genetisch verschiedene Komplexe erfaßt werden:

1. Die Ortho-Amphibolit-Serien (Serie I + II)
2. Die Para-Amphibolit-Serien (Serie III + IV)

Die Metamorphose erfolgte in zwei voralpinen Phasen. Für die zweite Phase konnten die PT Bedingungen auf den Bereich um den Tripelpunkt der Al_2SiO_5-Modifikationen eingeengt werden.

SUMMARY

The amphibolite series of the Ötztal was mapped on a scale of 1 : 10.000. An extensive petrological description of the different types of rocks is given.

Two series of different genesis could be distinguished:

1. Ortho-amphibolite-series (I and II)
2. Para-amphibolite-series (III and IV)

Pre-triassic regional metamorphism took place at two different times.
For the latter the pt-conditions could be shown to approximate those of the triple-point of the Al_2SiO_5-modifications.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Serie der hellen Bänder-Amphibolite (Serie I)

Direkt anschließend an den Biotit-Plagioklas-Gneis und Granitgneiskomplex im Norden erstreckt sich diese Serie mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 300 bis 400 m vom Loibiskogel bis ins Sulzkar. Die größere Mächtigkeit im Gebiet des Gamskogels dürfte tektonisch bedingt sein.
Im Feld ist das auffallendste Kennzeichen gegenüber den anderen Amphibolittypen der Farbunterschied. Die Bänder-Amphibolite sind wesentlich heller und deshalb leicht auszukartieren.
Im Detail ist die Ausbildung der Amphibolite außerordentlich mannigfaltig. Da die meisten Typen mehr oder weniger gebändert erscheinen, erhielt diese Serie ihren Namen. Die stark gebänderten Typen stehen in engem räumlichen Verhältnis zu schlierig-fleckigen Varietäten, die im allgemeinen als Gabbro-Amphibolite bezeichnet werden.
Charakteristisch für diese Serie ist das Auftreten von Eklogiten und Eklogit-Amphiboliten sowie von Peridotiten. Eklogite und Peridotite bilden linsenförmige Körper und liegen mit ihren Längsachsen in das regionale s eingeregelt in den Bänder-Amphiboliten.
Die Eklogite treten auch häufig lagenförmig auf. Die Größe der linsenförmigen Körper reicht bei den Eklogiten von einigen dm bis zu 10 m; bei den Peridotiten

Abb. 1: Bänderamphibolit aus dem äußeren Reichenkar

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

liegt sie im Durchschnitt bei 5 m. Eklogit-Amphibolite können größere Bereiche ausfüllen (einige m-10er). Im Gamskogelgebiet überwiegen die massigen Eklogit-Amphibolite gegenüber den Bänder-Amphiboliten, während das Mengenverhältnis in den östlichen Karen (Inneres Reichenkar, Sulzkar) umgekehrt ist.
Der typische *Bänder-Amphibolit*, wie er zum Beispiel am Weg von Längenfeld nach Burgstein ansteht, zeigt ziemlich regelmäßige 1 bis 5 mm breite helle und dunkle Streifen. Die hellen Streifen werden von Zoisit und Plagioklas, die dunklen von Hornblende gebildet. Die stark gebänderten Amphibolite gehen über in schlierig-fleckige Typen. Es ist anzunehmen, daß dieser Unterschied durch verschieden starke Durchbewegung bedingt ist. Abbildung 1
Innerhalb der schlierig-fleckigen Typen gibt es massige Partien, die nach Mineralbestand und Textur als Metagabbros bezeichnet werden müssen. Auffälligerweise wurden solche Metagabbros bis jetzt nur in der Nähe von Peridotitkörpern gefunden. In einer Probe aus dem Milchenkar konnte die Umsetzung von einem braunen (primär?) Pyroxen in Omphazit beobachtet werden. Ebenso die Neubildung von Granat.

Zusammensetzung: Hornblende 10 bis 70 Prozent, Plagioklas 16 bis 45 Prozent, Klinozoisit 10 bis 35 Prozent; ferner: Epidot, Erz, Rutil, Chlorit, Muskovit, Quarz, Biotit, Titanit

Die Hornblende ist in den meisten Schliffen blaßgrün gefärbt. Da die Färbung jedoch zum Großteil vom Fe-Gehalt abhängt, ist dieser Faktor von keiner großen Bedeutung. Veranschaulicht wird die Fe-Abhängigkeit dadurch, daß mit der blaßgrünen Hornblende Klinozoisit vergesellschaftet ist, während in den Amphibolit-Typen mit grüner Hornblende vorwiegend Epidot Nebengemengteil ist. Optische Daten: 2 Vz 66—104; $\gamma \wedge c$ 14—21
Plagioklas ist zusammen mit Hornblende und Zoisit Hauptgemengteil der Bänder-Amphibolite. Die Korngröße liegt zwischen 0,1 und 0,2 mm, die Kornform ist xenoblastisch. Am häufigsten tritt Plagioklas in einem granoblastischen Gefüge mit Hornblende auf, reine Plagioklas-Lagen sind seltener. Zonarstruktur ist in vielen Fällen vorhanden. Der Zonarbau ist immer invers.
Die Werte für invers-zonare Plagioklase sind folgende: Kern 10 bis 38 Prozent An, Rand 38 bis 55 Prozent An
Im Durchschnitt ist eine Differenz von 17 Prozent An zwischen Kern und Rand gegeben. Der An-Gehalt ist abhängig vom Gehalt an Zoisit. Es besteht ein umgekehrt proportionales Verhältnis zwischen An-Gehalt und Gehalt an Zoisit.

Zoisit Vol-%	An Vol-%
58	5; 12; 10;
22	32; 30; 32; 35;
8	38; 48; 55

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Zoisit: Korngröße im Durchschnitt 0,6 × 0,6 mm. Die Kornform ist xenoblastisch. Häufig sind reine Lagen von Zoisit, die nur gelegentlich von Serizit-Flecken und einzelnen Muskovit-Kriställchen unterbrochen werden. Die Vorstufe zu solchen granoblastischen Zoisit-Lagen stellen wolkig-filzige Zoisitaggregate dar, in deren Kern sich dann gröbere Kristalle bilden.

Den Hauptanteil an den Zoisitlagen stellt Klinozoisit dar, für den folgende Daten ermittelt wurden: 2 Vz: 64 Grad, 66 Grad, 76 Grad. Der Winkel zwischen der Zwillingslamelle und der Spaltbarkeit beträgt 60 bis 64 Grad; der Winkel zwischen den beiden Spaltbarkeiten 72 Grad. Neben Klinozoisit tritt auch untergeordnet rhombischer Alpha-Zoisit auf. Der Winkel der optischen Achsen 2 Vz liegt hier um 50 Grad.

Die Eklogite zeigen folgende Zusammensetzung: Pyroxen 30 bis 67 Prozent, Granat 20 bis 57 Prozent, Filz 5 bis 12 Prozent, Rutil 1 bis 4 Prozent; ferner: Hornblende, Disthen, Quarz, Erz

Eine ausgezeichnete Beschreibung der verschiedenen Eklogite und Eklogit-Amphibolit-Typen erfolgte schon 1903 durch L. HETZNER.

Die Eklogite stecken als Linsen und Lagen von dm bis m-10er Größe in den Bänder-Amphiboliten. Die Eklogitlinsen sind mit ihren Längsachsen in das s der sie umgebenden Bänder-Amphibolite eingeregelt.

Obwohl Übergänge vorhanden sind, können wir doch nicht alle Bänder-Amphibolite als Produkte retrograder Metamorphose aus Eklogiten auffassen. Vor allem spricht dagegen, daß die reinen Vertreter der Bänder-Amphibolite überhaupt keinen Zusammenhang mit Eklogiten erkennen lassen. Die Grenzen sind oft sehr scharf, und es ist nicht einzusehen, warum in einem Bereich von wenigen cm ein Teil der Eklogite umgewandelt wurde, der andere jedoch nicht.

So große Unterschiede mineralogischer und struktureller Art können wir bei Annahme gleicher PT-Bedingungen nur durch primär-stoffliche und vielleicht auch strukturelle Inhomogenitäten im Ausgangsmaterial erklären. Daß die Bänder-Amphibolite durchaus keine homogenen Körper darstellen, sehen wir daran, daß z. B. Eklogit-Lagen, die sich über mehrere Meter erstrecken können, plötzlich linsig auflösen.

