

Die Metapelite von Emosson (Aiguilles-Rouges-Massiv) als Beispiel spätkaledonisch-frühvariszischer Metamorphose im Altkristallin des helvetischen Bereichs

Autor(en): **Raumer, Jürgen F. von**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **63 (1983)**

Heft 2-3

PDF erstellt am: **25.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-48744>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Die Metapelite von Emosson (Aiguilles-Rouges-Massiv) als Beispiel spätkaledonisch-frühvariszischer Metamorphose im Altkristallin des helvetischen Bereichs

von *Jürgen F. von Raumer**

Abstract

Chemical and structural data gave new insight into the complex petrology of pre-Carboniferous metapelitic series from Lake Emosson (Aiguilles-Rouges-Massiv).

The observed sequence of mineral assemblages, which follow the kyanite-sillimanite facies series, may serve as an example for the late Caledonian-early Variscan metamorphic evolution of crystalline basement outcrops in the Helvetic realm. The following steps of evolution have been observed:

1. A late Caledonian high pressure grade metamorphic event (Crustal thickening due to collision? or ductile thrusts?)
2. The later geothermal evolution, probably dominated by uplift and erosion, led to a low pressure type late metamorphic stage of probably early Variscan age, where one of the following stages of evolution has been attained:
Bi-Sill / Sill-Cord-Kf / II. anatexis with mobilization of cordierite-bearing granitoids
3. A cooling stage with formation of alpine type veins of Variscan age (qu - and - kf) and later coatings of andalusite-muscovite.

These results confirm that the External Massifs of the Helvetic Realm have been concerned in the main metamorphic evolution known from the mid-european Variscan crystalline basement.

Keywords: metapelite, mineral assemblages, polyphase metamorphism, metamorphic belts, Aiguilles Rouges.

Résumé

De nouvelles données chimiques et structurales dans la région du Lac Emosson permettent une meilleure compréhension de la pétrologie complexe des métapelites anté-carbonifères du massif des Aiguilles Rouges.

La séquence d'assemblages minéralogiques, du type disthène-sillimanite, peut servir d'exemple pour l'évolution tardicalédonienne à varisque précoce du socle cristallin de l'ensemble du domaine Helvétique. Les stages d'évolution suivants se dégagent:

1. Un événement tardicalédonien de haute pression (épaississement crustal résultant d'une collision?, de chevauchements ductils?)

* Institut für Mineralogie und Petrographie, Universität, Pérolles, CH-1700 Fribourg.

2. L'évolution thermique postérieure, peut-être sous l'influence de soulèvements et d'érosions, conduit à un métamorphisme tardif de type basse pression, probablement d'âge varisque précoce. Selon la température un des stages suivants a été atteint:
Bi-Sill / Sill-Cord-Feldspath potassique / II^e anatexie avec mobilisation de granitoïdes à cordiérite.
3. Pendant le stage de refroidissement tardif se forment des fissures remplies d'andalousite-quartz-feldspath potassique. Des diaclasses encore plus tardives sont tapissées d'andalousite et muscovite.

Ces résultats confirment que l'évolution métamorphique des Massifs Externes du domaine Helvétique s'inscrit entièrement dans celle que l'on connaît dans le socle cristallin Varisque du reste de l'Europe.

I. Einleitung

Die Kristallinmassive des helvetischen Bereichs, die sogenannten Externmassive oder herzynischen Massive, unterscheiden sich in ihrer petrographischen Zusammensetzung nicht von anderen variszischen Kristallinbereichen in Mitteleuropa (VON RAUMER, 1976, 1981). Wie diese bestehen auch die Externmassive aus Metapeliten, Metagrauwacken, Anatexiten, Metakarbonaten, Amphiboliten, sauren Orthogneisen mit jüngeren Graniten und sind Zeugen einer geologischen Entwicklung, die sicherlich schon im höheren Präkambrium einsetzt.

Eine weitläufige Neuuntersuchung dieser Gesteinsserien¹ zum Vergleich der unterschiedlichen Lithologien verlangt Kenntnis über den Ablauf voralpiner Metamorphose. Da die Metapelite im Bereich des Aiguilles-Rouges-Massivs in weitem Masse von alpiner Metamorphose verschont blieben, kann an ihnen der voralpine Metamorphose-Ablauf beispielhaft aufgezeigt werden.

Die von REINHARD (in COLLET et al., 1952) durchgeführte Kartierung im Bereich der Aiguilles Rouges enthält zwar eine Beschreibung der wichtigsten Gesteine, doch die neuen Aufschlüsse im Bereich des Stausees von Emosson erleichterten die Neukartierung sowie deren gefügekundliche Erfassung. Bei der Probennahme konnten allerdings gewisse, von REINHARD beschriebene Gesteine nicht wieder in frischem Zustand aufgesammelt werden. Dank der Benutzung der Originalnotizen und des Materials von REINHARD² ergaben sich hier wertvolle Ergänzungen für die Neuerfassung dieser Gesteinsserien.

Die geochemischen Daten dieser Gesteine sowie die Mineralchemie der AFM-Mineralen und die gefügekundliche Untersuchung voralpiner Strukturen

¹ Das Forschungsprogramm «Petrographisch-geochemische Charakteristik voralpiner Gesteinseinheiten im Bereich der helvetischen Kristallinmassive» wird als Projekt 2.516-0.82 dankenswerterweise vom Schweizerischen Nationalfonds unterstützt.

² Tagebücher, wissenschaftliche Notizen und Sammlungen werden im Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Basel verwaltet.

sind wertvolle Grundlagen, und die entsprechenden Ergebnisse werden gesondert veröffentlicht, wobei für die chemischen Daten den Koautoren G. GALETTI (Fribourg), H. R. PFEIFER (Lausanne) sowie H. A. SCHWANDER (Basel) reichlicher Dank gebührt.

Ziel dieser Arbeit ist es, aufzuzeigen, dass die von den Metapeliten von Emosson mitgeteilten Metamorphosedaten beispielhaft den Metamorphoseablauf innerhalb der Externmassive des Helvetikums widerspiegeln.

I.1. Geologische Situation

Die vorpermischen Gesteinsserien des Aiguilles-Rouges-Massivs umfassen tonig-sandige Ausgangsgesteine mit vereinzelt karbonatischen Einschaltungen sowie sauren und basischen Vulkaniten, die von granitoiden Gesteinen durchschlagen werden. Diese Gesteine haben ganz generell eine hochgradige Metamorphose erlitten, und ihre Kartierung wird durch die Überlagerung mehrfacher Bruch- und Faltentektonik erschwert, da die wenigen markanten Leithorizonte nicht mehr zusammenhängend verfolgt werden können. Im Kartenbild dominieren granitoide Orthogneise und Glimmerschiefer, denen sich boudinförmige Körper von Amphiboliten, Quarziten und Metakarbonaten einschalten. Die Verfolgung von Quarziteinlagerungen und Amphibolitzügen sowie die Unterscheidung granatreicher und plagioklasreicher Glimmerschiefer ermöglichte es, eine gewisse Symmetrie in der räumlichen Verteilung dieser Gesteine zu erkennen. Im grossregionalen Bild dominiert eine regionale Schieferung von ungefähr $N 20^{\circ} E$, und die Kartierung der Orthogneise zeigte, dass neben den Bruchstrukturen ein vorpermischer Grossfaltenbau vorliegt.

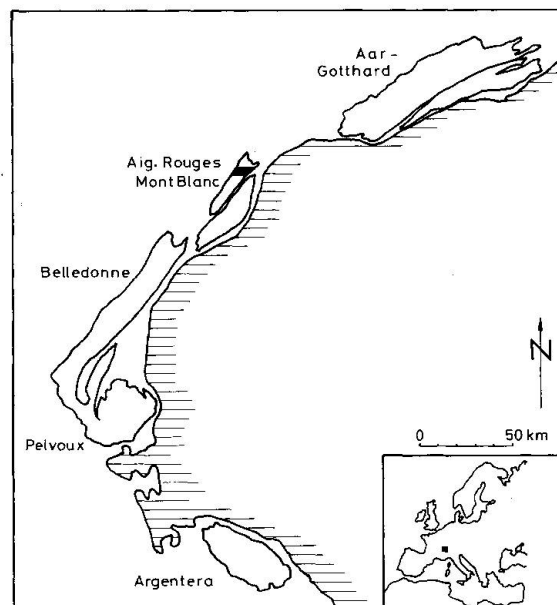


Fig. 1 Das Aiguilles-Rouges-Massiv in seiner Lage innerhalb der übrigen Externmassive.

Diese grossräumigen F_3 -Faltenstrukturen haben steil nach SE einfallende Faltenachsen und Achsenebenen. Berücksichtigt man das heutige Einfallen der Triastransgressionsfläche (40° nach NW), so ergibt sich nach einer entsprechenden Rückrotation ein steilachsiger Faltenverlauf stark geplätteter Faltenstrukturen, wie sie allgemein als «Schlingentektonik» in den Altkristallineinheiten bekannt ist. Die regionale Schieferung fällt mit der allgemeinen Achsenebene und Plättungsebene dieser Grossfalten zusammen, und Plagioklasblasten in den Glimmerschiefern ordnen sich dieser Schieferung ein.

Ältere Faltenstrukturen sind in den Glimmerschiefern als isoklinale Kleinfalten erhalten, wenn Quarzmobilisate als Vorzeichnung deformiert wurden. Auch in den Amphibolit- und Quarzitboudins lassen sich ältere Faltenstrukturen erfassen, die von der jüngeren Hauptschieferung abgeschnitten werden. Die in den Metakarbonaten auftretenden Falten zeugen von einer erhöhten Plastizität dieser Gesteine, so dass es auch nicht verwunderlich ist, wenn in den Boudinkörpern sehr komplexe Deformationsstrukturen innerhalb der Marmore gefunden werden.

Bedeutende jüngere Deformationen bilden offene, häufig horizontal verlaufende Faltenachsen in NE-SW-Richtung aus. Gefaltete und boudinierte Amphibolitkörper werden von dieser Deformation erfasst, und auch die Hauptschieferung mit den Plagioklasblasten weist die gleichen Faltenachsen auf. Wie weit auch der regionale Verlauf der Orthogneiskörper durch diese Faltenstrukturen beeinflusst wurde, kann noch nicht eindeutig gesagt werden. Sie weisen eine Boudinierung mit entsprechender Deformationsachse auf.

Da die Orthogneise entweder schichtparallele saure Magmatite oder diskordante Granite darstellen, müssen die Metapelite und deren Einlagerungen eine kompliziertere Deformationsgeschichte aufweisen als die ehemaligen Granitoide. Wenn diese auch primär eine unregelmässige Form gehabt haben, so bilden sie doch mit gangartigen, stark geplätteten Verzweigungen den Grossfaltenbau ab. Es stellt sich damit die Aufgabe, innerhalb dieser Strukturen eine primäre lithologische Abfolge zu rekonstruieren.

Die vergleichenden Kartierungen bestätigen eine gewisse Abfolge unterschiedlicher Lithologien. Die Metapelite enthalten Zonen mit Wechsellagen mehr toniger und mehr grauwackenartiger Ausgangsgesteine, denen sich vereinzelt dünne Metaquarzite einlagern. Eindeutige Metaquarzite von 1 bis 2 m Mächtigkeit sind vor allem in grösseren Boudinkörpern erhalten. Metakarbonatlagen beschränken sich auf dünnste Zwischenlagen, und nur lokal treten mächtige Boudins gebänderter Metakarbonate mit komplexen Internstrukturen auf. Die geringmächtigen Einschaltungen von Metabasiten sind meistens als grosse Boudins mit komplexen Internstrukturen zu beobachten. Von Bedeutung sind Abfolgen von mächtigen, feinkörnigen sauren Gneisen – «Leptynitgneise» – denen sich auch Kalifeldspat-Augengneise einschalten. Es könnte sich um saure Vulkanite und Subvulkanite handeln. Die Charakterisierung dieser

verschiedenen Serien wird Objekt der kommenden Arbeiten sein, und die hier besprochenen Metapelite sind nur Teil einer grösseren Abfolge. Sie nehmen aber infolge der in ihnen auftretenden metamorphen Minerale einen wichtigen Platz zur Charakterisierung der metamorphen Vorgänge ein.

II. Mineralogie der Metapelite

Die Geländedaten von REINHARD (in: COLLET et al., 1952) sind nur als kurze Notizen in den Erläuterungen zu Blatt Finhaut erschienen. Er unterscheidet in der Gruppe der Metapelite «Gneiss à biotite schisteux (G)» und «Gneiss noduleux schisteux à deux micas (Gs)». In den ersteren finden sich häufig Quarzlin- sen, während für die letzteren Feldspatknotten und andalusithaltige Quarzkna- ern charakteristisch sind. Aus den Privatnotizen (Schliffdiagnosen) REINHARDS geht hervor, dass neben Quarz, Plagioklas, Muskowit und Biotit zusätzlich Granat, Cordierit, Andalusit, Sillimanit oder Disthen auftreten können.

Auch BELLIERE (1954, 1958, und schriftl. Mitt.) und VON RAUMER (in: HÜGI et al., 1975) erwähnen für den Ostteil der Aiguilles Rouges zahlreiche Vorkom- men von Aluminosilikaten. Ihr Auftreten zusammen mit Granat und Staurolith weist darauf hin, dass in den Metapeliten die Bedingungen der Amphibolitfa- zies erreicht worden sind und es sich um Mineralparagenesen handelt, die ganz allgemein der Staurolith- bzw. Sillimanitzone im Sinne von GUIDOTTI (1970, 1974) entsprechen.

Bei der Neuuntersuchung wurden die folgenden Mineralassoziationen fest- gestellt:

- Bi - Plag - Qu überall vorhanden
- Musk - Gr
 - Musk - Gr - Dist
 - Musk - Gr - Sill
 - Musk - Sill
 - Musk - Sill - Staur
 - Musk - Sill - And
 - Musk - Sill - Dist
 - Musk - Sill - Gr - Dist
 - Musk - Sill - Gr - Dist - Staur
 - Sill - Gr - Dist - Staur
 - Sill - Gr
 - Gr
 - Sill - Dist
 - Gr - Dist - Staur
 - Gr - Dist - Staur - And
 - Musk - Sill - Kf - And
 - Musk - Sill - Kf - Dist
 - Musk - Sill - Kf - Gr
 - Musk - Sill - Kf
 - Musk - Sill - Kf - Gr
 - Musk - Sill - Kf

zonar ausgebildet: Granat, Staurolith, Plagioklas

REINHARD (in: COLLET et al., 1952) erwähnt auch das Auftreten von Cordierit, und den Originalnotizen REINHARDS ist zu entnehmen, dass zumindest ein Handstück (A 264a) die folgenden mikroskopisch beobachteten Minerale enthält: Bi - Plag - Qu - Musk - Sill - Gr - Cordierit.