Die Eklogit-Amphibolite sind im allgemeinen feinkörnige, sehr hell wirkende, massige Gesteine. Makroskopisch erkennbar ist nur Granat und in einzelnen Fällen Hornblende als grüner Saum um Granat. Dies gilt im speziellen für die Kelyphit-Amphibolite, die besonders im Gebiet nördlich des Gamskogels im sogenannten Alzenkarle und gegen die Gamsböden hin stark vertreten sind.

Daneben gibt es auch noch dunkler wirkende Eklogit-Amphibolite, ein Unterschied, der hauptsächlich auf dem höheren Gehalt an Granat beruht. All diesen Typen gemeinsam ist der durchwegs massige Charakter. Dieser ist zugleich ein wichtiges Unterscheidungsmerkmal gegenüber den Bänder-Amphiboliten.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Zusammensetzung: Filz 40 bis 50 Prozent, Zoisit 5 bis 30 Prozent, Granat 5 bis 25 Prozent, Hornblende 5 bis 10 Prozent, Pyroxen 0,5 bis 3 Prozent; ferner: Erz, Rutil, Disthen, Quarz, Biotit

Pyroxen: Der Pyroxen-Anteil sinkt auf Kosten des Filzes auf einen ganz geringen Prozentsatz, ist jedoch kritisch für die Bezeichnung Eklogit-Amphibolit.

L. HETZNER (1903) beschreibt aus den Eklogiten Pyroxene mit Auslöschungsschiefen von 40 bis 44 Grad.

P. BEARTH (1959) gibt als Mittelwert für $\gamma \wedge c$ bei Omphaziten 43 Grad an (Variationsbreite 32 bis 54 Grad). Für 2 Vz nennt er einen Mittelwert von 74 Grad (Variationsbreite 54 bis 81 Grad). Diese Werte fallen fast genau mit denen aus dem Ötztal zusammen. Hier ergaben sich Variationsbreiten für $\gamma \wedge c$ 31 bis 54 Prozent und für 2 Vz 56 bis 82 Grad.

Die Umwandlung von Omphazit in den Filz vollzieht sich ganz allmählich und wie es scheint unter statischen Bedingungen. Filz ist eine treffende Bezeichnung für dieses ziemlich hochlichtbrechende Aggregat bräunlicher Farbe, das stellenweise in eine Hornblende-Feldspat-Diablastik übergeht. Das Omphazitkorn umgibt sich zuerst mit einem Saum von Filz. Dieser Saum wird gegen den Rand eines Eklogitkörpers hin oder gegen Klüfte, in denen Wasser zirkulieren konnte, immer breiter und verdrängt schließlich den Omphazit völlig. Im Anfangsstadium der Umwandlung kann man in dem wolkigen Filz vielfach noch Umrisse und Spaltbarkeit des ehemaligen Omphazitkorns erkennen.

Die Hornblenden haben eine wesentlich geringere Variationsbreite ihrer optischen Daten als die Pyroxene. Bei 2 Vz bewegen sich die Werte zwischen 76 und 96 Grad. Im Mittel (bei 21 Werten) 85 Grad. Für $\gamma \wedge c$ ergeben sich Werte von 13 bis 22 Grad. Im Mittel (bei 22 Werten) 17 Grad.

Hornblenden mit den oben angegebenen Daten treten in zwei Generationen auf:

1. Primär zusammen mit Omphazit und Granat in Eklogiten und eventuell in reinen Hornblendefelsen sowie in Hornblendegranatfelsen, die wie die Eklogite als linsenförmige Körper in den Bänder-Amphiboliten vorkommen.
2. Sekundär aus dem Filz bzw. der Diablastik. Größere Individuen bilden sich mit Vorliebe an Scherfugen in Eklogiten. In Eklogit-Amphiboliten entwickeln sich gröbere Hornblendekristalle hauptsächlich um Granat, wo sie dann auch sofort intensiv grün gefärbt sind. Es kommt sogar vor, daß ein Korn verschiedene Farbschattierung zeigt, von blaß- nach intensiv grün.

Granat: Die Korngröße der Eklogit-Granaten ist sehr schwer abzuschätzen, da die Granaten in den meisten Fällen nicht als idioblastische Körner vorliegen, sondern als zerlappte, unregelmäßig begrenzte Partien. In stärker durchbewegten Eklogit-Typen kann Granat auch in Lagen angeordnet sein. Ch. MILLER (1967) beschreibt aus derselben Serie auch Eklogite mit idioblastischen Granaten.

Die Eklogit-Granaten sind sehr einschlußarm. Es gibt aber auch Fälle, wo sie im Kern ein lebhaftes Interngefüge zeigen, während der Rand einschlußfrei ist. Eine genaue Untersuchung der Eklogit-Granaten, die sich auch auf chemische Analysen

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

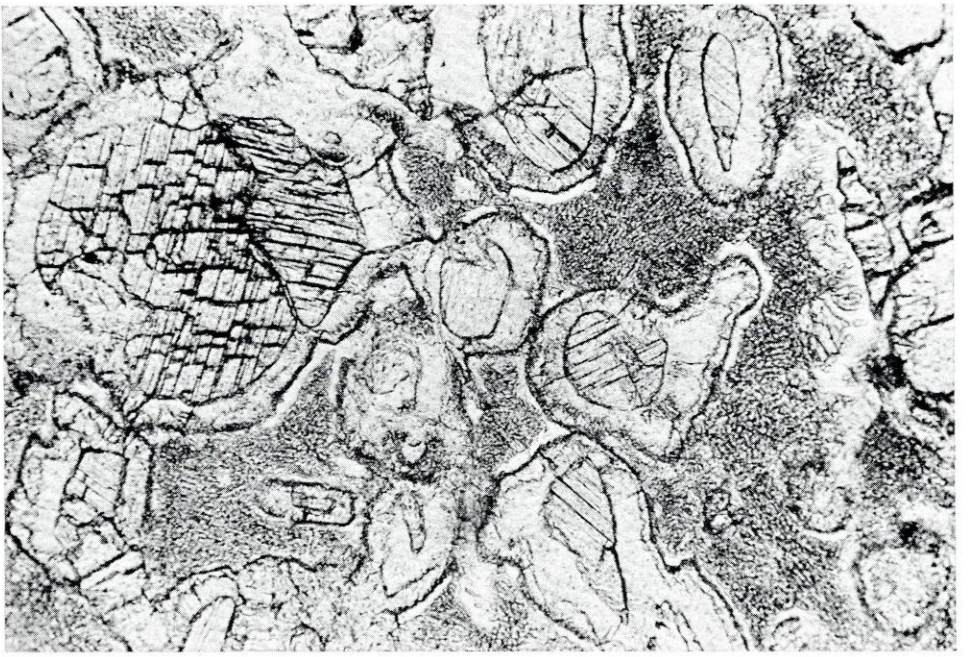

Abb. 2: Eklogitamphibolit, der primäre Mineralbestand ist instabil: Pyroxen wandelt sich um in eine HBL-Feldspatdiablastik (Filz), Disthen in Zoisit + HBL

stützt, wurde von MILLER (1970) unternommen. MILLER konnte zeigen, daß der durchschnittliche Pyropgehalt der Eklogit-Granaten bei 38,4 Mol-Prozent liegt. Somit können die Ötztaler Eklogite nicht mit Gesteinen, die aus dem oberen Mantel stammen, verglichen werden. In Eklogit-Amphiboliten besitzt Granat annähernd idioblastische Kornform, die aber bei der weiteren Amphibolitisierung wieder verlorengeht. Die Korngröße liegt hier bei 0,8 mm im Durchschnitt.

Disthen ist primärer Gemengteil in Eklogiten. In Eklogit-Amphiboliten ist Disthen nicht stabil, er zersetzt sich auf ähnliche Weise wie Omphazit.

Zuerst umgibt sich der Disthen mit einem feinen weißen Saum, bestehend aus winzigen Hornblende-Nädelchen. Dieser helle Saum wird von einem höher lichtbrechenden, blaßgelben Kranz umgeben, der bei starker Vergrößerung die anomalen Interferenzfarben von Zoisit erkennen läßt. Das ganze ist dann eingefaßt von einem schwarzen filzigen Ring. In anderen Fällen wandelt sich der Disthen direkt in ein dunkles, fast schwarzes filziges Gewebe um. Vom ursprünglichen Disthen sind oft nur noch winzige Relikte vorhanden. Abbildung 2

Peridotite

Die Peridotite zeigen ein ähnliches Auftreten wie die Eklogite. Wie diese bilden sie größere linsenförmige Körper in den Bänder-Amphiboliten. Auffallend ist jedoch,

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

daß ihr Auftreten nicht so verbreitet ist wie das der Eklogite, die praktisch im gesamten Bereich der Bänder-Amphibolite anzutreffen sind.
Die Peridotite kommen nur in zwei Gebieten vor, nämlich am Loibiskogel und am Gamskogel bzw. im Milchenkar.
Eine eingehende petrographische Untersuchung und Gliederung der Periodotite erfolgte durch CH. MILLER (1967).