Das gleichzeitige Auftreten unterschiedlicher Aluminosilikate ist als Hinweis für eine Überlagerung verschiedener Mineralparagenesen zu deuten, die auf eine zeitliche Entwicklung im P-T-Diagramm schliessen lassen.

VON RAUMER (in: HÜGI et al., 1975) erwähnt für die Metapelite früheste Mineralparagenesen mit Disthen-Stauroolith-Granat, denen die Bildung von Plagioklas, Hellglimmer und Fibrolith folgte, ehe in einer späteren Phase auch Cordierit und Andalusit auftreten können.

Um die Zugehörigkeit zu einer bestimmten Mineralparagenese zu rechtfertigen, sollen im folgenden die einzelnen Mineralphasen beschrieben werden. Die dabei verwendeten Angaben zur Mineralchemie basieren auf einer getrennten Arbeit zur Mineralchemie der AFM-Minerale der bearbeiteten Metapelite (VON RAUMER et al., 1984).

Disthen

Disthen tritt nur als Relikt auf, gehört also zu einer frühen Mineralparagenese. Er enthält Einschlüsse von Rutil und/oder dunkelbraunem Biotit. Disthen wird von grobem Hellglimmer umschlossen und tritt auch als Relikt in einem Interngefüge in Granat auf. Er findet sich fernerhin zusammen mit einem älteren Biotitgefüge von blastischem Plagioklas umschlossen. Sekundäre Umsetzungsprodukte sind häufig. Eine nur randliche Umwandlung oder auch der vollkommene Ersatz durch Sillimanit (Fibrolith) zeigt die zeitliche Aufeinanderfolge Disthen-Sillimanit und damit den Wandel in den P-T-Bedingungen an. Bei dieser Umwandlung bleibt die Morphologie des ersetzten Minerals vollkommen erhalten. In vielen Fällen bilden sich aber Sekundärprodukte, die sowohl Disthen als auch Sillimanit ersetzen. Hierbei lässt sich eine gewisse Regelmässigkeit erkennen. Anfangs bildet sich ein äusserst feinkörniger, gut orientierter Hellglimmer vom Typ «Serizit», der seinerseits in einen gröberen, weniger gut geregelten «Serizit» übergehen kann. Beide Umwandlungsstadien lassen sich mikroskopisch gut unterscheiden und nehmen Rücksicht auf die Morphologie des ersetzten Minerals. Die Mikrosonden-Analysen erweisen diesen Hellglimmer als Muskowit mit geringen Anteilen von Paragonit.

Sillimanit

Fibrolithischer Sillimanit ist weit verbreitet und vor allem an Biotit gebunden. Bei zunehmendem Gehalt an Fibrolith sind die Biotite immer heller oder

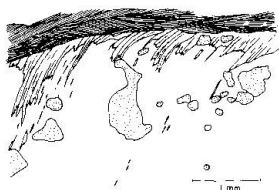


Fig. 2 Zeitliche Beziehung im Wachstum von Plagioklasblasten (weiss) und faserigem Sillimanit (Fibrolith), der an Biotit (schraffiert) angrenzt, Quarz (punktiert).

auch rötlich gefärbt, und es hat den Anschein, als ob Sillimanit den Biotit verdrängt. Fibrolith ist wichtiges Verdrängungsprodukt von Disthen, der entweder nur randlich überwachsen oder vollkommen ersetzt wird. Es besteht fernerhin eine zeitliche Beziehung zwischen der Blastese von Plagioklas und dem Wachstum von Sillimanit (Fig. 2), die darauf schliessen lässt, dass beide neben Biotit gemeinsam wuchsen.

Staurolith

Staurolith tritt wie Disthen als Relikt auf, gehört also auch zu einer frühen Mineralparagenese. Meistens erkennt man rundliche, korrodierte Relikte, die entweder von Biotit umgeben sind (neben Disthen/Fibrolith) oder aber neben Granatrelikten, Biotit oder Disthen in blastischem Plagioklas auftreten. Vereinzelte Körner haben einen markanten Zonarbau mit einem blass gefärbten Kern, der von einem dunkelgelben Rand umgeben wird. Staurolith tritt als Einschluss in Granat auf. Berührungsparagenesen von Staurolith und Disthen weisen darauf hin, dass beide mindestens zeitweise gleichzeitig gebildet worden sind. In vereinzelten Fällen wird Staurolith von Andalusit umgeben. Ersatzprodukte von Staurolith sind Serizit oder Chlorit. Die chemische Zusammensetzung ist nur geringen Änderungen unterworfen, da das Verhältnis Fe/Mg sich nur wenig ändert. Unter den analysierten Elementen schwankt vor allem der Gehalt an Mangan. Der dadurch hervorgerufene Zonarbau dürfte wohl eher ein Sektorenwachstum darstellen, wie es von HOLLISTER (1970) und RIBBE (1980) beschrieben wird.

Granat

Granat ist in den beobachteten Gesteinen allgemein verbreitet. Er kann idiomorphe Kristalle bis zu 5 mm Grösse ausbilden. Da sein Auftreten vom Ausgangschemismus des Gesteins abhängt, müssen von vorneherein CaO-arme Metapelite mit nur sehr wenig oder keinem Granat von granatreichen Metapeliten mit höherem CaO-Gehalt unterschieden werden (Fig. 3).

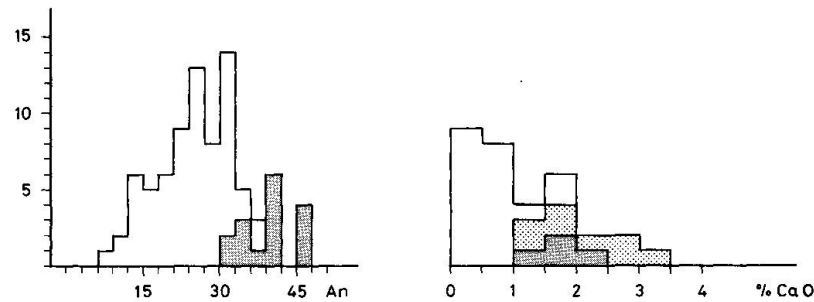


Fig. 3 Vergleich des Anorthitgehalts von Plagioklas mit dem Gehalt an CaO (Gew%) des Muttergesteins.
Weiss: CaO-arme Metapelite.
Schwarz oder punktiert: Metapelite mit viel Granat.

Idiomorphe Granate weisen in Abhängigkeit von ihrer Grösse einen ausgesprochenen Zonarbau mit bis zu drei Wachstumszonen (Kern, Mantel, Hülle) auf. Im Kern lassen sich zum Teil senkrecht aufeinanderstehende Einschlussbahnen erkennen, die sektorenförmig angeordnet sind. Hier ist wohl primäres Skelettwachstum anzunehmen. In den verhältnismässig dicken Schliffen für die Mikrosondenanalysen lassen sich ausserdem doppelbrechende Wachstumszonen erkennen.

Die Granate der CaO-ärmeren Metapelite sind nur in wenigen Fällen idiomorph ausgebildet und weisen rotierte Interngefüge auf. Meistens handelt es sich um korrodierte, rundliche Reste und Atolle, die von Biotit umgeben werden. Es ist fernerhin ein gradueller Ersatz durch Plagioklas und/oder Biotit zu erkennen. Hierbei lassen sich mehrere Entwicklungsstadien unterscheiden (Fig. 4):

- Ersatz durch Plagioklas - Biotit
- Ersatz durch Plagioklas - Biotit, letzterer zum Teil durch Fibrolith ersetzt, und im fortgeschrittenen Stadium mit viel Fibrolith
- Reliktstrukturen ohne Granat, kugelige Pseudomorphosen mit sehr viel Fibrolith und wenig Biotit

Als Einschlüsse finden sich in den Granaten Quarz, Staurolith, Disthen, Graphit, Rutil, Apatit.

Analysenprofile (VON RAUMER et al., 1984) durch idiomorphe Granate verschiedener Grösse liefern wertvolle Hinweise für die Wachstumsgeschichte der Granate, die ganz allgemein einen Almandin-betonten Chemismus (Almandin 60-77 Mol%) aufweisen. Vergleicht man die chemischen Profile verschiedener Granate, so können bestimmte Entwicklungstendenzen unterschieden werden (Fig. 5).

Alle untersuchten Granatindividuen aus verschiedenen Gesteinen zeigen einen ausgesprochenen Zonarbau. Die Komplikation des chemischen Profils hängt von der Grösse des Granats ab, wenn man jeweils Schnitte durch das

Zentrum des Granats vergleicht. *Kleine* Granate weisen sehr einfache Entwicklungstendenzen ohne besonders starke Unterbrechungen in der chemischen Entwicklung auf. *Grosse* Granate zeigen dagegen eine klare Gliederung in Kern, Mantel und Hülle. Die Kernzone wird von einer breiten Mantelzone mit «prograder» (s. u.) Entwicklung überlagert, und die manchmal fehlende, nur dünne Hüllzone kann zum Teil rückläufige Entwicklungstendenzen im Vergleich zur Mantelzone aufweisen.

Es handelt sich zwar um Almandin-betonte Granate, bei denen vor allem der Austausch von Pyrop gegen Almandin die wichtigste Entwicklungstendenz darstellt, doch haben Mangan und Calcium bei der anfänglichen Entwicklung Bedeutung, da beide höhere Konzentrationen im Kernbereich aufweisen.

Granate aus den Ca-reichen Gesteinen erreichen im Kern einen vergleichbaren mittleren Grossulargehalt von 14 Mol% Grossular. Im Gegensatz zu diesem Mittelwert weisen die Granate aus den CaO-ärmeren Gesteinen im Kern höhere Werte bis zu 26 Mol% Grossular auf. Bei hohen Mangan-Konzentrationen im Kern nehmen Mangan und Calcium in Richtung auf die Aussenzonen ab, während Fe bzw. Mg zunehmen. Enthält der Granatkern aber nur wenig Mangan, dann bleibt der Spessartin-Gehalt relativ konstant, Grossular-Komponente nimmt ab und Almandin- bzw. Pyrop-Komponente nehmen zu. Diese Beobachtungen beziehen sich vor allem auf den Kern- und Mantelbereich der untersuchten Granate, wobei die markante Zone mit relativer Zunahme von Pyrop-Komponente gegenüber Almandin-Komponente in den grossen Granaten den Mantelbereich darstellt.

Mit THOMPSON et al. (1976) darf man wohl annehmen, dass mit der starken Zunahme von Pyrop auch eine Zunahme im Metamorphosegrad parallel geht,

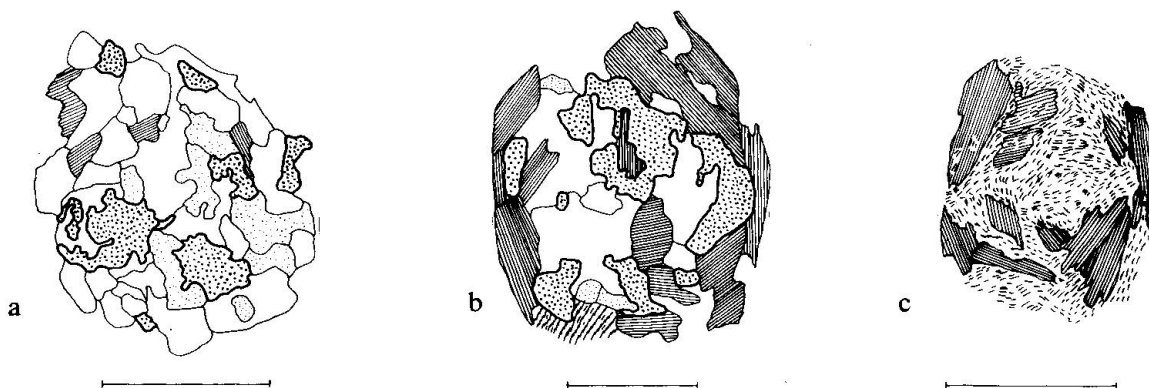


Fig. 4 Stufenweiser Ersatz von Granat (Massstab 1 mm).

- a) Granatrelikte mit Plagioklas, Biotit und Quarz.
 - b) Granatrelikte mit Plagioklas, von viel Biotit umgeben, wenig Fibrolith.
 - c) Biotit-Fibrolith-Pseudomorphose nach Granat.
- Granat: dicke Konturen, kräftige Punkte.
 Biotit: schraffiert.
 Plagioklas: ohne Signatur.
 Quarz: feine Konturen, feine Punkte.
 Fibrolith: unregelmässige Schraffur.

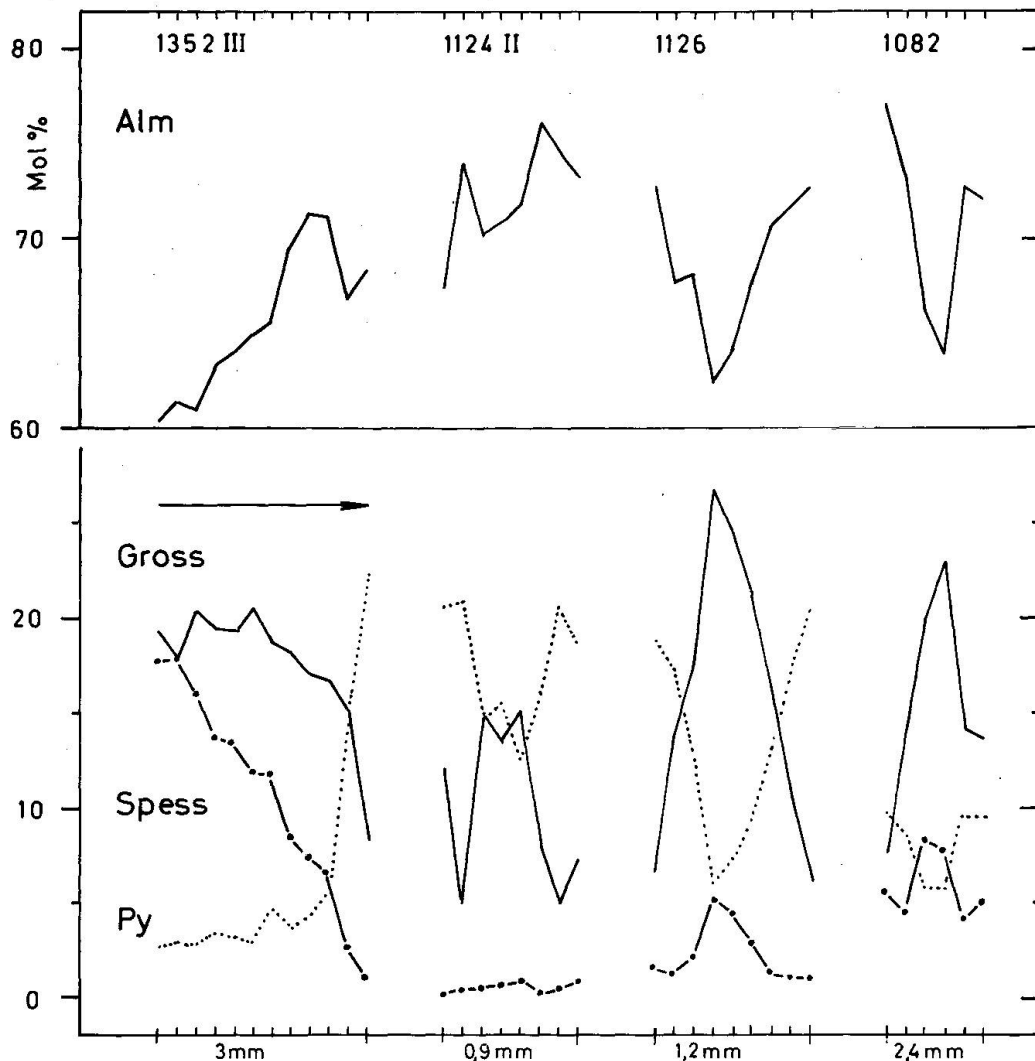


Fig. 5 Vier chemische Profile durch typische Granate (Mol% Granat-Endglieder). Granat 1352 ist nur zur Hälfte geschnitten worden, der Pfeil gibt die Entwicklungsrichtung vom Kern bis zur Hülle an.

so dass man von einer «prograden» Entwicklungstendenz im Granatchemismus sprechen darf. Die komplizierte Kern-Mantel-Struktur grosser Granate ist in den kleinen Granaten nicht zu erkennen. Sie weisen eine chemische Entwicklung auf, die bei grossen Granaten zum Teil in der Hülle zu erkennen ist. Auf die frühe Entwicklung der Kern-Mantel-Bereiche folgt die finale Entwicklung der Hülle, und zur gleichen Zeit bildeten sich während dieses Endstadiums neue, kleine Granate, eine zeitliche Abfolge, die den Beobachtungen von KRETZ (1973) entspricht. Man kann also bei der Parallelisierung der verschiedenen Granatprofile (Fig. 6) davon ausgehen, dass zu einem bestimmten Zeitpunkt in allen Granaten eines bestimmten Gesteins ungefähr der gleiche Che-

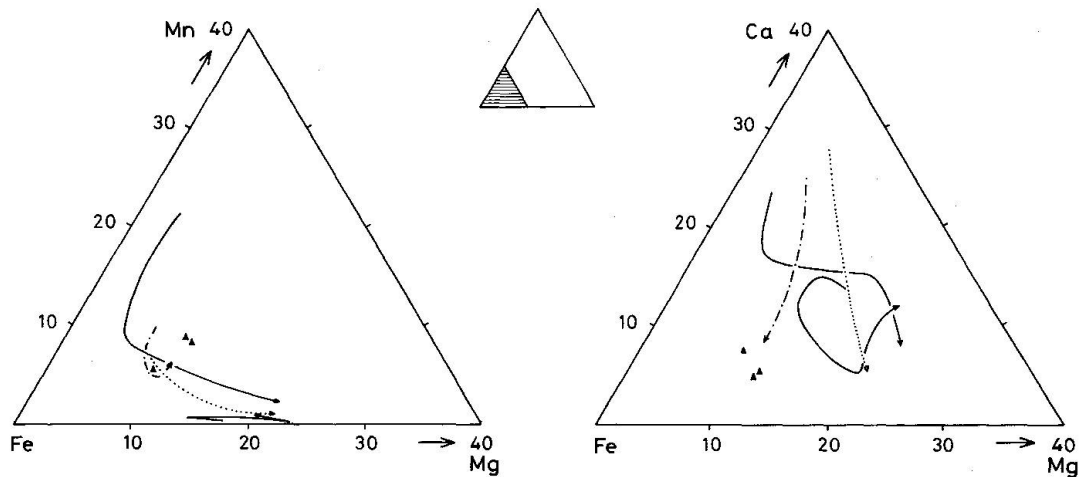


Fig. 6 Chemische Entwicklung typischer Granate in den Metapeliten von Emosson. Pfeilspitzen geben jeweils das Ende der Entwicklung in den Granathüllen an.

Dreiecke: punktförmige Einzelanalysen von Granatrelikten neben Plagioklas (Probe 565).

Ausgezogene Linie: jeweils oben im Dreieck: Probe 1352, jeweils unten im Dreieck: Probe 1124.

Gepunktet: Probe 1126, Strich-Punkt: Probe 1082.

mismus auftritt. Die Dreiteilung in der Entwicklungsgeschichte der Granate ist auch in den Dreiecken Mn-Fe-Mg und Ca-Fe-Mg (Fig. 6 a, b) erkennbar:

- a) Kern: anfänglicher Austausch von Mn und/oder Ca gegen Fe/Mg,
- b) Mantel: Austausch Fe gegen Mg,
- c) Hülle: rückläufige Tendenzen mit Einbau von Fe, Mn, Ca.

Diese Entwicklungsgeschichte wird von den grossen Granaten entweder ganz oder je nach Beginn ihrer Kristallisation nur teilweise durchlaufen, während kleine Granate nur die Endphase der chemischen Entwicklung registrieren.

Biotit

Die untersuchten Metapelite haben in den meisten Fällen einen rötlichbraunen Glanz, der durch das Hauptmineral Biotit hervorgerufen wird. Dieser bildet entweder grobe, leistungsfähige Einzelkristalle oder fächerig verzahnte Aggregate aus, die sich aber jeweils der Hauptschieferung einordnen.

Gegenüber Plagioklas zeigt er unterschiedliches Verhalten, da nämlich fächerige Aggregate von Biotit von Plagioklas umwachsen werden, Biotit aber auch zusammen mit Plagioklas ein Kleinkorngefüge ausbilden kann, in dem wohl beide zur gleichen Zeit kristallisierten. Da derartige Biotit-Plagioklas-Gefüge auch Granat ersetzen, ist auch auf eine entsprechende Altersabfolge zu schliessen.

Biotit ist häufig stark rötlich gefärbt oder entfärbt. Es finden sich dann jeweils zahlreiche Fibrolithnadeln im Biotit, und es hat den Anschein, als ob Biotit durch Fibrolith ersetzt würde.

Mikroskopisch lassen sich vereinzelte «Hellglimmer»-Einlagerungen im Biotit erkennen, die sich parallel der Basisspaltbarkeit im Biotit einlagern und normale Interferenzfarben aufweisen. Vergleichende Diffraktometer-Aufnahmen zeigen aber, dass ein starker submikroskopischer Ersatz durch Fe-Chlorit erfolgt sein muss, der stärker ist, als er durch die einzelnen Lamellen angedeutet ist. Damit ergibt sich das Problem der chemischen Bestimmung der an der Reaktion beteiligten Biotite, denn ihr Chemismus ist aufgrund dieser sekundären Umwandlungen nicht mehr als für das AFM-Diagramm hoher Metamorphose repräsentativ anzusehen, wenn auch zu vermuten ist, dass sich das Fe/Mg-Verhältnis kaum verändert hat. Es wurden alle Zwischenstufen von fast vollständig erhaltenem K_2O -Gehalt bis zum völligen Fehlen von K_2O angetroffen (VON RAUMER & SCHWANDER 1984). Detailuntersuchungen müssen zeigen, ob es sich hier um Mischanalysen nicht mehr zu trennender, unterschiedlicher Mineralphasen handelt oder ob wirklich stufenlose Übergänge zwischen zwei unterschiedlichen Mineralphasen auftreten.

Plagioklas

Plagioklas tritt in den granatbetonten Metapeliten eher sporadisch auf, während er in den CaO-armen Metapeliten einen wichtigen Gemengteil darstellt. Er tritt zuweilen in Form von grossen Blasten auf, kann aber auch in körneligen Aggregaten den Granat ersetzen.

Typische Blasten bis zu mehreren Zentimetern Länge können alle bisher beschriebenen Gemengteile umschliessen. Eine enge Wachstumsbeziehung besteht zwischen Biotit und Plagioklas. Plagioklas bildet entweder körnelig-blastische Gefüge zusammen mit Biotit, oder er umwächst in Form von grösseren Blasten ältere, grobe Biotitgefüge. Plagioklas kristallisiert also entweder syndeformativ zusammen mit Biotit, oder er umschliesst postdeformativ ältere Gefüge. Es besteht fernerhin, wie schon erwähnt (Fig. 2), eine enge Wachstumsbeziehung zwischen Plagioklasblasten und Sillimanit, die auf gleichzeitiges Wachstum beider schliessen lässt.

Die Drehtischvermessungen zeigen, dass in Abhängigkeit vom Gesteinschemismus in den CaO-armen Metapeliten vor allem Oligoklase (An 26) auftreten, während in den granatreichen (CaO-reichen) Gesteinen Plagioklase mit höherem Anorthitgehalt (An 40–45) auftreten (Fig. 3). Die Mikronsondenanalysen bestätigen die entsprechenden Zusammensetzungen.

III. Petrologie der Metapelite

1. Mineralparagenesen

Aufgrund der beobachteten Mineralphasen sind die Metapelite von Emosson zum System K_2O - MgO - FeO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O zu stellen (KMFASH nach THOMPSON 1976 a, b), und zusätzliche Komponenten sind MnO (Granat), CaO (Granat, Plagioklas) und Na_2O (Plagioklas, Hellglimmer).

Da es sich vor allem um AFM-Phasen handelt, ist zur weiteren Diskussion die Dreiecksprojektion nach THOMPSON (1957) am besten geeignet. Für einen bestimmten P-T-Bereich sind je nach chemischer Zusammensetzung unterschiedliche Mineralzusammensetzungen möglich, und die Abfolge von Mineralreaktionen ist durch das $MgO/MgO+FeO$ -Verhältnis des Ausgangsgesteins bestimmt. Die analysierten Gesteine (VON RAUMER et al., 1984) belegen im AFM-Diagramm (Fig. 7) den Bereich der Normalpelite mit einem $MgO/MgO+FeO$ -Verhältnis zwischen 0,38–0,56, und theoretisch wären die folgenden Mineralparagenesen mit Muskowit und Quarz zu erwarten (Fig. 8 a, b), wenn man nach GUIDOTTI (1970, 1974) in Staurolithzone und Sillimanitzone unterteilt, jedoch die chloritführenden Paragenesen der Staurolithzone nicht berücksichtigt:

Staurolith - Zone

- 1 Granat - Biotit
- 2 Granat - Staurolith - Biotit
- 3 Staurolith - Biotit
- 4 Staurolith - Biotit - Disthen
- 5 Disthen - Biotit

Sillimanit - Zone

- 1 Granat - Biotit
- 2 Granat - Biotit - Sillimanit
- 3 Biotit - Sillimanit
- 4 Biotit - Sillimanit - Cordierit

Die untersuchten Gesteine weisen heute die folgenden Mineralparagenesen der Sillimanit-Zone auf:

- Muskowit + Plagioklas + Quarz - Sillimanit - Biotit
 - Sillimanit - Biotit - Granat
 - Sillimanit - Biotit - Kalifeldspat

Aufgrund der erhaltenen Relikte in den beobachteten Mineralassoziationen kann man auf bestimmte Mineralparagenesen der Staurolith-Zone bzw. der Übergangszone zur Sillimanit-Zone rückschliessen:

- Muskowit + Plagioklas + Quarz - Disthen - Staurolith - Granat
 - Disthen - Biotit - Granat
 - Disthen - Biotit - Staurolith
 - Disthen - Biotit

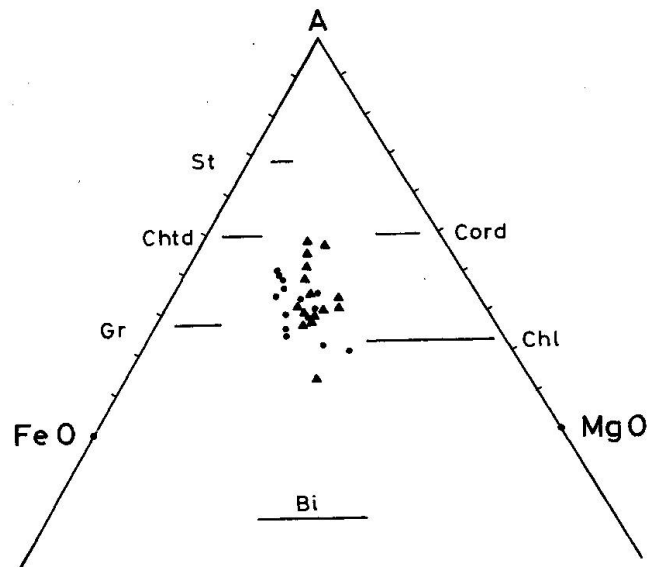


Fig. 7 AFM-Diagramm der Metapelite von Emosson.
 Punkte: CaO-arme, granatfreie oder granatarme Gesteine.
 Dreiecke: granatreiche und CaO-reiche Metapelite.
 Beide Gesteine belegen trotz der mineralogischen Unterschiede das gleiche Feld im AFM-Diagramm.