Serie der diablastischen Granat-Amphibolite (Serie II)

Diese Serie zieht mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von ca. 400 m vom Reiserkogel bis ins Sulzkar und zeigt schon durch diese Verbreitung die engen Beziehungen zur Serie der hellen Bänder-Amphibolite an. Besonders deutlich werden diese im Gebiet des Loibiskogels, wo die Granat-Amphibolite als große, linsenförmige Körper in den Bänder-Amphiboliten stecken. Auch bei Burgstein findet man im kleinen ähnliche Verhältnisse.
Die Grenze gegen die Bänder-Amphibolite ist im Bereich des Sulztalkammes relativ scharf. Gegen S wird der feinkörnige, diablastische Granat-Amphibolit allmählich gröber kristallin und geht ohne scharfe Grenze in den Amphibolit der Wechselserie über, in der in der Regel keine diablastischen Typen auftreten.
Auch in diesen Amphiboliten treten Eklogite auf, die aber makroskopisch ein etwas anderes Aussehen haben als die Eklogite in der Serie I. Sowohl der Granat als auch der Pyroxen erscheinen dunkler; helle Eklogittypen fehlen. Auch hier liegen die Eklogite als linsenförmige Körper im umgebenden Amphibolit. Die Größe dieser Körper liegt im Durchschnitt um 1 m.
Neben den Eklogitlinsen gibt es auch eklogitähnliche Gesteine, die größere lagenförmige Partien im Gesteinsverband darstellen und durch Übergänge mit den diablastischen Granat-Amphiboliten verbunden sind. Makroskopisches Kennzeichen für diesen Übergang ist die Abnahme der Korngröße und eine Zunahme im Gehalt an Granat, wodurch diese Gesteine einen etwas helleren Eindruck hervorrufen. Sie wurden als Pyroxen-Granatfelse bezeichnet.
Auffallend in dieser Serie sind die parallel s eingelagerten Gneise. Meistens treten sie als Durchmischungszonen von Gneis und Amphibolit auf, das heißt, es herrscht ein reger Wechsel von Gneis mit Lagen und Linsen von Amphibolit, wobei jedoch der Gneis den überwiegenden Teil einer Durchmischungszone darstellt.
Die ursprüngliche Wechsellagerung ist zum Großteil verwischt. Die einzelnen Amphibolit-Lagen wurden während der Durchbewegung als der mechanisch starrere Teil im Gneis boudiniert, in einzelne Schollen zerrissen und zum Teil gefaltet.
Die durchschnittliche Mächtigkeit der Durchmischungszonen liegt bei 5 bis 10 m (max. 25 m.). Reine Gneisbänke sind wesentlich seltener und erreichen nur wenige Meter Mächtigkeit, sind aber im Bereich Äußeres und Inneres Reichenkar im Streichen relativ konstant und wurden deshalb auf der Karte ausgeschieden.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Der Normaltyp der diablastischen Granat-Amphibolite ist ein massiges Gestein von dunkelgrüner bis schwarzer Farbe. Makroskopisch kann man nur in der Größe der Granatkristalle, die stets homogen verteilt sind, gewisse Unterschiede erkennen. Ob die Grundmasse noch diablastisch entwickelt ist oder schon mehr lepido-granoblastisch, ist im Gelände nicht mit Sicherheit festzustellen. Für den größten Teil der diablastischen Granat-Amphibolite muß ein Gestein mit einem relativ hohen Prozentsatz an Pyroxen als Ausgangsmaterial angenommen werden, da die Hornblende-Feldspat-Diablastik nur als ein Produkt retrograder Umwandlung aus Pyroxen angesprochen werden kann. Abbildung 3

Solche Gesteine sind reliktisch in Form der Pyroxen-Granatfelse erhalten. Völlig unzersetzte Typen dieser Gesteinsart konnten allerdings nie gefunden werden. Der Verlauf der Umwandlung ist äquivalent zu der der Eklogite. Hier geht die Reihe über Pyroxen — Filz — feinkörnige Diablastik — grobkörnige Diablastik — granoblastische grüne Hornblende. Der Grad der Umwandlung mit dem Endpunkt granoblastischer Granat-Amphibolite ist in dieser Serie regional verschieden ausgeprägt. Es konnte eine deutliche Zunahme an granoblastischer Hornblende gegen Süden beobachtet werden. Diese Tatsache könnte auch ein primäres Überwiegen von Hornblende gegenüber Pyroxen zur Ursache haben.

Der flaschengrüne Pyroxen der Pyroxen-Granatfelse zeigt höhere Werte für $\gamma \wedge c$ und 2 Vz als Omphazit. Deswegen können auch diese Gesteine nicht als Eklogit bezeichnet werden.

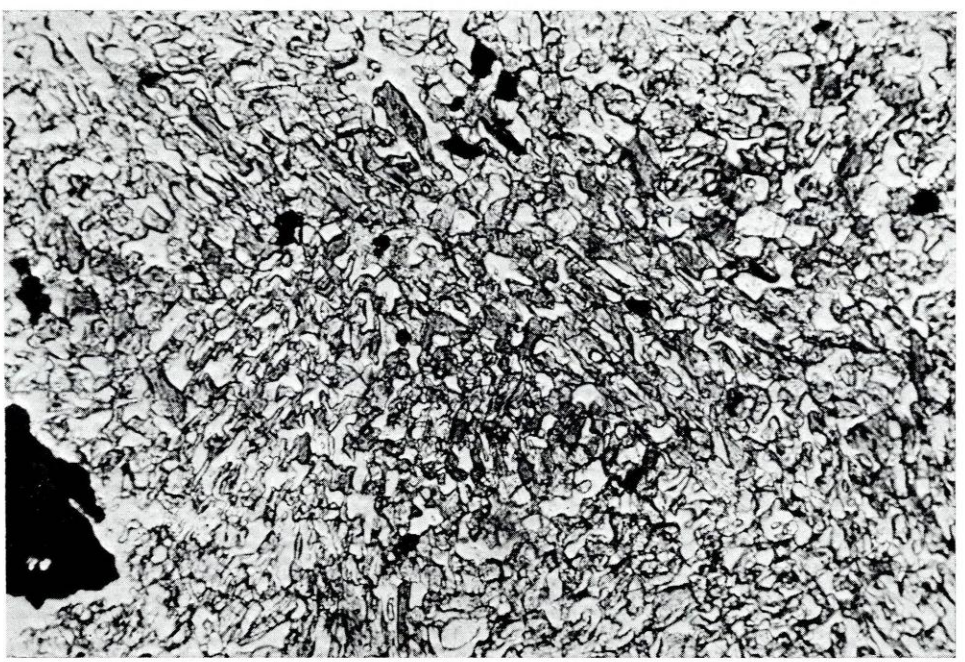

Abb. 3· Grobe HBL-Feldspatdiablastik aus diablastischen Granatamphiboliten

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Alumo-Silikat-Gneis-Serie (Serie III)