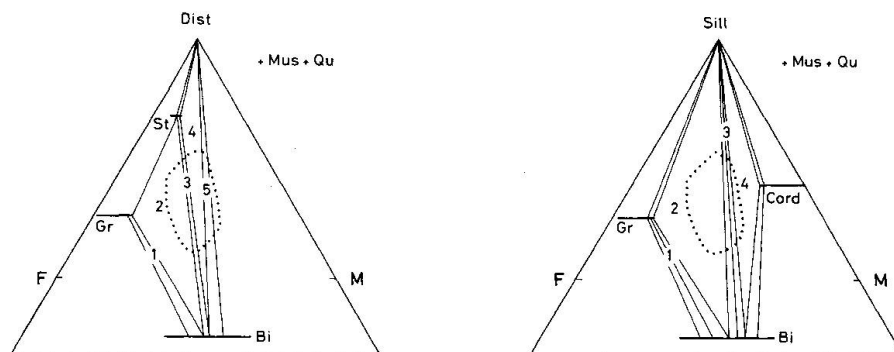


Fig. 8 AFM-Dreiecke mit der Darstellung theoretisch möglicher Mineralparagenesen im Bereich der Staurolith- bzw. Sillimanit-Zone. Punktiert: Bereich der analysierten Gesteine aus Fig. 7; die Nummern entsprechen den theoretisch möglichen, im Text genannten Paragenesen.

Allerdings sind nur Disthen, Staurolith und Granat als eindeutige Relikte anzusehen, während Biotit und Plagioklas den neuen Verhältnissen der Sillimanit-Zone angepasst sind, Relikte hier nur noch in Ausnahmefällen zu erwarten sein dürften.

Für die genauere Darstellung dieser Paragenesen im AFM-Diagramm ist zwar der schlechte Erhaltungszustand der Biotite hinderlich, doch kann gleichwohl auf den theoretischen Ablauf der Mineralreaktionen geschlossen werden. Biotit sollte nämlich im Rahmen der Paragenesen der Sillimanit-Zone bei Anwesenheit von Granat einen MgO/FeO-Gehalt eingestellt haben, der dem Ver-

teilungsquotienten MgO/FeO zwischen Granat und Biotit für die Temperaturen der Sillimanit-Zone entspricht (FERRY & SPEAR, 1978). Es sollte also ein Gleichgewicht zwischen den Biotiten und den Granathüllen bestehen. Infolgedessen würden Biotit, Sillimanit, Plagioklas und die Granathüllen jüngere Kristallite darstellen, während die älteren Paragenesen durch Granat (Kern-Mantel), Staurolith und Disthen reliktsch vertreten sind.

2. Granatchemismus und Metamorphoseablauf

Von den reliktsch erhaltenen Mineralen dokumentiert Granat durch seinen ausgeprägten Zonarbau am besten den Metamorphoseablauf. Es ist allerdings zu prüfen, ob es sich um einen von der Gesteinschemie abhängigen Zonarbau handelt oder ob dieser ein Abbild der metamorphen Entwicklung im P-T-Diagramm ist (ATHERTON, 1965). Die Entwicklung von Spessartin-, Grossular-, Almandin und Pyrop-Komponente soll deshalb getrennt betrachtet werden.

Die *Spessartin*-Komponente variiert entweder nur wenig (Granatprofil 1124), oder es lässt sich ein Verteilungsbild für den Kern- und Mantelbereich erkennen (Proben 1082, 1126, 1352), das als eine verzerrte Glockenkurve gedeutet werden könnte. In diesem Falle müsste an eine Rayleigh-Verteilung (HOLLISTER, 1966) gedacht werden, d. h., mit zunehmender Grösse des Granats tritt eine Verringerung des Angebots von Mangan pro Volumeneinheit des gewachsenen Granats ein. Ein derartiger Vorgang wäre allein vom Manganhaushalt des Muttergesteins abhängig. Vergleicht man jedoch Gesteinsanalysen und Mangananalysen der dazugehörigen Granate (Tab. I), dann erhält die zonare Verteilung von Mangan eine andere Bedeutung.

Tab. I Vergleich von CaO- und MnO-Analysen von Metapeliten und dazugehörigen zonaren Granaten

Gesteins- Probe Nr.	CaO Gew.%	MnO Gew.%	Granat- Probe Nr.	Spessartin Mol%		Grossular Mol%	
				Kern	Mantel	Kern	Mantel
1082	1,48	0,13	1082,2	7,7	5,6	22,9	7,8
1126	1,24	0,11	1126,1	5,19	1,68	26,64	6,20
1124	1,94	0,33	1124,A2,2	1,10	0,58	18,68	4,96
1352	2,36	0,30	1352,A3	17,70	1,12	20,40	8,2

Alle vier Gesteine stammen aus der Gruppe mit höherem CaO-Gehalt, und zwei von ihnen haben einen höheren Mangan Gehalt (1124, 1352).

Eine markante zonare Verteilung von Mangan findet sich in den Granaten der Gesteinsproben mit wenig Mangan und vereinzelt Granaten (1082, 1126) sowie in den Granaten des Gesteins mit mehr Mangan und viel Granat (1352). Im Vergleich zu Probe 1352 hat die Gesteinsprobe 1124 einen ähnlichen Mangan Gehalt und ebenfalls viele Granate, doch der Spessartingehalt variiert nur wenig. Sollte also die Verteilung von Spessartin-Komponente im Granat

1352 A3 einer Rayleigh-Verteilung entsprechen, dann ist der Verteilungsvorgang zumindest im verwandten Gestein 1124 ein anderer. Die neuesten Beobachtungen zeigen, dass es sich um spät gewachsene Kleingranate handelt. Neben ihnen finden sich ganz vereinzelt Grossgranate mit zwei scharf getrennten Wachstumsgenerationen, nämlich eine äussere Zone, die den Kleingranaten entspricht, und eine innere Zone, die den manganreichen Kernen der Grossgranate anderer Gesteine entspricht. Der Verteilungsmechanismus für Mangan dürfte also von der Veränderung des Verteilungskoeffizienten K_D im Verlaufe der metamorphen Geschichte des Gesteins abhängen.

Der *Grossular*-Gehalt unterliegt einer starken Zonierung, die sich aus den Analysenprofilen und am Dreieck Ca-Fe-Mg (Fig. 6) gut charakterisieren lässt. Vom Kern bis zum Mantel erkennt man, teilweise ähnlich wie beim *Spessartin*-Gehalt, eine starke Abnahme des CaO-Gehaltes. In der Hüllzone zeigen sich häufig rückläufige Tendenzen, indem erneut *Grossular*-Komponente eingebaut wird. Betrachtet man die Hauptzonen des Granats, also den Bereich Kern-Mantel, dann haben fast alle Granate die Tendenz, mit ihrem Chemismus einem vergleichbaren Minimalwert von CaO von ungefähr 6 Mol% *Grossular*-Komponente zuzustreben (Fig. 6), ehe dann bei einigen Individuen wieder CaO in der Hülle eingebaut wird. Ausnahmen erreichen diesen Minimalwert nicht und weisen einen relativ höheren *Grossular*-wert auf.

Almandin ist die Hauptkomponente der untersuchten Granate und nimmt genauso wie *Pyrop* regelmässig vom Kern bis zum äusseren Mantel zu, während in der Hülle anstelle von Fe und Mg wieder erneut mehr CaO bzw. MnO eingebaut werden. Die Entwicklungstendenz läuft also der Verteilung von CaO und MnO entgegen. Da im Kern-Mantel-Bereich auch das Verhältnis MgO/FeO ständig zunimmt, wandern die Projektionspunkte im Mn-Fe-Mg-Dreieck (Fig. 6) und auch in der AFM-Projektion in Richtung auf den Mg-Pol zu. Diese Verschiebung zu Mg-reicheren Granaten setzt aber erst dann besonders stark ein, wenn eine wesentliche Verminderung im Einbau von Mn erfolgt. Im Übergangsbereich vom Mantel zur Hülle zeigt sich der rückläufige Einbau von CaO bzw. MnO zuerst in einer Verringerung des *Almandin*-Gehaltes an, so dass also in der äusseren Mantelzone ein verstärkter Einbau von MgO gegenüber FeO erfolgt.

Die Granatzusammensetzung kann also über die metamorphe Entwicklungsgeschichte des Muttergesteins Aufschluss geben, und es soll deshalb auch auf die den Granat betreffenden, noch erkennbaren Mineralreaktionen eingegangen werden.

3. Beobachtbare Mineralreaktionen

Einschlussverhältnisse, Reaktionshöfe und Pseudomorphosen geben Aufschluss über abgelaufene Mineralreaktionen. Die Rekristallisation von Plagio-

klas zusammen mit Biotit (körniges Gefüge), die Blastese von Plagioklas und das gleichzeitige Wachstum von Sillimanit und Biotit sowie die enge Beziehung zwischen Sillimanit-Biotit oder Sillimanit-Biotit-Granathülle erweisen Biotit-Plagioklas-Sillimanit bzw. Granathülle-Biotit-Sillimanit als wichtige Mineralparagenesen des heute in der Sillimanit-Zone vorliegenden Gesteins.

Für die zu diesen Mineralparagenesen führenden Mineralreaktionen gibt es unterschiedliche Hinweise, die vor allem an Disthen und Granat zu beobachten sind.

Der nur randliche oder auch vollkommene Ersatz von Disthen durch Sillimanit zeigt an, dass das Stabilitätsfeld von Sillimanit erreicht worden ist:

[1] Disthen \rightarrow Sillimanit

Da diese Reaktion eher träge abzulaufen scheint, also häufig Alumosilikate metastabil nebeneinander bestehen bleiben und nicht direkt auseinander hervorgehen, ist zu vermuten, dass der Ersatz von Disthen durch Sillimanit entweder katalytisch beschleunigt wurde oder dass die Gleichgewichtsbedingungen erheblich überschritten wurden, so dass eine spontane Bildung von Sillimanit möglich war.

Eine weitere, zur Einstellung des Gleichgewichts zwischen Granathülle und umgebendem Biotit notwendige Reaktion ist die von THOMPSON (1976 a, b) und von FERRY & SPEAR (1978) untersuchte Reaktion:

[2] Mg-Granat + Fe-Biotit \rightleftharpoons Fe-Granat + Mg-Biotit

Es ist weiterhin die Umwandlung von Granat zu Biotit und Fibrolith zu berücksichtigen, die zu den schon erwähnten Pseudomorphosen nach Granat führt und vor allem in den CaO-armen Gesteinen beobachtet wurde. Schon GUIDOTTI (1974) beobachtete den pseudomorphen Ersatz von Granat durch Biotit und Sillimanit. Da aber neben Biotit und Sillimanit auch Plagioklas an dem Ersatz von Granat beteiligt ist, muss eine stufenweise Umwandlung (entsprechend der Beobachtung) angenommen werden. Für Biotit und Sillimanit nimmt YARDLEY (1977) an, dass anfangs Granat durch Biotit ersetzt wird, ehe dann Biotit seinerseits bevorzugten Platz für Sillimanit-Keime (CHINNER, 1963) bietet. Infolgedessen sind also alle Übergänge von Granat-Biotit-Umwandlung mit randlichem Fibrolith-Ersatz bis zur völligen Pseudomorphose von Sillimanit nach Granat mit nur wenigen Biotit-Relikten zu beobachten. Die Sillimanitbildung geht nach YARDLEY (1977) auf eine komplexe Ionenreaktion zurück, bei der das Volumen ungefähr gleich bleibt:

[3] Biotit + [Al] + [Si] \rightarrow Sillimanit + [K] + [Fe + Mg] + H₂O

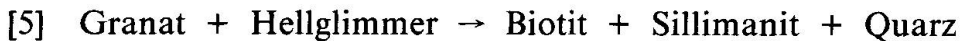
Das notwendige Aluminium soll dabei zum Teil aus dem Zerfall von Muskowit und zum Teil aus der Zerfall von Staurolith stammen. Freiwerdendes [K] und [Mg + Fe] würden über Zwischenstufen zusammen mit Quarz oder auf Ko-

sten von Muskowit einen neuen Biotit bilden. Diese lokalen Austauschprozesse scheinen auch für die Gesteine von Emosson die beste Erklärung für die reichliche Bildung von Sillimanit zu liefern.

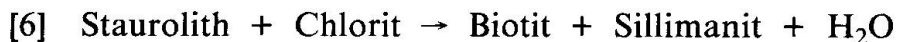
Da aber bei dem Ersatz von Granat zusätzlich Plagioklas entsteht, muss an eine gekoppelte Reaktion gedacht werden, die die verschiedenen Komponenten im Granat berücksichtigt:



Für die Umwandlungsreaktion der Almandin-, Pyrop- und Spessartin-Komponenten könnte man folgende Reaktion annehmen:



In diesem Falle werden nur geringe Volumina im Gestein umgesetzt, und es wird schwer zu beurteilen, welcher Biotit und Sillimanit durch den Granatzerfall entstanden ist, und welcher Biotit und Sillimanit auf Reaktion [3] zurückgeht. Sillimanit kann auch aus der Reaktion von Staurolith mit Chlorit hervorgehen:



Für GUIDOTTI (1974) und YARDLEY (1980) kennzeichnet sie die Trennung von Staurolith- und Sillimanit-Zone. Je nach Fortschritt dieser Reaktion müsste also die Paragenese Biotit-Sillimanit-Staurolith \pm Chlorit lauten. Das erste Auftreten von Sillimanit ohne Chlorit definiert die oberste Grenze der Staurolith-Zone zur unteren Sillimanit-Zone. Die Entstehung der Mineralparagenesen der Sillimanit-Zone geschieht auf Kosten der Minerale der Staurolith-Zone. Auf die Bildungsreaktionen für die wichtigsten beobachteten AFM-Minerale der Staurolith-Zone kann aber nur noch aufgrund der Einschlussverhältnisse geschlossen werden. THOMPSON et al. (1977) konnten infolge einer starken Häufung von Mineraleinschlüssen eine ganze Abfolge von Mineralreaktionen rekonstruieren, doch ist dies hier erschwert, da nur vereinzelt Einschlüsse im Granat angetroffen werden:

<i>Wirtsmineral</i>	<i>Einschlüsse</i>
Disthen	Biotit, Ilmenit
Staurolith	Biotit
Granat	Staurolith, Rutil, Ilmenit, wenig Disthen

4. Theoretisch mögliche Mineralreaktionen

Nimmt man an, dass die ständige Zunahme von Mg/Mg+Fe im Kern-Mantel-Bereich der untersuchten Grnate einer prograden metamorphen Entwicklung entspricht, dann ist zu vermuten, dass die Granate an einer kontinuierli-

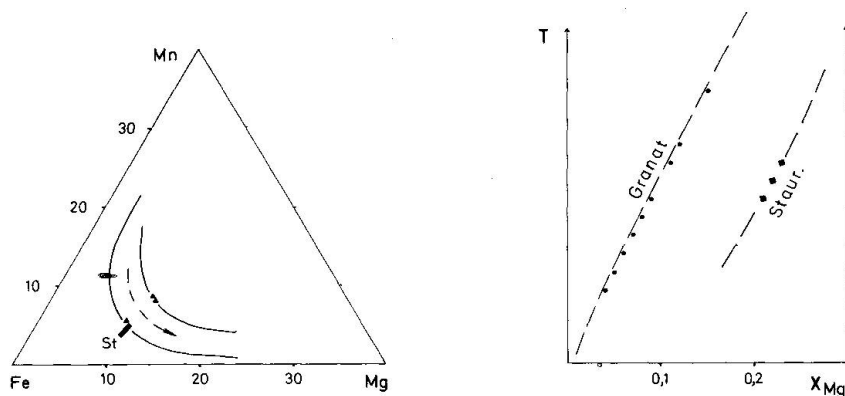


Fig. 9 Koexistenz von Granat und Staurolith.

a) Erscheinen von Staurolith innerhalb seines Wirtsgranats im Verlauf der Granatentwicklung, dargestellt im Mn-Fe-Mg-Dreieck. Bei einer bestimmten, mit einem Rechteck (St) markierten Zusammensetzung des Granatwirts (Mg/Fe ungefähr 0,11) erscheint Staurolith als Einschluss in bestimmten Granaten unabhängig von deren Wachstumsgeschichte.

Dreiecke: mit Plagioklas koexistierende Granatrelikte (s. Fig. 6).

b) Schematisches pseudobinäres T-X-Diagramm mit der Entwicklung zonerer Granate (Punkte) und dem Auftreten koexistierender Staurolithe (Quadrate). Unabhängig von der Grösse und der zeitlichen Entwicklung des Granats tritt Staurolith im Granat auf, wenn ein bestimmtes Mg/Fe -Verhältnis im Granat erreicht worden ist.

chen Reaktion teilgenommen haben, die zu einer ständigen Zunahme von Mg anstelle von Fe führte. Man kann also vermuten, dass für diese Granate die Beziehung $T_{Mn} < T_{Fe} < T_{Mg}$ gültig war. Eine derartige Abfolge entspricht in einem T-X-Diagramm einem Ast in einem pseudobinären Mischungsfeld, der bei höheren Temperaturen immer weiter bei höheren Mg/Fe -Werten liegt (Fig. 9).

Staurolith tritt in vereinzelt Granaten als Einschluss auf, und ein Vergleich der chemischen Zusammensetzung der entsprechenden Granate zeigt, dass das Erscheinen von Staurolith im Granatwirt an einen bestimmten $Mg/Mg+Fe$ -Wert des Granatwirts gebunden ist (Fig. 9). Diese Koexistenz von Staurolith mit Granat dürfte punktweise der Gegenseite des oben erwähnten pseudobinären Mischungsfeldes entsprechen.

THOMPSON (1976 a, b) hat mit Hilfe theoretischer T-X-Diagramme auf eine bestimmte kontinuierliche AFM-Reaktion geschlossen, und die mögliche Abfolge von AFM-Diagrammen mit dem daraus resultierenden T-X-Schnitt (THOMPSON et al., 1977) zeigt einen Weg, die beobachteten Mineralparagenesen und erhaltenen Relikte zu deuten.

Die Analysenpunkte (Fig. 7) belegen im AFM-Diagramm ein langgestrecktes Feld oberhalb der Verbindungslinie Granat-Chlorit und unterhalb der Verbindungslinie Chloritoid-Cordierit. Es handelt sich also um relativ Al-reiche Gesteine mit recht unterschiedlichem Al-Gehalt. Vergleicht man die Lage des belegten Feldes mit der beobachteten Abfolge von AFM-Diagrammen von ALBEE (1972), dann könnte Chloritoid an frühen Reaktionen teilgenommen haben, vorausgesetzt, dass die Gesteine einer normalen aufsteigenden Metamor-

phose ausgesetzt waren. Die Projektionen der Gesteinsanalysen im ACF-, AKNaF- und AFM-Diagramm nach HOSCHEK (1967) zeigen (Fig. 10), dass die meisten der staurolithführenden, aber auch staurolithfreien Gesteine in denjenigen Bereich fallen, der 90% der staurolithführenden Gesteine nach HOSCHEK (1967) enthält, doch zeigt das AFM-Diagramm, dass die Bedingungen zur Bildung von Chloritoid nicht erfüllt sind. Bei der Annahme prograder früher Entwicklung sollte Staurolith also aus der Kombination von Chlorit und Muskowit hervorgegangen sein, und die folgenden Reaktionsgleichungen könnten abgelaufen sein:



Diesen Reaktionen zufolge wäre die Möglichkeit gegeben, der Beobachtung entsprechend Biotit als Einschluss in Staurolith zu finden und auch die Berührungsparagenese von Staurolith und Disthen zu erklären.

Das frühe Auftreten Mn-reicher Granate (Kerne grosser Granate) könnte durch Reaktion [9] erklärt werden:

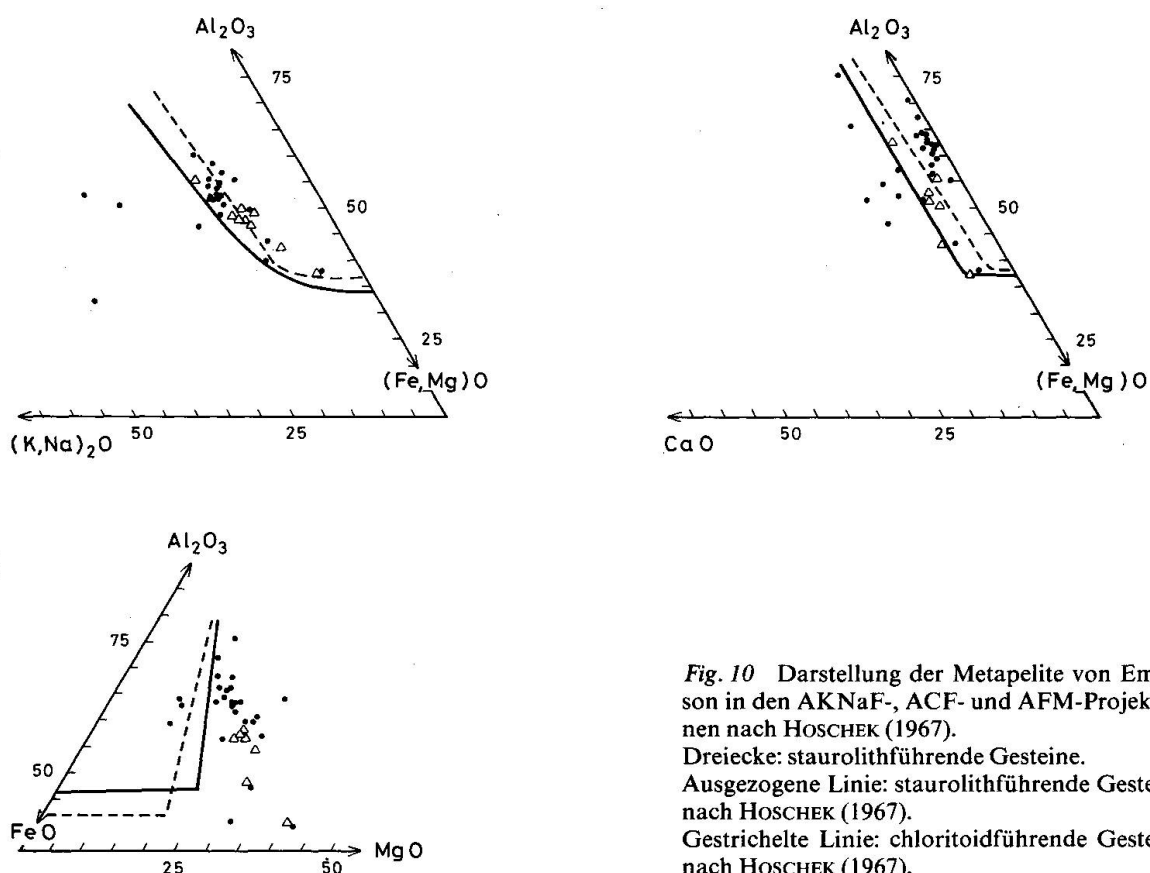
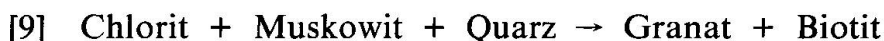


Fig. 10 Darstellung der Metapelite von Emosson in den AKNaF-, ACF- und AFM-Projektionen nach HOSCHEK (1967).

Dreiecke: staurolithführende Gesteine.

Ausgezogene Linie: staurolithführende Gesteine nach HOSCHEK (1967).

Gestrichelte Linie: chloritoidführende Gesteine nach HOSCHEK (1967).

Dies würde dafür sprechen, dass niedriggradige Almandine ganz allgemein durch Mn stabilisiert werden, dass sie aber entsprechend den Beobachtungen (FREY, 1969) auch durch einen relativ hohen Ca-Gehalt stabilisiert werden und deshalb erstmals vor allem in Gesteinen mit hohem Ca-Gehalt auftreten (siehe Granatprofile 1352, 1082, 1126).

Die folgende Entwicklung dieser von der Grünschieferfazies zur Amphibolitfazies überleitenden Mineralparagenesen hängt jeweils vom Verbrauch der anwesenden festen Phasen ab, so dass sich letzten Endes bei völligem Verbrauch von Chlorit die Mineralparagenesen Staurolith-Biotit-Granat-Quarz-Muskowit, Staurolith-Biotit-Quarz-Muskowit oder Staurolith-Biotit- Al_2SiO_5 -Quarz-Muskowit einstellen könnten. Die fortgesetzte Bildung von Granat führt zu Anwachs säumen um die schon existierenden Granate. Entsprechend den höheren Temperaturen haben diese neuen Granate ein höheres Mg/Fe-Verhältnis und einen geringeren Gehalt an Mn und Ca. Kleine, spät gebildete Granate bilden nur noch die Endentwicklung mit relativ hohen Mg/Fe-Gehalten und geringen Anteilen von Mn ab.

Ausgehend von einer angenommenen Mineralparagenese der Grünschieferfazies wäre also eine diagrammartige Entwicklung in Abhängigkeit vom Chemismus des Gesteins möglich, wie sie in den T-X-Diagrammen für die Verbindungslinie Chloritoid-Cordierit von ALBEE (1972) aufgestellt wurden. Für die Entwicklung im Bereich der Sillimanitzone erweisen sich die Diagramme von THOMPSON et al. (1977) sowie die Beobachtung von YARDLEY et al. (1980) als wertvoll, da sie auf den rückläufigen Verlauf der Mg/Fe-Verhältnisse bei fortschreitender Temperaturgeschichte eingehen. Die Darstellung der beobachteten Mineralparagenesen (Fig. 11) hält noch einmal zusammenfassend die beobachteten und möglichen Entwicklungsstufen fest, wobei aber die generelle Schnittlage im Bereich der Verbindungslinie Chlorit-Granat nicht allen Gesteinsvarianten gerecht werden kann.

5. Hinweise auf Druck und Temperatur

Die zeitliche Überlagerung sich abwechselnder Mineralparagenesen in Abhängigkeit vom Chemismus des Ausgangsgesteins erschwert die Anwendung von Geothermometern bzw. Barometern.

Der Mn-Reichtum der Granatkerne deutet auf ein anfängliches Wachstum unter Bedingungen der Grünschieferfazies hin, ehe dann bei der Bildung von Staurolith die Bedingungen der Amphibolitfazies, also ungefähr 550°C (HOSCHEK, 1967), erreicht wurden. Das Auftreten von Sillimanit verlangt je nach Tripelpunkt eine Minimal-Temperatur zwischen 510°C (HOLDAWAY, 1971) und 625°C (RICHARDSON et al., 1969). Da Anatexite in der näheren Umgebung nur

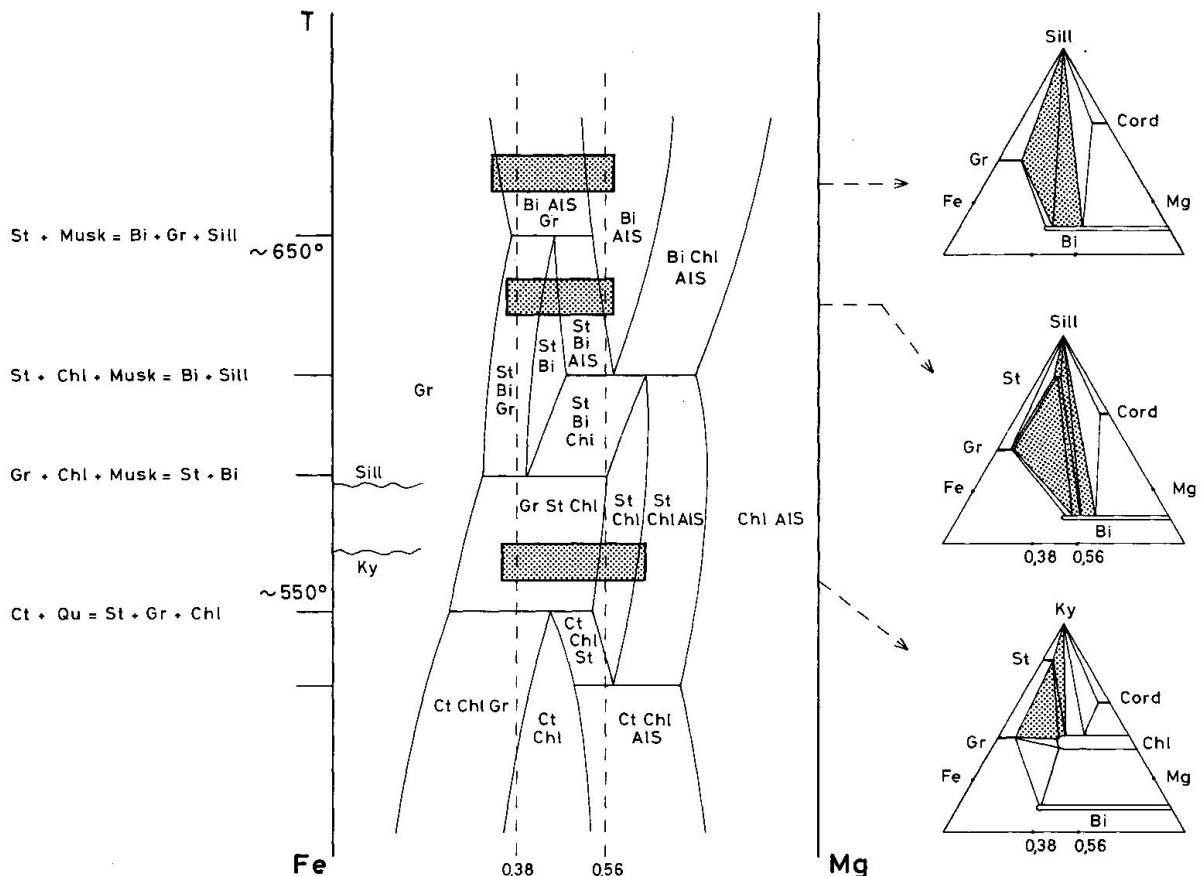


Fig. 11 Die mögliche Entwicklung der Mineralparagenesen der Metapelite von Emossom im pseudobinären T-X-Diagramm nach ALBEE (1972) und THOMPSON (1976). Gerasterte Bereiche, von niederen zu höheren Temperaturen der Reihe nach: vermutete Mineralparagenesen der Grünschieferfazies, reliktsch erhaltene Mineralparagenesen der Hochdruckphase, heute auftretende Mineralparagenesen der Sillimanit-Zone.

sehr lokal beschränkt auftreten, sollte ganz generell die Temperatur von 650°C nicht wesentlich überschritten worden sein.