Unter den Begriff Alumo-Silikat-Gneis-Serie fällt eine Amphibolit-Paragneisabfolge, welche sich ihrer Ausbildung nach deutlich von den vorhergehenden Serien unterscheidet und als Übergangsglied der „Ortho-Serien im Norden" in die Wechselserie bezeichnet werden kann. Sie erreicht im Raume der Luibisalm ihre größte Mächtigkeit von 650 m und nimmt gegen Osten wie gegen Westen hin allmählich ab. Beste Aufschlußverhältnisse bietet der Zug vom Luibisschartl bis zum Sandjoch, wo ein Profil von den hellen Bänder-Amphiboliten über die diablastischen Granat-Amphibolite bis in die Alumo-Silikat-Gneis-Serie gegeben ist. Die Beziehungen zur diablastischen Granat-Amphibolitserie werden von den Alumo-Silikat-Gneisen hergestellt. Die schmalen Einschaltungen dieses Gesteins in den diablastischen Granat-Amphiboliten erweitern sich in dieser Serie zu einer vielfachen und engen Abfolge mit Wechselserie-Amphiboliten (cm- und m-Bereich), können aber auch Lagen von maximal 200 m Mächtigkeit erreichen, welche im Kartenblatt ausgeschieden wurden. Einzelne dünne Amphibolitlagen treten wohl im Gneisbereich auf, fallen jedoch infolge ihrer geringen Mächtigkeit kaum auf. Die Alumo-Silikat-Gneise sind neben dem Amphibolit, der prozentuell den höchsten Anteil besitzt, die bestimmenden Gesteine dieser Serie. Stärker vertreten sind noch granatreiche Zweiglimmer-Gneise in dem Felsrücken, den das südliche Luibiskarle und das Reichenkar gemeinsam haben. Dagegen sind die Anteile des hellen Biotit-Plagioklas-Gneises sehr gering und beschränken sich nur auf vereinzelte, geringmächtige Lagen.
Die braun-grauen bis dunkelgrün gefärbten Alumo-Silikat-Gneise lassen sich im Gelände von Amphibolit oft schwer unterscheiden. Die große Ähnlichkeit ist vor allem durch die dunkelgrüne Farbe seiner Glimmer und den häufigen Gehalt an Hornblende bedingt. Die Gneise setzen der Verwitterung jedoch weniger Widerstand entgegen als die massigeren Amphibolite. Daher treten breite Züge dieses Gesteins im Landschaftsbild klar hervor und bedingen vorwiegend grasdurchsetzte Rinnen in steilen Amphibolitzügen (z. B. am Mitterkopf, Sandjoch und Reiserscharte). Spätmetamorphe Quarzlinsen und -bänder, die alle Gesteine dieser Serie s-parallel durchschwärmen, enthalten in den Alumo-Silikat-Gneisen sehr häufig Andalusit, Disthen, gelegentlich auch Cordierit (E. HÄFELE, 1894, F. SPAENHAUER, 1933).

Wechselserie (Serie IV)

Diese Serie nimmt im Amphibolitzug des mittleren Ötztales den breitesten Raum ein. Ihr Hauptmerkmal ist die häufige und enge Wechsellagerung von Amphiboliten mit verschiedenen Paragneisen. Diese Abfolge durchläuft alle Mächtigkeitsvariationen vom cm-Bereich über den m-Bereich und darüber. Abbildung 4
Die Vielfalt der einzelnen Gesteinstypen wird durch die mannigfachen Übergangsmodifikationen noch verstärkt.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Abb. 4: Wechselserie Amphibolit-Gneis Wechsellagerung im cm-m-Bereich

Abgesehen von stellenweise verschieden hohem Gehalt an Epidot, Granat oder Biotit ist der *Wechselserie-Amphibolit* relativ einförmig ausgebildet. Am meisten belebt wird sein Aussehen durch den Gehalt von Epidot, der durch seine gelbgrüne Farbe das Gestein schon von weitem kenntlich macht, besonders dann, wenn Epidot in breiten Lagen oder zu Knollen angehäuft im Amphibolit eingelagert ist. Man findet derartige Amphibolite am Gipfel des Breiterkogls und im Raum der Hundsbachalm am Hohen Kopf. An dieser Stelle liegen in der Halde reine Epidotfelse von cbm-Größe. Das anstehende Gestein konnte infolge der Steilheit des Geländes nicht gefunden werden.

Feine Haarrisse, welche den Amphibolit netzartig durchziehen, führen häufig Epidot. Dieser Typus ist über das ganze Gebiet hin immer wieder vertreten. Weniger auffällig ist im Gestein der Gehalt an Biotit und Granat. Beide Mineralien sind zwar selten fehlende Übergemengteile, erreichen jedoch nie eine auffallende Größe oder ein derart gehäuftes Auftreten, daß sie örtlich ein besonderes Merkmal des Amphibolit sein könnten. Große kartierungstechnische Bedeutung kommen einzeln Vererzungszonen in Amphibolit und Gneis zu, die durch ihre rostbraune Verwitterungsfarbe als ausgezeichnete Leithorizonte dienen. Sie treten besonders im Faltenbogen der Kleinen Geige und des Breiterkogls auf, wo sie die Klärung der

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

schwierigen tektonischen Verhältnisse erleichtern. Ähnliche Verhältnisse wurden von SPAENHAUER (1932), STRECKEISEN (1928), WENK (1934) aus der südlichen Silvretta und von SPICHER (1940) aus dem südlichen Tessin beschrieben.

Saussurit-Amphibolit

Dieser Amphibolit am Ausgang des Pollestales ist ein Gestein von stark fleckigem Aussehen. In der dunklen Hornblendemasse liegen schlierige Nester eines hellgelblichen, speckigen Materials, welches sich unter dem Mikroskop als saussuritische Substanz erweist. Daneben durchsetzen den Amphibolit noch wirr und regellos rundliche Flecken aus silbrig glänzenden Glimmerschüppchen. Granat ist vereinzelt zu beobachten.

Die amphibolitische Grundmasse besteht bis zu 95 Prozent aus einem Gewebe einander spießig durchwachsender Hornblenden von blaßgrüner Farbe. Ihre optischen Daten sind: 2 Vz 94 bis 96 Grad, $\gamma \wedge c$ bis 19 Grad.

Plagioklas erreicht Anteile bis zu 5 Prozent und ist durchwegs frisch. Er weist An-Gehalte von 36 bis 44 Prozent auf und zeigt fleckig inverszonare Strukturen.

Einen bedeutenden Gemengteil stellen noch längliche, lappige Erzkörner dar, mit Anteilen bis zu 4 Prozent. Dazu treten noch einzelne graugrüne Chlorite und Titanitkörner.

Die Saussuritschlieren treten auch im Schliffbereich vorwiegend getrennt von den Sericitnestern auf. Sie bilden wolkig-trübe Massen von anisotropem Charakter, aus denen hie und da die bläulichen Interferenzfarben einzelner Zoisitkörnchen hervorleuchten. Aus dieser dunklen Masse beginnen sich allmählich idioblastische bis hypidioblastische Zoisitkörner zu bilden, die den Saussurit aufzehren.

Sie Sericitnester bestehen aus einem engen Maschenwerk sich durchspießender Glimmerfasern. Dazwischen schalten sich gelegentlich fleckig karbonatische Bereiche ein, welche von dem oft sehr kleinförmigen Glimmerfilz schwer zu unterscheiden sind. Stark angegriffene Disthen- und Granat-Porphyroblasten sind die einzig deutlich erkennbaren Mineralien dieser Glimmermassen.

Ein etwas bunteres Bild bieten *die Paragneise,* von denen vier Haupttypen kartiert wurden:

1. Biotit-Plagioklas-Gneis: Plagioklas 30 bis 60 Prozent (An 12 bis 26 Prozent), Quarz 20 bis 60 Prozent, Biotit 3 bis 20 Prozent, bis zu 5 Prozent Granat; ferner: Chlorit, Klinozoisit, Muskovit, Apatit, Erz
2. Hornblende-Gneis: Plagioklas 41 bis 53 Prozent (An 20 bis 28 Prozent), Hornblende 12 bis 22 Prozent, Biotit 18 bis 30 Prozent, Quarz 3 bis 10 Prozent; ferner: Klinozoisit, Chlorit, Erz, Apatit
3. Kalifeldspat-Plagioklas-Gneis: Plagioklas 40 bis 60 Prozent (An 0 bis 8 Prozent), Hornblende 10 bis 35 Prozent, Quarz 5 bis 30 Prozent, Biotit bis zu 10 Prozent; ferner: Granat, Rutil, Klinozoisit, Chlorit, Karbonat, Apatit, Erz
4. Alumosilikatgneis: Plagioklas 30 bis 50 Prozent (An 21 bis 46 Prozent), Quarz 1 bis 30 Prozent, Biotit 10 bis 40 Prozent; ferner: Granat, Staurolith, Sillimanit,

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Disthen, Andalusit, Klinozoisit, Muskovit, Hornblende, Titanit, Rutil, Chlorit, Apatit, Erz

Migmatitische Wechselserie

Im Gebiet zwischen Kleiner Geige, Breiterkogel und Hoher Kopf liegt auf der Wechselserie ein Schubspan von Gesteinen, die zum Großteil dem südlich anschließenden Biotit-Augengneiskomplex angehören. Daneben sind aber auch Gesteine der Wechselserie miteinbezogen. Die charakteristische Wechsellagerung von Amphibolit und Paragneis ist jedoch stark verwischt, die Amphibolitlagen sind in Schollen aufgelöst, die helleren Partien zeigen im Dünnschliff wesentliche Gehalte an Kalifeldspat. Das ganze Gebiet erweckt den Eindruck eines typischen Migmatites. Ähnliche Gesteine wurden aus dem Gebiet der Winnebachseehütte beschrieben (HOINKES — PURTSCHELLER — SCHANTL, 1973).