Für die Abschätzung der zuletzt gebildeten Mineralparagenesen mit Granat-Biotit-Sillimanit wäre die Anwendung der schon erwähnten Austauschreaktion zwischen Granat und Biotit (FERRY & SPEAR, 1978) sinnvoll gewesen, doch wird dies durch die späte Umwandlung der Biotite verhindert. Vergleicht man aber den vorher diskutierten Reaktionsablauf mit den Beobachtungen von GUIDOTTI (1974) sowie den Berechnungen von THOMPSON (1976 b), dann sollte bei der Annahme eines Drucks von 5-6 Kb bei der Entstehung der Paragenese von Staurolith-Biotit-Sillimanit ungefähr eine Temperatur von 630°C erreicht worden sein.

Auch die Anwendung von Geobarometern hängt von der Erhaltung der Relikte ab, und hier erweisen sich die Granatrelikte in den Granatpseudomorphosen neben Plagioklas und Biotit aufschlussreich. Wenn, wie in Reaktion [4] mit-

geteilt, für diese Relikte die Umwandlungsreaktion von Grossular zu Anorthit bei Anwesenheit vom Alumosilikat und Quarz gilt, kann der Druck nach GHENT (1976) für diese Reaktion abgeschätzt werden, wenn die Zusammensetzung der Granatrelikte und der koexistierenden Plagioklase bekannt ist.

Bei Anwesenheit von Disthen wird dieses Gleichgewicht nach GHENT (1976) durch folgende Gleichung beschrieben:

$$0 = -\frac{3272}{T} + 8,3969 - \frac{0,3448(P-1)}{T} + \log a_{\text{Granat}}^{\text{Grossular}} - 3 \log a_{\text{Plagioklas}}^{\text{Anorthit}}$$

Plagioklas pseudomorph nach Granat wurde zusammen mit Granatrelikten in den Proben 565 und 1082 angetroffen. Die analysierten Granatrelikte haben einen Grossulargehalt, der mit der schon erwähnten Minimum-Zusammensetzung an CaO (Fig. 6) zusammenfällt. Die Granatrelikte scheinen also mit ihrem Chemismus einen bestimmten Zeitpunkt innerhalb des allgemeinen Entwicklungstrends zu fixieren.

Die gemessenen chemischen Zusammensetzungen von Plagioklas und koexistierendem Granat wurden nach den Umrechnungsformeln von NEWTON et al. (1981) in Aktivitäten umgerechnet (Tab. II), die dann direkt in die Formel zur Druckberechnung eingesetzt werden können.

Tab. II Druckbestimmung nach GHENT und NEWTON & HASLTON (1981) an koexistierenden Plagioklasen und Granaten.

Probe	X _{gross}	X _{alm}	X _{py}	X _{spess}	a _{gross}		X _{an}	a _{plag}		Drücke (Kb)	
					773 (K)	823 (K)		773 (K)	823 (K)	500°	550°
565,1	0,045	0,766	0,109	0,080	0,0512	0,0507	0,265	0,513	0,474	8,3	9,8
565,2	0,044	0,765	0,108	0,083	0,050	0,0495	0,258	0,498	0,460	8,4	9,8
565,5	0,070	0,787	0,089	0,054	0,0779	0,0772	0,263	0,510	0,471	8,8	10,2
1082,6	0,124	0,742	0,123	0,013	0,144	0,142	0,402	0,756	0,706	7,9	9,3

Die für die Paragenese Granat-Disthen-Quarz-Biotit angenommenen Temperaturen von 500–550°C dürften annehmbare Werte darstellen, und es ergeben sich dadurch Umwandlungsdrücke zwischen 8–10 Kb. Die Annahme höherer Temperaturen oder die Annahme von Sillimanit anstelle von Disthen würde die berechneten Drücke wesentlich erhöhen.

6. Zusätzliche Mineralneubildungen

Mit der Einstellung der Mineralparagenesen von Sillimanit-Biotit ± Granat und dem sehr lokalen Auftreten von Erstschnmelzen ist im Beobachtungsbereich

der Temperaturhöhepunkt erreicht, der, wie schon diskutiert, ungefähr bei 630°–650°C gelegen haben dürfte. Im weiteren Beobachtungsbereich treten vor allem diskordante Körper Al-reicher Granitoide mit Cordierit auf, deren Bildungsniveau tiefer als das heutige Anschnittsniveau gelegen hat. Die Bildung dieser Granitoide mit Cordierit ist vermutlich an tektonische Lineamente gebunden, die einen erhöhten Stoffaustausch ermöglichten (VON RAUMER, 1976, 1981). Die eingangs erwähnte Paragenese mit Granat–Sillimanit–Cordierit, die ganz vereinzelt beschrieben wurde (REINHARD, Privatnotizen) weist darauf hin, dass bei geeigneter chemischer Zusammensetzung Cordierit auch gesteinsbildend auftreten kann, so dass also sehr lokal Übergänge zu den mineralfaziell höher temperierten Granitoiden mit Cordierit möglich sind.

Ausser Cordierit wird häufig Andalusit erwähnt, der als ein Spätstadium regionaler Entwicklung anzusehen ist. Er dürfte gesteinsbildend auftreten, doch ist er kaum noch frisch nachzuweisen. Er tritt dagegen sehr häufig in alpinotypen Zerrklüften variszischen Alters auf. Es handelt sich dann um grob prismatische, teilweise rotviolette Grosskristalle in einer pegmatoiden Matrix aus Quarz mit Kalifeldspat, die den Klufthohlraum ausfüllt. In einer noch späteren Generation tritt Andalusit in Form von strahlenförmigen Aggregaten zusammen mit Hellglimmer auf Klufflächen auf.

Diese zwei Andalusitgenerationen sind als späte Bildungen während des Abkühlungsstadiums des Gesamtbereiches anzusehen. Späte Heraushebung und die damit verbundene Druckentlastung und Abkühlung dürfte, ähnlich wie im Alpenraum bei alpinen Zerrklüften, zur Öffnung dieser Zerrklüfte geführt haben. Die damit verbundene Druckerniedrigung innerhalb der Zerrklüfte, die, wie MULLIS (1975, 1976) an alpinen Klüften zeigen konnte, bis zu 1,5 Kb betragen kann, dürfte die Bildung von Kalifeldspat–Andalusit innerhalb der Klufft ermöglicht haben. Im Verlaufe der weiteren Abkühlung konnte sich dann auf später aufreissenden gemeinen Klüften die Paragenese mit Andalusit–Hellglimmer ausbilden.

IV. Vergleich und Diskussion

1. Die Metapelite von Emosson, Zusammenfassung und Diskussion

Aufgrund der Mineralabfolgen und der Mineralchemie der Granate kann man annehmen, dass die Metapelite von Emosson eine prograde Metamorphose durchlaufen haben, die über Paragenesen mit Disthen–Staurolith–Granat (Metamorphose vom Barrow-Typ bei relativ hohen Drücken) zu den heute vorliegenden Gesteinen mit Biotit–Sillimanit ± Granat führte. Im weiteren Bereich kann die Entwicklung über das Sillimanit-Stadium hinaus bis zur Bildung

von Erstschnmelzen führen, und zwar von Al-reichen Granitoiden mit Cordierit. Diese treten zwar meistens als diskordante Körper auf und wurden in einem tieferen Niveau gebildet, doch beschrieb KRUMMENACHER (1959) lokal auftretende Paragenesen mit Kalifeldspat-Sillimanit-Cordierit \pm Granat aus der Gegend von Fully, so dass ein mineralfazieller Übergang zwischen der «Sillimanit»-Zone und den cordieritführenden Granitoiden schon im Aufschlussniveau erkennbar ist. Andalusit und späte retrograde Veränderungen haben dieses Erscheinungsbild nicht wesentlich beeinflusst.

Da im engeren Bereich keine älteren Strukturen zu erkennen sind, könnte es sich um eine monometamorphe Gesteinsserie handeln, die in diese Metamorphoseabfolge einbezogen wurde. Nach einer anfänglichen - vermuteten - Grünschieferfazies wurden die folgenden P-T-Bedingungen durchlaufen:

Disthen-Staurolith-Granat:	550°C, 8-10 Kb
Biotit-Sillimanit \pm Granat:	630-650°C, 4-6 Kb

Während die Drücke für die Paragenesen mit Disthen auf die Bewertung koexistierender Granat-Plagioklase-Paare zurückgehen, sind die Drücke von 4-6 kb für die Sillimanit-Paragenesen angenommene Werte. Da der Zerfall von Granat (Grossular) zu Plagioklas (Anorthit) ein grossen Reaktionsvolumen aufweist, sollte diese Reaktion einen beträchtlichen Druckabfall charakterisieren, so dass also die Paragenesen mit Sillimanit schon bei geringeren Drücken anzusetzen sind. Da aber neben den Paragenesen mit Sillimanit auch lokal Erstschnmelzen auftreten können, sollte auch eine gewisse Temperaturerhöhung stattgefunden haben, so dass sich die oben genannten Werte für die Paragenesen mit Sillimanit rechtfertigen.

Man hat sich aber zu fragen, ob die hohen Drücke für die Paragenesen mit Disthen gerechtfertigt sind. Granat dürfte nach seiner Kristallisation keine wesentlichen Umwandlungen erlitten haben, doch wären Fehlerquellen bei der Zusammensetzung der Plagioklase möglich. Die Ausbildung grosser Plagioklasblasten während der Einstellung der Paragenesen mit Sillimanit lässt vermuten, dass auch die den Granat ersetzenden Plagioklase mit in die allgemeine Rekristallisation und Angleichung einbezogen wurden und dabei ihren Chemismus änderten. Die für die Barometrie ausgesuchten Gesteine zeigen aber keine spätere Blastese von Plagioklas, die nur an bestimmte Gesteine gebunden ist. Die den Granat ersetzenden Plagioklase beschränken sich in ihrer Ausdehnung recht genau auf den Raum des nur noch reliktsch vorhandenen Granats, der in seinen Umrissen gut erhalten blieb.

Es ist hier von Interesse, die neuesten Druckbestimmungen zu erwähnen, die an Metabasiten des Lac Cornu, nur 15 km südwestlich der untersuchten Metapelite, vorgenommen wurden. LIEGOIS & DUCHESNE (1981) bestimmten anhand von Granat-Pyroxen-Zusammensetzungen in den Eklogit-Amphiboliten des

Lac Cornu (Aiguilles-Rouges) minimale Bildungsbedingungen von 11 Kb bei 780°C und schlossen damit auf einen Vorgang der tiefen Kruste bei geringen thermischen Gradienten (15–20°/km). Vergleicht man diese Werte mit denen aus der Paragenese Granat-Plagioklas, so könnte es sich bei den letzteren um realistische Werte handeln, zumindest ergeben sich erstaunliche Ähnlichkeiten

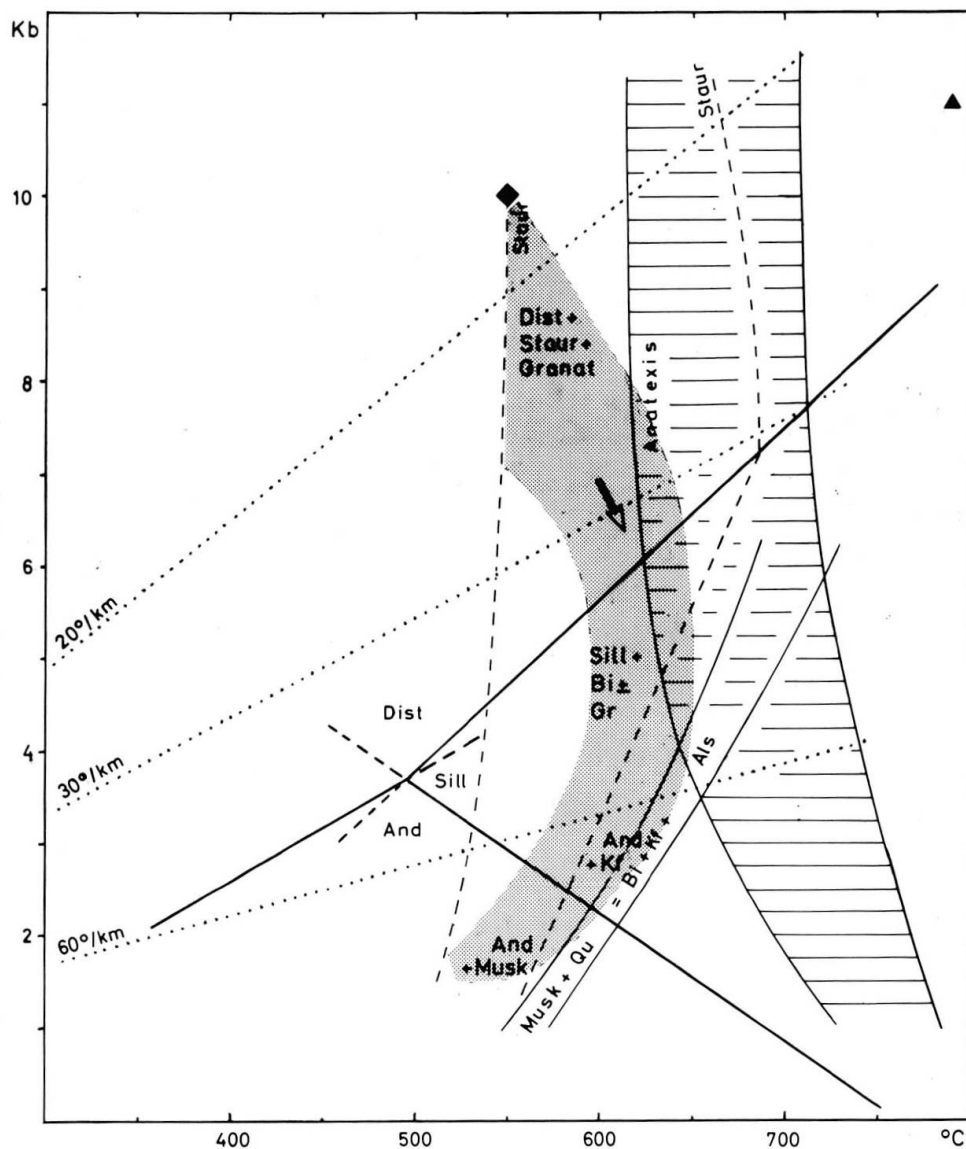


Fig. 12 Die zeitliche Entwicklung der Metapelite von Emosson (gerastert), dargestellt im P-T-Diagramm. Trielpunkt für Al_2SiO_5 nach HOLDAWAY (1971); Staur: Stabilitätskurven für Einsetzen (RICHARDSON, 1968) und Instabilwerden (PIGAGE & GREENWOOD, 1982) von Staurolith; Muskowit-Quarz-Reaktion und Bereich der Erstmelzen nach THOMPSON, 1982.

Dreieck: Druckbestimmung an Eklogiten aus dem Aiguilles-Rouges-Massiv nach LIEGOIS & DUCHESNE (1981).

Quadrat: Druckbestimmung aufgrund koexistierender Granat-Plagioklas-Paare aus den Metapeliten von Emosson (Aiguilles-Rouges) nach GHENT (1976).

Angegebene Mineralparagenesen: Entwicklungsstadien der Metamorphose in den Metapeliten von Emosson (Aiguilles-Rouges), vergleichbare Entwicklung auch in den übrigen Externmassiven.

in den Ergebnissen. Man muss dann auch daraus schliessen, dass das Durchlaufen der Faziesserie Disthen–Sillimanit auch für den grösseren Bereich der Aiguilles-Rouges gelten muss.

2. Regionaler Vergleich

Damit drängt sich ein regionaler Vergleich der Ergebnisse auf, da ein derartiger Metamorphoseablauf kaum auf einen Bereich wie die Aiguilles-Rouges beschränkt bleiben dürfte. Im benachbarten *Mont-Blanc-Massiv* sind alle älteren Mineralparagenesen durch alpine Neubildungen zerstört worden. Das häufige Auftreten von Granatamphiboliten bzw. Eklogitamphiboliten, von hochgradigen Blastomyloniten sowie cordieritführenden Granodioriten lässt aber darauf schliessen, dass auch dort eine frühe vergleichbare Metamorphosegeschichte abgelaufen ist, unabhängig davon, welche absolute Lage beide Massive vor den alpinen Ereignissen zueinander hatten. Dies gilt auch für die anderen Kristallinbereiche des Helvetikums, bei denen aber wesentlich mehr Daten über den Metamorphoseablauf vorliegen.

Für das *Argentera-Massiv* zeigt BOGDANOFF (1970, 1973, 1979) in Verbindung mit den Ergebnissen von PRUNAC (1975) und BOGDANOFF & PRUNAC (1976), dass im westlichen Teil auf eine ältere Metamorphose mit Anatexis und eklogitischen Relikten eine jüngere Metamorphose vom Typ Barrow mit Disthen folgt. Lokal ist eine zweite Anatexis möglich. Für den östlichen Teil des Argentera-Massivs zeigten BORTOLAMI & SACCHI (1968), dass ältere Mineralrelikte von Staurolith–Disthen \pm Granat von neuen Paragenesen mit Biotit–Plagioklas–Quarz–Cordierit–Sillimanit–Kalifeldspat überlagert werden. VON RAUMER (1976) erwähnte ausserdem den engen Zusammenhang zwischen der Ausbildung von Plagioklasblastiten, dem Auftreten cordieritführender Granitoide und der Anatexis II, die die direkte Folge der Sillimanit–Cordierit–Paragenesen darstellen und ältere Blastomylonite umwandeln.

Für die *Haut-Dauphiné* zeigen PECHER (1970), PECHER & VIALON (1970), LE FORT & PECHER (1971) sowie LE FORT (1973), dass eine ältere Serie mit älteren Anatexiten blastomylonitisch überprägt wird (Blastomylonite mit Disthen, Sillimanit, Granat) und dass zusätzlich eine geringmächtige monometamorphe Serie auftritt, die Disthen–Staurolith–Granat aufweist. In den älteren Serien erfolgt eine erneute Überprägung mit der Ausbildung von Plagioklasblastiten sowie anatektischen Mobilisaten, die cordieritführende Granitoide enthalten. Für die Bildung der Blastomylonite mit Disthen, Sillimanit und Granat fordern PECHER & VIALON (1970) Bedingungen von 6,5–8,5 Kb bei 600–650°C.

Im *Belledonne-Massiv* beschreiben TOBI (1959) und KALSBECK (1962) aus verschiedenen Teilgebieten Paragenesen mit Disthen–Staurolith–Granat. CARME

(1970 a, b; 1971, 1973) erwähnt polymetamorphe Glimmerschiefer und Paragneise mit Biotit, zwei Granatgenerationen, Disthen, Staurolith und stellt eine zunehmende Migmatisierung fest. Diese Gesteinsserien werden von Granodioriten mit Pinit unterlagert. GROS (1974) beobachtet im nördlichen Bereich blastomylonitisch überprägte Serien mit Disthen–Staurolith–Granat. Es finden sich aber auch typische granitische Mobilisate mit Cordierit, so dass also auf eine entsprechende Abfolge der Paragenesen zu schliessen ist. GASQUET (1979) fordert für die Hauptmetamorphose im südlichen Bereich mit Granat–Cordierit–Biotit–(Sillimanit) und beginnender Anatexis Bedingungen von $635 \pm 30^\circ\text{C}$ bei Drücken von 4–6 Kb. Der Granit von Sept Laux folgt auf diese metamorphe Überprägung.

In den Bereichen von *Aar- und Gotthard-Massiv* herrscht zwar alpine Metamorphose vor, doch konnte ARNOLD (1970 a, b) eine Kristallisationsabfolge aufstellen, bei der vor- oder frühpaläozoische Gesteinsserien anfangs amphibolitfazielle Bedingungen bis zur Anatexis erreichten, ehe sie granulitfaziellen Bedingungen unterlagen. Zusammen mit den sie durchdringenden Granitoiden kaledonischen Alters wurden diese Gesteine spätkaledonisch oder frühvariszisch blastomylonitisch deformiert und erhielten Paragenesen mit Disthen–Sillimanit–Granat–Biotit–Plagioklas. Im Aar-Massiv sind voralpine Mineralparagenesen noch nicht bekannt geworden, was die Paragenesen mit Disthen oder Sillimanit betrifft. Dafür wurden aber die Vorgänge, die zur Bildung von cordieritführenden Granitoiden beitrugen, eingehend für das Lauterbrunner Kristallin diskutiert (RUTISHAUSER 1973, RUTISHAUSER & HÜGI 1978). Zwischen dem amphibolitfaziellen Altbestand finden sich die mineralfaziellen Übergänge von Cordierit–Kalifeldspat bis zu den cordieritführenden Granitoiden.

Fasst man diese Einzelbeobachtungen zusammen, so kann man innerhalb der fünf Kristallinmassive prinzipiell zwischen der monometamorphen Entwicklung nicht immer einwandfrei bestimmbarer, jüngerer Abfolgen und der gleichzeitigen Überprägung eines älteren Sockels unterscheiden. Dieser ältere Sockel besteht aus heterogenen Gesteinsserien, die das Stadium einer älteren Anatexis erreichten und von zahlreichen Granitoiden durchschlagen wurden. Eklogite und granulitfazielle Gesteine können auftreten.

Diese älteren Serien dürften präkambrisches bis altpaläozoisches Alter gehabt haben. Sie wurden während der Überprägung der jüngeren, monometamorphen Serien vermutlich altpaläozoischen Alters erneut umgewandelt. Typisch sind Blastomylonitzonen mit Disthen–Sillimanit–Granat, wie sie z. B. von PECHER & VIALON (1970) aus der Haut-Dauphiné und BELLIERE (1958) von den Aiguille-Rouges beschrieben wurden, und ARNOLD (1970 a, b) charakterisiert diese regionale Rekristallisation herzynischen Alters im Gotthard-Massiv. Sockel und jüngere Sedimente wurden also von einer jüngeren Metamorphose-Abfolge überprägt, die, ausgehend von Hochdruck-Mineralparagenesen, bei späten mehr niederdruckbetonten Mineralparagenesen endet (Tab. 3).

Tab. 3 Spätkaledonische bis frühvariszische metamorphe Entwicklung innerhalb der Altkristallinbereiche des Helvetikums.

W ARGENTERA E		W HAUT-DAUPHINÉ E		BELLEDONNE	AIG.R.-M.B.	AAR	GOTTHARD
EKLOGITE SILL					EKLOGITE		GRANULITFAZIES
DISTHEN STAU.R.GR.	DISTHEN STAU.R.GR. SILL-CORD KF GRDR.+CORD	DISTHEN STAU.R.GR.	DISTHEN GR. SILL GRDR.+CORD	DISTHEN STAU.R.GR. SILL GRDR.+CORD	DISTHEN STAU.R.GR. BI-SILL GRDR.+CORD	GRDR.+CORD	DISTHEN GR. SILL

3. Abschliessende Diskussion und Folgerungen

Die metamorphe Entwicklung monometamorpher Gesteinsserien und die gleichzeitige Überprägung des dazugehörigen älteren Sockels sind innerhalb der fünf Altkristallineinheiten des helvetischen Bereichs vergleichbar, und die Abfolge der Ereignisse lässt sich folgendermassen gliedern:

1. Ein älterer, schon metamorpher Sockel, mit diskordanten Granitkörpern, wird erneut umgewandelt, und es bilden sich gut definierte Blastomylonitazonen mit den Mineralen Disthen-Sillimanit-Granat.
2. Jüngere, den Sockel überlagernde Sedimentäreinheiten werden monometamorph überprägt, und es stellt sich anfangs in den Metapeliten die häufig reliktsch erhaltene Mineralparagenese Disthen-Staurolith-Granat ein. In der Folge der Weiterentwicklung bilden sich dann generell Mineralparagenesen mit Biotit-Sillimanit \pm Granat.

Je nach geothermischem Gradient und erreichter Temperatur läuft auch die Reaktion von Muskowit und Quarz zu Kalifeldspat und Sillimanit ab, und es kann auch die Paragenese von Biotit-Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat erscheinen. Endpunkt dieser Entwicklung ist die Bildung von Erstschnmelzen granitoider Zusammensetzung (Anatexis II), die ganz allgemein Cordierit (heute Pinit) führen. Diskordante Granitoide mit Cordierit sind allgemeines Merkmal für die fünf Externmassive.

Die begleitende Tektonik und ihre Stellung zur metamorphen Entwicklung ist durch BOGDANOFF (1979) für das Argentera-Massiv charakterisiert worden, wo eine enge Beziehung zwischen den Paragenesen mit Disthen-Sillimanit und der Ausbildung von schuppen- bis deckenförmigen Falten sowie den Blastomyloniten besteht. Gefügekundliche Untersuchungen aus den Aiguilles-Rouges (VON RAUMER, 1984) lassen erkennen, dass die Blastomylonite entweder mit den lang ausgezogenen Faltenschenkeln grossräumiger Falten (F_3) zusammenhängen oder dass es sich um steilstehende, diskordante Scherzonen handelt, die

als Ausbiss vor- oder frühvariszischer flachliegender Bewegungszonen zu deuten sind. Hinweise zur Altersstellung der Blastomylonite ergeben sich aus dem Gotthard-Massiv. ARNOLD (1970 a, b) stellte ein spätkaledonisches Alter der Streifengneisbildung fest, so dass also für die folgende Blastomylonitisierung entweder ein spätkaledonisches oder frühvariszisches Alter anzunehmen ist.

Da der Granit von Sept Laux (Belledonne-Massiv) aufgrund neuester Alterswerte (322 m.y., DEMEULEMEESTER, 1982) als variszisch anzusehen ist, muss der Prozess der 2. Anatexis (Granitoide mit Cordierit) als älter angesehen werden, so dass mit einem Alter von ungefähr 350 Millionen Jahren gerechnet werden könnte.

Der jüngere Metamorphosezyklus würde also bei relativ hohen Drücken einsetzen und anfangs mit einer Tektonik zusammenfallen, die eher den Charakter horizontaler Transporte zeigt, also flachliegender Falten- bis Schuppenbau sowie eventuelle Aufgliederung des kristallinen Sockels durch flachliegende Bewegungsflächen. Dieser Prozess einer Krustenverdickung wird durch die allgemeine Ausbildung von Paragenesen mit Biotit-Sillimanit \pm Granat abgelöst, womit, wie oben erwähnt, eine gewisse Druckerniedrigung und auch eine Temperaturerhöhung parallellaufen kann. Es ist dies vermutlich die Folge grossräumiger Heraushebung und Abtragung, so dass der thermische Ablauf der Metamorphose nach der mit Krustenverdickung verbundenen Tektonik nach dem Modell von ENGLAND & RICHARDSON (1977) erklärt werden könnte. Die zunehmende Heraushebung und damit verbundene Abtragung und Druckerniedrigung führt zur Bildung höher thermaler Mineralparagenesen. Diese thermische Geschichte kann je nach beobachtetem Massiv im heutigen Erosionsanschnitt unterschiedliche Aspekte aufweisen, und zwar dies in Abhängigkeit von der ehemaligen Versenkungstiefe und der Geschwindigkeit der Heraushebung (WELLS, 1979). Allerdings genügen nach THOMPSON (1981) diese Bedingungen nicht, um eine derartige Metamorphoseabfolge zu erklären, denn es muss gleichwohl eine zusätzliche Wärmequelle (WELLS, 1980) angenommen werden (Eindringen von Magmenkörpern z. B.), um die Faziesserie Disthen-Sillimanit zu erklären.