Serie der Eklogite und Eklogit-Amphibolite im Süden (Serie V)

Die Gesteine dieser Serie wurden von der Wechselserie kartographisch abgetrennt, jedoch nicht petrographiert. Diese Ortho-Serie ist mit der am Nordrand des Amphibolitzuges nicht völlig identisch. Abgesehen davon, daß helle Bänder-Amphibolite hier fehlen, lassen auch die eklogitischen Typen beider Serien schon makroskopisch deutliche Unterschiede erkennen. Die Bearbeitung dieser Serie war für die vorliegende Arbeit nicht vorgesehen, da das Gebiet einen in sich geschlossenen Fragenkomplex darstellt. Lediglich ein neu entdecktes Vorkommen von Marmor, der in der Schlucht des Pirchelbaches, in der unmittelbaren Umgebung der Äußeren Pollesalm ansteht, wurde zum Teil miteinbezogen.
Der Marmor liegt linsenförmig an der tektonisch stark überformten Grenze dieser Serie zu den angrenzenden Biotit-Augen-Gneisen. Seine heutige Lage innerhalb der Eklogitserie dürfte einen tektonischen Transport als Ursache haben. Als Besonderheit sei hervorgehoben, daß in seinem Verband linsenförmig in großer Zahl Eklogite, Eklogit-Amphibolite und Biotit-Augengneise eingeschaltet sind.

Der Gneisrahmen des Amphibolit-Zuges

Die Gneise, die den Amphibolit-Zug im Sulztalkamm und auch weiter im Westen im Geigenkamm randlich umhüllen, setzen sich zusammen aus Paragneisen und Orthogneisen.
Die Paragneise werden vertreten durch den Biotit-Plagioklas-Gneis. Als Orthogneis ist der Biotit-Augengneis zu bezeichnen, der am Aufbau der unmittelbaren Grenzzone zum Amphibolit einen wesentlich größeren Anteil hat, als dies HAMMER in der Karte 1 : 75.000 zum Ausdruck bringt.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Zwischen Biotit-Augengneis und Biotit-Plagioklas-Gneis besteht ein ganz allmählicher Übergang durch sukzessive Abnahme der Korngröße von Süden nach Norden. Getrennt ausgeschieden wurde ein Bereich in der Muschenschneid, der von HAMMER (1929) dem Winnebachgranit gleichgestellt wurde. Der Gneiszug, der an der Nordgrenze der südlichen Eklogitzone dieser eingelagert ist und ab Aschbach die Grenze zwischen Wechselserie und südlicher Eklogitzone darstellt, wurde als Biotit-Flasergneis bezeichnet und von den übrigen Biotit-Augengneisen getrennt, obwohl große Ähnlichkeiten vorhanden sind.

a) Biotit-Plagioklas-Gneis

Ein größerer zusammenhängender Biotit-Plagioklas-Gneis-Komplex ist am Ausgang des Sulztales auf der orographisch linken Talseite aufgeschlossen. Gegen Gries hin werden die Aufschlüsse recht spärlich, so daß die Grenze zwischen Biotit-Plagioklas-Gneis und Biotit-Augengneis, die im unteren Teil des Steilabfalles gegen das Sulztal hin verlaufen muß, nicht genau zu lokalisieren ist. Eine scharfe Abtrennung wird auch noch durch den allmählichen Übergang zwischen den beiden Gesteinstypen erschwert.

Die Standardzusammensetzung (siehe Wechselserie) kann sich wesentlich verändern, da im Biotit-Plagioklas-Gneis immer wieder quarzitische oder glimmerschiefrige Lagen auftreten.

Charakteristisch für den Biotit-Plagioklas-Gneis ist seine rotbraune Anwitterungsfarbe, die allerdings auch dem Biotit-Augengneis eigen ist.

b) Biotit-Augengneis

Das untersuchte Gebiet repräsentiert nur einen geringen Teil des Verbreitungsgebietes dieses Gesteins. Eine genaue Bearbeitung des gesamten Komplexes steht noch aus.

Auf der Karte wurden stark schiefrige und mehr massig-granitische Typen getrennt ausgeschieden. Während im Sulztalkamm diese Grenzen stark verwischt sind, läßt sich im Gebiet der Muschenschneid und des Atterkares eine relativ scharfe Abtrennung durchführen.

1. Der massig-granitische Typ

Die Andeutung einer Schieferung ist stets vorhanden. Das Gestein ist schon weitgehend homogenisiert. Schieferschollen-Einschlüsse lassen zum Teil randlich Absorptionserscheinungen erkennen.

Auffällig sind die oft bis zu 5 cm großen Kalifeldspatholoblasten in der an sich schon grobkörnigen Grundmasse. Am Weg zum Gamskogel oberhalb der Gasse wurden im Granit bis zu 1 cm große Cordierit-Pinite gefunden.

2. Der stark schiefrige Typ

Der stark schiefrige Typ zeigt in den meisten Fällen auch große Neubildungen, die ebenso wie die Schieferschollen deutlich im s eingeregelt sind.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Der wesentliche Unterschied zum Typ a) ist gefügemäßiger Natur. Feldspate und Glimmer sind in feinste Körnchen aufgelöst (Feldspate um 0,06 mm, Glimmer ca. 0,06 × 0,02 mm). An einzelnen Körnern konnte beobachtet werden, daß diese Granulierung ein Produkt mechanischer Zerscherung darstellt. Das Granulat, das für eine Achsenverteilungsanalyse zu feinkörnig wäre, zeigt nämlich bei der Betrachtung mit Gips eine ausgezeichnete Regelung in scharflinig begrenzten Scherungsbahnen.
Auch im Feld konnten für eine starke Beanspruchung dieses Gesteins Hinweise gefunden werden. Es treten nämlich gelegentlich, besonders in Bereichen mit intensiver Tektonik, wie zum Beispiel im Milchenkar und auf dem Gamskogel, im stark geschieferten Biotit-Augengneis Ultramylonite auf, die makroskopisch an ganz schwach metamorphe dünnplattige Tonschiefer erinnern.
Die großen Einsprenglinge sind nur zum Teil Feldspate. In den meisten Fällen wurde ein Granulat aus Quarz und Feldspat festgestellt. Als Neubildungen können Biotit und Muskovit auftreten.
Makroskopisch zeigt dieses Gestein eine große Ähnlichkeit zum Mönchalpgranit der Silvretta, der in der Vergangenheit fälschlicherweise häufig mit dem Winnebachgranit verglichen wurde (STRECKEISEN, 1966).

c) Biotit-Flasergneis von Aschbach

Man könnte diesen Gneis zwischen den stark geschieferten Biotit-Augengneis und den Biotit-Plagioklas-Gneis stellen. In der Zusammensetzung und im makroskopischen Bild ist er dem geschieferten Biotit-Augengneis sehr ähnlich. Es fehlen allerdings die großen Quarz-Feldspat-Flasern. Der Unterschied liegt in den Feldspaten, die in diesem Gneis nicht granuliert sind. Der Plagioklas ist fast reiner Albit. Neben Plagioklas ist Mikrolin ziemlich häufig.

d) Der Winnebach-Granit der Muschenschneid

Der Winnebach-Granit (DRONG, 1959, HOINKES — PURTSCHELLER — SCHANTL, 1973) ist charakterisiert durch eine große Anzahl von Schieferschollen-Einschlüssen, aber gerade diese fehlen in der Muschenschneid. Die Granulierung der Feldspate, die für den Winnebach-Granit typisch ist, ist auch für den geschieferten Biotit-Augengneis charakteristisch. Ebenso kann auch Cordierit-Pinit im Biotit-Augengneis Vorkommen. Man könnte also diesen sogenannten Winnebach-Granit auch als feinkörnige Varietät des Biotit-Augengneises bezeichnen.
Ein weiterer Unterschied zum echten Winnebach-Granit besteht darin, daß jener der Muschenschneid eine Schieferung besitzt, die identisch ist mit der in den umliegenden Biotit-Augengneisen.
Eine Klärung in dieser Frage könnte nur die Bearbeitung des gesamten Biotit-Augengneis-Komplexes bringen.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Die Marmorvorkommen im Bereich des Amphibolitzuges

Schon Adolf PICHLER war ein Marmorvorkommen in der sogenannten Alzenrinne bekannt. Das Vorkommen liegt an der Grenze Biotit-Augengneis zum Amphibolit, in einer ca. 50 m mächtigen Zone, in der in enger lagenweiser Durchmischung Gneise neben Marmor, Eklogiten und Amphiboliten auftreten.
In der Streichend-Fortsetzung dieser Zone wurden im Milchenkar und im Schönrinnenkar noch mehrere zum Teil wesentlich mächtigere Marmorvorkommen gefunden. Die durchschnittliche Mächtigkeit der verschiedenen Marmorkörper liegt bei 10 × 4 m. Das größte Marmorvorkommen liegt jedoch im Pollestal. Die Mächtigkeit beträgt ca. 50 × 350 m. In diesem Marmor sind Nebengesteinseinschlüsse (Amphibolite, Gneise) bis zu cbm-Größe besonders gut zu beobachten. Die intensive Durchmischung von völlig verschiedenen Gesteinen in dieser Zone spricht für eine tektonische Beeinflussung. Der tektonische Charakter dieses Bereichs wird durch die Amphibolit-Knollen im Marmor noch verdeutlicht. Nur in einem Fall ist ein deutlicher Lagenbau zwischen Marmor und Pyroxen-Zoisit-Fels gegeben (Schönrinnenkar).
Die Färbung von einigen Proben mit Kaliumferricyanid und Alizarin ergab eine starke Beteiligung von Dolomit neben Kalzit. Dolomit kann in cm- oder mm-Lagen mit Kalzit wechseln. Reine Dolomit-Marmore treten nicht auf; wohl aber reine Kalzit-Marmore.
Was die Marmore für das ganze Gebiet besonders interessant erscheinen läßt, ist die Tatsache, daß Neubildungen von Mineralien, wie Phlogopit, Spinel, Granat, Skapolith, Diopsid, Olivin, Mikroklin und Humit, auftreten (HOERNES — MILLER — PURTSCHELLER, 1971).
Da diese Neubildungen nur in ganz seltenen Fällen Spuren einer postkristallinen Durchbewegung erkennen lassen und andererseits Eklogite und Eklogit-Amphibolite als tektonische Einschlüsse im Marmor liegen, muß man die Bildung der Eklogite und Eklogit-Amphibolite einer früheren Metamorphose (oder Phase der Metamorphose) zuordnen als die Bildung von Olivin-Phlogopit usw. Zwischen den beiden Metamorphosen wäre eine tektonische Phase anzunehmen, die die Verknetung des Marmors mit Amphibolit verursachte (PURTSCHELLER, 1967).

Diabase

Die Gesteinszüge aller beschriebenen Serien sind sporadisch von jungen, diskordant gelagerten Ganggesteinen durchschlagen, an deren Auftreten vor allem die ungleiche Verteilung auffällig ist. Daß ihr verstärktes Auftreten gerade mit Zonen komplizierter Tektonik zusammenfällt, dürfte kein Zufall sein. Die Schwächepunkte in diesen Regionen müssen die Intrusion besonders begünstigt haben. Die Diabase bilden Gänge von wenigen cm bis zu 15 bis 30 m Mächtigkeit. Nur die besonders mächtigen Gänge, wie die in den Wandfluchten des Schwarzkogel und des Hohen Kopf, heben sich schon von weitem deutlich hervor. Die geringmächtigen jedoch

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

werden häufig erst aus nächster Nähe erkannt, so daß sicher nur ein Teil davon in der Karte verzeichnet sein dürfte.
Ein Charakteristikum der Diabase liegt in ihrem variationsreichem Auftreten: Sie setzen plötzlich ein, brechen nach kurzer Längserstreckung wieder ab und erscheinen manchmal nach längerer Unterbrechung dann ebenso unvermittelt wieder. Daher sind sie über weite Strecken selten geschlossen zu verfolgen, auch deshalb nicht, weil sie oft durch sprunghaften Richtungswechsel unter Schutt und Vegetationsbedeckung verschwinden. Weiters finden sich neben einheitlich geschieferten oder einheitlich massigen Gängen auch solche, wo geschieferte und kompakte Partien im selben Gang wechseln.
Die Frage nach dem Alter der Intrusion kann nur relativ abgegrenzt werden. Sie fällt sicher nicht, wie auch BEARTH (1932) in seiner Arbeit über Diabase in der Silvretta hervorhebt, in eine postmesozoische Periode, welche von HAMMER (1929) als Zeitpunkt für die Intrusion angenommen wurde. Die Intrusion muß vormesozoisch stattgefunden haben. Dafür sprechen verschiedene Beobachtungen:
Diabase wurden nie in den auflagernden mesozoischen Sedimenten gefunden, wie das etwa bei den Ortleriten und Suldeniten der Fall ist (KLEBELSBERG). Einen weiteren Hinweis für die zeitliche Einstufung der Diabase geben uns auch die metamorphen Neubildungen der Minerale Biotit und Hornblende, die in vielen Diabasproben aus dem gesamten nördlichen Ötztal-Stubaier Altkristallin angetroffen wurden. Eine alpidische Bildung dieser Minerale ist auszuschließen, weil sie in Bereichen auftreten, wo Biotite aus Granitgneisen Abkühlalter von ca. 270 Mill. Jahren ergaben (SCHMIDT, JÄGER, et al., 1967).
Die Bildung und Metamorphose der Diabase muß also dem variszischen Zyklus zugeordnet werden.

Das Verhältnis Kristallisation — Deformation

In der Regel sind sämtliche Mineralien in allen Gesteinen dieses Gebietes postdeformativ kristallisiert. Lediglich an Glimmern können Spuren postkristalliner Deformation beobachtet werden. Gesteine mit starker postkristalliner Deformation sind auf schmale Zonen entlang junger, wahrscheinlich alpidischer Störungen beschränkt.
Diese Tatsache läßt jedoch keinen direkten Schluß auf das Alter der Kristallisation zu, wie es z. B. in den Gesteinen der penninischen Decken des Tessins möglich ist.
Auch dort sind sämtliche Minerale postdeformativ kristallisiert. Die Kristallisation läßt sich jedoch als alpidische genau belegen, da mesozoische Sedimente, die den penninischen Decken eingelagert sind, denselben Grad der Metamorphose zeigen wie die umliegenden Gesteine (WENK, 1970, TROMMSDORF, 1966).
Die dem Ötztaler bzw. Stubaier Altkristallin auflagernden Sedimente zeigen dagegen nur eine ganz schwache Metamorphose, die besonders in den Raibler Schichten ausgeprägt ist (F. KARL, 1955, G. LANGHEINRICH, 1965).

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Es ergibt sich in diesem Raum also eine Gliederungsmöglichkeit der Metamorphose in eine

a) voralpidische; nur im kristallinen Untergrund ausgeprägt, und

b) alpidische; diese ist wesentlich schwächer als die voralpidische und konnte bis jetzt sicher nur im Brenner-Mesozoikum nachgewiesen werden.

V TEKTONIK

Der Amphibolitzug im mittleren Ötztal gehört dem Teil der Ötztaler Masse an, der im Gegensatz zum steilachsigen Schlingenbau des Südabschnittes im großen gesehen durch isoklinal O-W streichende Züge gekennzeichnet ist (SCHMIDEGG, O., 1964). Innerhalb dieser O-W streichenden Züge sind zwei b-Achsenrichtungen ausgeprägt: flach O-W liegende b-Achsen (hauptsächlich im Bereich über m-10-er) und mit 50 bis 60 Grad gegen NO-NW eintauchende B-Achsen. Die Prägung dieser Strukturen ist vormesozoisch, wie schon im Kapitel Kristallisation — Deformation ausgeführt wurde.

Die alpine Orogenese hat das gesamte Kristallin als Block an seine heutige Stellung verfrachtet. Dabei kam es im Innern zu lokalen Brüchen und Verschiebungen. Diese alpinen Störungen (Atterkar-Störung, Sulzkar-Störung) sind von schmalen Zonen z. T. äußerst intensiver Kataklase begleitet, in deren Bereich es sogar gelegentlich zur Bildung von Pseudotachylliten gekommen ist (HAMMER, 1930).

Der Bau des Gebietes ist im W-Teil (Geigenkamm) wesentlich komplizierter als im Sulztalkamm. Es soll hier jedoch nur kurz auf die wesentlichen Charakteristika eingegangen werden.

Geigenkamm: Der nördliche Teil ist von O-W streichenden Strukturen gekennzeichnet. Das Fallen ist am W-Ende steil, 70 bis 90 Grad N. Abweichungen vom generellen Streichen sind besonders gegen den Ötztaler Talgrund hin häufig. Das plötzliche Ende der Ortho-Serien im nördlichen Luibiskar könnte tektonisch bedingt sein. Wahrscheinlich ist jedoch, daß die primäre Grenze tektonisch überformt wurde, weil im W (Kaunergrat) bis jetzt zumindest keine Bänder-Amphibolite bekannt wurden. Diablastische Granat-Amphibolite treten jedoch auch im ganzen übrigen N-Teil der Ötztaler-Stubaier Alpen auf (Kaunergrat, Umhausen, Sellrain, Schrankogel). Im W-Teil des Geigenkammes fällt ein Großfaltenbau auf, welcher besonders durch Biotit-Plagioklas-Gneiszüge und durch den Gneiszug im Gebiet der kleinen Geige und des Breiterkogel abgezeichnet wird. Die Faltenachse taucht mit 50 Grad gegen NW ein. Im O-Abschnitt lösen sich die Strukturen allmählich aus der Großfalte und gleichen sich dem Streichen im Sulztalkamm an.

Sulztalkamm: Bis auf den Baum von Burgstein, Gamskogel, Milchenkar ist der Bau des Sulztalkammes recht einförmig. Alle Serien streichen annähernd NW-SO (i. D. 290 Grad) und fallen steil (60 bis 80 Grad) nach N-NO ein.

Lediglich gegen die Atterkar-Störung hin und in den südöstlich davon liegenden Biotit-Augengneisen ist steiles S-Fallen zu beobachten.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Der komplizierte Bau im Gamskogelgebiet dürfte durch verschiedene Faktoren bedingt sein: a) durch O-W gerichtete Verschuppung parallel zur alten Störung der Amphibolit-Gneis-Grenze; b) durch eine großräumige Verfaltung mit flach O-W liegender Achse.
Wie schon angedeutet, können wir zwei Störungssysteme unterscheiden:

1. Praealpine Störungen (Breitlehntal, Polltal, N-Amphibolit-Gneis-Grenze). Wesentlichstes Kriterium für voralpidisches Alter: Völlige Rekristallisation der beanspruchten Gesteine (siehe Kapitel Marmore).
2. Junge Störungen (siehe oben).

GENESE

Serie I

Das Hauptgestein dieser Serie ist ein sehr heller Bänder-Amphibolit, der mit mehr schlierig fleckigen Amphiboliten derselben mineralogischen Zusammensetzung in engem räumlichem Kontakt steht.
Als Einlagerungen treten in diesen Amphiboliten Eklogite, Eklogitamphibolite und Peridotite auf.
Die Eklogite zeigen die Tendenz, sich in Amphibolite umzuwandeln. Solche retrograd umgewandelten Eklogite zeigen keine Spuren einer Durchbewegung. Die Umwandlung erfolgte also unter statischen Bedingungen.
Nach Ch. MILLER (1967) zeigen die Bänder-Amphibolite einen Alkali-basaltischen, die diablastischen Granat-Amphibolite der Serie II einen Tholeit-basaltischen Chemismus. Die Eklogite haben einen Chemismus, der etwa zwischen den beiden Typen liegt.
Ch. MILLER konnte zeigen, daß der relativ niedere Pyropgehalt der Eklogitgranate gegen eine Bildung derselben unter extremen PT-Bedingungen spricht.
Somit müssen wir die Bildung der Bänder-Amphibolite und der Eklogite einer Metamorphose zuordnen. Ohne jedoch auf die gesamte Problematik der Eklogitbildung eingehen zu wollen, scheint die Möglichkeit der Entstehung der Eklogite aus einem gabbroiden Ausgangsmaterial unter Bedingungen der Amphibolitfazies aber bei geringem PH_3O für den vorliegenden Fall am wahrscheinlichsten (GREEN + RINGWOOD, 1967).

Serie II

Diese Gesteine sind aus einem Material Tholeit-basaltischer Zusammensetzung (MILLER, 1970) zunächst bei Wasserabwesenheit zu Pyroxen-Granatfelsen gebildet worden. Später scheint jedoch ein genügend großes Angebot an Wasser vorhanden gewesen zu sein, was bewirkte, daß sich die Pyroxene in eine HBL-Feldspatdiablastik umwandelten.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Die physikalischen Bedingungen für die Bildung der Amphibolite waren jedenfalls noch nach der Durchbewegung gegeben. Der primäre Wassergehalt des Ausgangsmaterials muß auf jeden Fall sehr gering gewesen sein, damit sich ein Gestein bilden konnte, das überwiegend aus Pyroxen und Granat besteht.
Eingelagert in diese Gesteine sind Gneise, die gelegentlich Disthen und Staurolith führen. Diese Gneise geben uns Hinweise für die physikalischen Bedingungen, die während der Metamorphose geherrscht haben.

Genese der Serien III und IV

Da zur Lösung der genetischen Probleme dieser Amphibolittypen der Chemismus nicht berücksichtigt werden konnte (LEAKE, B. E., 1964), muß die Frage nach dem Ausgangsmaterial der einzelnen Gesteine auf Kriterien geologischer und mineralogischer Natur gestützt werden.
Der Überblick über die geologischen Charakteristika der Wechselserie und Alumo-Silikat-Gneis-Serie sowie die Diskussion der verschiedenen Gneis- und Amphibolitbeziehungen haben die Frage nach der Genese dieser Gesteinsvergesellschaftung schon weitgehend beantwortet. Es muß für diese Serien ein ehemals sedimentärer Komplex vorgelegen haben, aufgebaut auf sandigen, sandig-tonigen und stark tonigen Sedimenten, aus denen dann die Biotit-Plagioklas- bis Zweiglimmer-Gneise, helle Biotit-Plagioklas-Gneise und Alumo-Silikat-Gneise entstanden sind, in reger Wechsellagerung mit tuffogenem Material und eventuell auch Mergeln, welche das Ausgangsmaterial der Wechselserie-Amphibolite darstellen.
Einige Schwierigkeiten bereitet die Klärung der Bildungsbedingungen des Kalifeldspat-Plagioklas-Gneises. Obwohl dieses Gestein mineralogisch Orthocharakter besitzt und keine, für diese Serie so typischen Paragneiseigenschaften, wie etwa enge Wechsellagerungen oder allmähliche Übergänge in andere Gesteine, dürfte auch in diesem Fall ein Sediment das Ausgangsmaterial gewesen sein. Es sprechen dafür die konkordante, scharf begrenzte Lagerung zwischen Paragestein und Amphibolit und das völlige Fehlen eines Eruptivkontaktes mit einem Granitstock in der Umgebung, aus dem das Gestein eventuell bezogen werden könnte. Das Ausgangsmaterial dürfte ein stark kalihaltiges Sediment gewesen sein, etwa ein Arkosesandstein.
Bei dem Vorkommen von diablastischem Granat-Amphibolit am Halkogel muß durch die Analogie zu den Typen der diablastischen Granat-Amphibolitserie ein eruptiver Ursprung angenommen werden. Offen muß die Entscheidung allerdings beim Saussuritamphibolit bleiben. Seine mineralogischen und texturellen Unterschiede zu den Wechselserie-Amphiboliten und die Ähnlichkeit mit den hellen Bänder-Amphiboliten sind offensichtlich, doch fehlen dem Gestein eindeutige Relikte.

Für die fazielle Einstufung dieser Gesteine bieten die verschiedenen Modifikationen von Al_2SiO_5 gute Hinweise.

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Es wurden nämlich Bereiche gefunden, in denen alle drei Varietäten von Al_2SiO_5, also Andalusit, Sillimanit und Disthen, nebeneinander in einem Schliff auftreten können. Nach CHINNER (1966) können in einem regionalmetamorphen Gebiet die drei Varietäten von Al_3SiO_5 stabil nebeneinander nur an einem lokal sehr begrenzten Punkt auftreten.

Für diesen Punkt müssen während der Metamorphose die physikalischen Bedingungen des Tripelpunktes dieser drei Varietäten gegolten haben. Dieser liegt nach ALTHAUS (1967) bei 595 ± 10 Grad C und 6,5 ± 0,5 Kilobar.

Zwei Variationen von Al_2SiO_5 dürfen nach CHINNER nur entlang einer Linie auftreten. F. PURTSCHELLER (1969) konnte zeigen, daß im Ötztal-Stubaier Altkristallin in einer mächtigen Zone mit Sillimanit auch Disthen immer wieder neben Sillimanit auftreten kann.

Wenn wir aber bedenken, daß das Ötztal-Stubaier Altkristallin wie die meisten Altkristallinkomplexe ein Gebiet darstellt, das sicher von mehreren Metamorphosen betroffen wurde, läßt sich die Tatsache, daß Disthen neben Sillimanit auftritt, auch durch die Mehrphasigkeit der Metamorphose leicht erklären. Schon allein die Tatsache, daß die Eklogite, die bestimmt relativ hohe Drucke zu ihrer Bildung benötigten, in der Sillimanitzone (in der auch Gesteine mit Andalusit auftreten) liegen, läßt einen Akt der Metamorphose unwahrscheinlich erscheinen.

Zu ähnlichen Ergebnissen bezüglich des Ablaufs der verschiedenen Metamorphosen gelangt FÖRSTER (1967) bei seinen Arbeiten in südlicheren Teilen der Ötztaler Masse und HOERNES (1971) bei Metamorphoseuntersuchungen aus dem Gebiet der nördlichen Silvretta, das genetisch dem Ötztalkristallin gleichzustellen ist.

Da nun die Bildung von Andalusit und Sillimanit gegenüber dem übrigen Mineralbestand eindeutig Neubildungen darstellen, können wir zwei Akte der Metamorphose unterscheiden. Möglicherweise handelt es sich auch überhaupt um zwei getrennte Metamorphosen.

1. Eine durchbetonte Metamorphose. Dieser Metamorphose ist die Bildung der Eklogite zuzuordnen.

2. Eine weitere Metamorphose mit einem niedrigeren Druckgradienten, die zur postdeformativen Bildung von Sillimanit, Staurolith und Andalusit führte. Diese zweite Metamorphose ist als selbständiger Akt am besten in den Marmoren nachzuweisen (F. PURTSCHELLER, 1967) und verläuft völlig diskordant zum Bau des Gebietes.

Diese Deutung der metamorphen Geschichte des Ötztaler Altkristallins steht auch durchaus im Einklang mit den bisher vorliegenden absoluten Altersbestimmungen, die für den Norden des Ötztaler Altkristallins zwei thermische Ereignisse, eines vor etwa 400 Mill. Jahren und eines vor etwa 270 Mill. Jahren, ergaben (SCHMIDT, JÄGER et al., 1967).

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

LITERATUR

Althaus, E., The Triple Point Andalusite-Sillimanite-Kyanite Cotrib. Miner. and Petrol. 16, 29–44, 1967

Bearth, P., Die Diabasgänge der Silvretta, SMPM 12, 147–179, 1932; Über Gangmylonite der Silvretta, SMPM 13, 347–355, 1933; Über Eklogite, Glaukophanschiefer und metamorphe Pillowlaven, SMPM 39, 267–286, 1959

Chinner, G. A., The significance of the aluminium silikates in metamorphism, Earth-Science-Reviews 2, 1966

Drong, H. I., Das Migmatitgebiet des Winnebachgranits als Beispiel einer petrotektonischen Analyse, TMPM 7, 1959

Förster, H., Kristallisation und Tektonik des Schneeberger Gesteinzuges, Geol. Rundschau 56, 1967

Green, D. H., A. E. Ringwood, An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications, Geo. Cosmo. Acta 31, 767–8833, 1967

Haefele, E., Über Andalusit vom Pitztale in Tirol, Zeitschr. Krist. 23, 1894

Hammer, W., Eklogit und Peridotit in den mittleren Ötztaler Alpen, Jb. Geol. Bundesanst. Wien 1926; Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich (Blatt Ötztal), Geol. Bundesanst. Wien 1929; Über Pseudotachylit in den Ostalpen, Geol. Bundesanst. Wien 1930

Hetzner, L., Ein Beitrag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite mit besonderer Berücksichtigung der Vorkommen des mittleren Ötztales, TMPM 22, 437–471, 505–580, 1903

Hoernes, S.. Ch. Miller, F. Purtscheller, Neue Mineralfunde aus den westlichen Tiroler Zentralalpen, Veröffent. Museum Ferdinandeum 51, 79–86, 1971

Hoernes, S., Petrographische Untersuchungen an Paragneisen des polymetamorphen Silvrettakristallins, TMPM 15, 56–70, 1971

Hoinkes, G., Petrographie und Petrogenese eines Migmatites im „Winnebachgranit", Diss. Innsbruck 1972

Hoinkes, G., F. Purtscheller, J. Schantl, Zur Petrographie und Genese des Winnebachgranits (Ötztaler Alpen, Tirol), TMPM, im Druck

Karl, F., Die Komponenten des oberkarbonen Nößlachkonglomerats (Tirol), Mitt. Geol. Ges. Wien 1955

Klebelsberg, R. v., Geologie von Tirol, Bornhäger, Berlin 1935

Langheinrich, G., Zur Tektonik und Metamorphose des zentralalpinen Permomesozoikums W der Brennersenke, Nachr. der Akad. der Wiss. Göttingen 1965

Leake, B. E., The chemical Distinction between Ortho- and Paraamphibolite, Journal of Petrol. 5, 238–254, 1964

Miller, Ch., Petrographische Untersuchungen an Peridotiten und Eklogiten aus dem Amphibolitzug des mittleren Ötztales (Loibiskogel), Diss. Innsbruck 1967

Miller, Ch., Petrology of some Eclogites and Metagabbros of the Ötztal Alps, Tirol, Austria, Contrib. Mineral. and Petrol. 28, 42–56, 1970

Purtscheller, F., Mineralzonen im Ötztaler-Stubaier Altkristallin, Anz. der mat. nat. Klasse der österr. Akad. der Wiss. 66–70, 1967

Purtscheller, F., Zur Gliederung der Metamorphose im Bereich des Ötztaler-Stubaier Altkristallins, Mineralog. Mitteil. Blatt Joanneum 1/2, 80–85, 1967

Purtscheller, F., Petrographische Untersuchungen an Alumosilikatgneisen des Ötztaler-Stubaier Altkristallins, TMPM 13, 35–54, 1969

Schantl, J., Feldpetrographische Untersuchungen des Winnebachmigmatites und der angrenzenden Gesteine, Diss. Innsbruck 1972

Schmidegg, O., Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung, Verh. der Geol. Bundesanst. Wien, Jg. 1964, 27–47

Schmidt, K., Jäger, E., Grünenfelder, M., und Grögler, N., Nb-Si- und Cl-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges, Eclog. geol. Helv. 60, 1967

Spaenhauer, F., Petrographie und Geologie der Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe (Graubünden), SMPM 12, I, 27–146, 1932; Die Andalusit- und Disthen-Vorkommen der Silvretta, SMPM 13, II, 323–346, 1933

Spicher, A., Geologie und Petrographie des oberen Val d'Isone (südlicher Tessin), SMPM 20, II, 17–100, 1940

© Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, Innsbruck download unter www.biologiezentrum.at

Streckeisen, A., Geologie und Petrographie der Fluela-Gruppe, SMPM 8, 1928
Streckeisen, A.. Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft ins Silvrettakristallin und in den Totalp-Serpentin, SMPM 46, 704–722, 1966
Trommsdorff, V., Progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon, SMPM 46, 431–460, 1966
Wenk, E., Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins, SMPM 14, 196–278, 1934
Wenk, E., Zur Regionalmetamorphose und Ultrametamorphose im Lepontin, Fortschr. Min. 47, 34–51, 1970
Winkler, H. G. F., Die Genese der metamorphen Gesteine, Springer-Verlag, Berlin 1965

Anschrift der Verfasser:

Dr. Stephan Hoernes, Institut für Mineralogie und Petrographie, A-6020 Innsbruck, Universitätsstraße 4
Dr. Edgar Hoffer, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität D-34 Göttingen, Goldschmidtstraße 1

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum

Jahr/Year: 1973

Band/Volume: 53

Autor(en)/Author(s): Hoernes Stephan, Hoffer Edgar

Artikel/Article: Der Amphibolitzug des mittleren Ötztales (Tirol). 159-180