Die Entwicklung endet in allen fünf Externmassiven ganz allgemein mit einer erneuten Mobilisation (Anatexis II) granitoider Schmelzen mit Cordierit. Sie treten im beobachteten Anschnitt entweder als diskordante Körper auf und sind in ihrer Lage an ältere tektonische Vorzeichnungen (z. B. Achsenebenen jüngerer Faltenachsen vertikaler Lage) gebunden. Sie können aber auch noch direkte Verbindung mit ihrem Bildungsmilieu zeigen, wenn, wie im Argentera-Massiv, die Paragenesen mit Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat erreicht worden sind. Diese Granitoide mit Cordierit stellen eine deutliche Zeitmarke in der Entwicklung zwischen kaledonischer Tektonik und frühvariszischer Metamorphose dar (VON RAUMER, 1976, 1981). Ihr spezieller Bildungsmechanismus ist aber noch zu klären. Handelte es sich um nasse Schmelzen, die bei Erreichen des So-

lidus als Folge der späten, mit Heraushebung verbundenen thermischen Geschichte ermöglicht wurden? HOSCHEK (1974) diskutiert die Möglichkeit der Bildung von Cordierit aus Al-reichen Glimmern bei ansteigender Metamorphose und experimenteller Anatexis von Metapeliten. Eine weitere Möglichkeit wäre die Bildung trockener Schmelzen nach THOMPSON & TRACY (1979) und THOMPSON (1982). Nach unveröffentlichten Daten des Autors haben die cordieritführenden Granodiorite und Granite aller fünf Kristallinmassive hohe Al-Gehalte, die CIPW-Norm zeigt hohe Korund-normative Werte. Neben Cordierit findet sich vor allem Kalifeldspat, Biotit kann fehlen, Muskowit tritt nicht auf. Es ist damit die Möglichkeit gegeben, diese Gesteine auch als trockene Schmelzen zu deuten, zumal sie hier das Endresultat der Faziesserie Disthen-Sillimanit darstellen und die optimalen Bedingungen zwischen 4–6 Kb erreichten.

In Abhängigkeit von der Heraushebung und Erosion (Modelle von ENGLAND & RICHARDSON, 1977, WELLS, 1979) und damit Erreichen der optimalen Druckbedingungen für den Schmelzbeginn können seit der angenommenen Krustenverdickung, also seit der damit verbundenen Entstehung der Paragenesen mit Disthen, unterschiedliche Zeiten angenommen werden. Geht man von 10 Kb (36 km Gesteinsdecke mittlerer Dichte) aus und nimmt als den erreichten Druck für den Schmelzbeginn 5 Kb an, dann würde bei langsamer Heraushebung und Erosion (z. B. 1 Kb Druckentlastung innerhalb 10 Millionen Jahren) 60 Millionen Jahre nach der Bildung der Disthen-Paragenesen die Anatexis und Bildung von Granitoiden mit Cordierit einsetzen, wenn die Heraushebung 10 Millionen Jahre nach der auslösenden Tektonik beginnt. Bei einem vermuteten Alter für die Granodiorite mit Cordierit von 350–330 Millionen Jahren ergäbe sich dann für die auslösende Tektonik ein obersilurisches Alter.

Diese Abfolge und Koppelung von Ereignissen ergibt eine wesentliche Erweiterung zur Beobachtung von ZWART (1969). Die herzynische Metamorphose hat zwar generell Niederdruck-Charakter, ist mit dem Auftreten zahlreicher Granite verbunden, und die Heraushebung kann als gering angesehen werden. Hierbei handelt es sich aber nur um das Endstadium einer zeitlichen Entwicklung, die auf kaledonische Tektonik und Hochdruckparagenesen folgt. Damit ergäbe sich auch eine Erklärung für das von DORNSIEPEN (1978) aufgeworfene Problem, warum die Niedrigfaziesserie gerade in Zonen ordovizischer Metamorphose zu finden ist.

Ein überregionaler Vergleich zeigt Parallelen der Entwicklung im Bereich der südlichen Bretagne (vgl. VON RAUMER, 1981), und im Massiv Central beschreiben BURG & MATTE (1978) sowie MATTE & BURG (1981) eine ähnliche Abfolge der Ereignisse. Ausgehend von flachliegender Scherung und nordeinfallenden Überschiebungszonen, verbunden mit Hochdruckparagenesen, bilden sich späte niedriggradige Mineralparagenesen und Granitoide mit Cordierit. Allerdings setzen diese Vorgänge im internen Bereich des variszischen Orogens

eher ein (BURG & MATTE, 1978) und werden dann im Süden jünger. Dies zwingt zur Vorsicht hinsichtlich der zeitlichen Einstufung im Alpenraum. Zwar durchlaufen die einzelnen Kristallinmassive sehr vergleichbare Metamorphosestadien, doch ist es nicht sicher, ob diese auch gleichzeitig erfolgten oder ob jeder Teilbereich für sich dieses Endstadium zu unterschiedlichen absoluten Zeiten erreichte.

Man geht aber wohl nicht fehl, die Entwicklungsgeschichte zwischen kaledonisch und frühvariszisch als kontinuierlich anzusehen, dann nämlich, wenn man die thermische Entwicklung als direkte Folge der Hochdruckphase und der begleitenden Tektonik ansieht. Allerdings würde sich diese kontinuierliche Entwicklung in Abhängigkeit von der Heraushebungsgeschwindigkeit über 30 bis 60 Millionen Jahre erstrecken.

Verdankungen

Die kritische Durchsicht hat manches richtiggestellt und vereinfacht, und hierfür danke ich M. Frey (Basel) und A. B. Thompson (Zürich) ganz besonders. M. Frey (Basel) sei auch für das Entgegenkommen gedankt, das wertvolle Originalmaterial der Reinhard-Sammlung ausleihen zu dürfen. Wertvolle Ratschläge erhielt ich von H. T. Haselton (Reston), G. Hoschek (Innsbruck) und B. W. Yardley (Norwich). R. Malaroda (Turin) stellte freundlicherweise wichtiges Belegmaterial aus dem Argentera-Massiv zur Verfügung. R. Plancherel (Fribourg) sorgte für ein einwandfreies Résumé. Letzten Endes sei auch für die ständige tatkräftige Unterstützung von J. P. Bourqui und J. Charrière gedankt.

Literatur

- ALBEE, A. L. (1972): Metamorphism of pelitic schists: reaction relations of chloritoid and staurolite. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 83, 3249–3268.
- ARNOLD, A. (1970a): On the history of the Gotthard Massif (Central Alps, Switzerland). *Eclogae Geol. Helv.* 63, 29–30.
- ARNOLD, A. (1970b): Die Gesteine der Region Nalps-Curnera im nordöstlichen Gotthardmassiv, ihre Metamorphose und ihre Kalksilikatfels-Einschlüsse. *Beitr. Geol. Karte der Schweiz*, N. F. 138, 1–128.
- ATHERTON, M. P. (1964): The garnet isograd in pelitic rocks and its relation to metamorphic rocks. *Amer. Mineral.* 49, 1331–1349.
- AUTRAN, A. (1978): Synthèse provisoire des événements orogéniques Calédoniens en France. *Geol. Survey Canada* 78–13, 159–175.
- AUTRAN, A. & COGNÉ, J. (1980): La zone interne de l'orogène varisque dans l'ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. 26. Intern. Geol. Congr., Paris, Colloque C6, *Géologie de l'Europe*, 90–111.
- BELLIÈRE, J. (1954): Sur la présence des silicates d'alumine (sillimanite, andalousite, disthène) dans le massif des Aiguilles-Rouges (Haute Savoie). *C. R. Acad. Sci.* 1395–1397.
- BELLIÈRE, J. (1958): Contribution à l'étude pétrogénétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles-Rouges (Haute Savoie). *Ann. Soc. Géol. Belgique* 81, Mémoire, 1–198.

- BOGDANOFF, S. (1970): Quelques précisions sur la structure et le métamorphisme du Massif de l'Argentera au Nord de St-Etienne-de-Tinée (Alpes Maritimes), C. R. Acad. Sci. 270, D, 2893–2896.
- BOGDANOFF, S. (1973): Pli pennique et déformations superposées dans la partie nord-ouest du Massif métamorphique de l'Argentera-Mercantour (Alpes Maritimes). R.A.S.T. Paris, 1973.
- BOGDANOFF, S. (1980): Analyse structurale dans la partie occidentale de l'Argentera-Mercantour (Alpes Maritimes). Thèse Paris-Sud, 1–316.
- BOGDANOFF, S. & PRUNAC, M. (1976): Tectonique des gneiss et migmatites du massif de l'Argentera (Alpes Maritimes), France et Italie. 4° R.A.S.T. Paris, 1976.
- BORTOLAMI, G. & SACCHI, R. (1968): Osservazioni geologico-petrografiche sui medi valloni de S. Anna e Rio Freddo (Massiccio cristallino dell'Argentera). Mem. Soc. Geol. It. VII, 37–64.
- BURG, J. P. & MATTE, P. M. (1978): A cross section through the French Massif Central and the scope of its Variscan geodynamic evolution. Z. dt. geol. Ges. 129, 429–460.
- CARME, F. (1970a): Age briovérien probable de la majeure partie des séries supposées Dévon-Dinantienne et existence d'un cycle orogénique anté-hercynien, sans doute cadomien, dans la chaîne de Belledonne (Alpes Françaises). C. R. Acad. Sci., 271, D, 631–633.
- CARME, F. (1970b): Tectonique superposée et granitisations successives dans les massifs cristallins externes des Alpes, arguments nouveaux en faveur du rôle majeur d'une orogénèse anté-hercynienne dans la formation des terrains cristallins de Belledonne et des Aiguilles-Rouges. C. R. Acad. Sci. 273, D, 1671–1674.
- CARME, F. (1971): Les phases successives de déformations continue dans l'ensemble Belledonne – Aiguilles-Rouges (Massifs cristallins externes, Alpes Françaises). C. R. Acad. Sci., 273, D, 1771–1774.
- CARME, F. (1973): Précisions sur le métamorphisme majeur des schistes cristallins de la chaîne de Belledonne; essai de zoneographie et distribution verticale des zones au niveau de la coupe de la Romanche. C. R. Acad. Sci. 277, D, 2133–2136.
- CARMICHAEL, D. M. (1969): On the mechanism of prograde metamorphic reactions in quartz-bearing pelitic rocks. Contr. Mineral. Petrol. 20, 244–267.
- CHINNER, G. A. (1961): The origin of sillimanite in Glen Clova, Angus. J. Petrol. 2, 312–323.
- COGNÉ, J. (1976): Les grandes lignes structurales du Massif Armoricaïn. In: Kossmat-Symposium, Nova Acta Leopoldina N. F. 224, 177–192.
- COLLET, L. W., OULIANOFF, N. & REINHARD, M. (1952): Note explicative feuille 24 de l'Atlas, Blatt Finhaut, Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25000.
- DEMEULEMEESTER, P. (1982): Contribution à l'étude radiométrique à l'argon et au strontium des massifs cristallins externes (Alpes Françaises). Thèse 3^e cycle, Grenoble 1982.
- DORNSIEPEN, U. F. (1978): Ein Überblick über die europäischen Varisziden. Z. dt. geol. Ges. 129, 521–542.
- ENGLAND, P. C. & RICHARDSON, S. W. (1977): The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. J. Geol. Soc. 134, 201–213.
- FERRY, J. M. & SPEAR, F. S. (1978): Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. Contrib. Mineral. Petrol. 66, 113–117.
- FREY, M. (1969): Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet. Beitr. Geol. Karte der Schweiz, N. F. 137, 1–161.
- GASQUET, D. (1979): Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne et du Grand Châtelard. Traverses par les galeries E.D.F. Arc-Isère, Alpes Françaises. Thèse de 3^e cycle, Grenoble, 1–230.
- GHEENT, E. D. (1976): Plagioclase-garnet- Al_2SiO_5 -quartz: a potential geobarometer-geothermometer. Amer. Mineral. 61, 710–714.
- GOLDSMITH, J. R. (1980): The melting and breakdown reactions of anorthite at high pressures and temperatures. Amer. Mineral. 65, 272–284.
- GROS, Y. (1974): Etude pétrologique et structurale du Beaufortin (Nord de Belledonne). Thèse de 3^e cycle, Grenoble, 1–114.

- GUIDOTTI, C. V. (1970): The mineralogy and petrology of the transition from the lower to upper sillimanite zone in the Oquossoc area, Maine. *J. Petrol.* 11, 277-336.
- GUIDOTTI, C. V. (1974): Transition from staurolite to sillimanite zone, Rangeley Quadrangle, Maine. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 85, 475-490.
- HOLDAWAY, M. J. (1971): Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Amer. J. Sci.* 271, 97-131.
- HOSCHEK, G. (1967): Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. *Contr. Mineral. Petrol.* 14, 123-162.
- HOSCHEK, G. (1974): Experimentelle Untersuchungen zum Schmelzverhalten von Biotit in Metamorphiten. *Fortschr. Mineralogie*, 52, Beiheft, 2, 26-27.
- HÜGLI, TH. & VON RAUMER, J. F. (1975): Unterwallis-Rhoneknie. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 55, 149-156.
- KRETZ, R. (1973): Kinetics of the crystallization of garnet at two localities near Yellowknife. *Canad. Mineralogist* 12, 1-20.
- KRUMMENACHER, D. (1959): Le cristallin de Fully (Valais). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 39, 151-266.
- LE FORT, P. (1973): Géologie du Haut-Dauphiné cristallin (Alpes Françaises). *Sciences de la Terre, Mém.* 25, 1-373.
- LE FORT, P. & PECHER, A. (1971): Présentation d'un schéma structural du Haut Dauphiné cristallin. *C. R. Acad. Sci. Fr.* 273, D, 3-5.
- LIÉGOIS, J. P. & DUCHESNE, J. C. (1981): The Lac Cornu retrograded eclogites (Aiguilles-Rouges massif, Western Alps, France): evidence of crustal origine and metasomatic alteration. *Lithos* 14, 35-48.
- MATTE, PH. & BURG, P. (1981): Sutures, thrusts and nappes in the variscan arc of Northern Europe: plate tectonic implications, in: *Thrust and Nappe tectonics*, Geol. Soc. of London, Spec. Publ. No. 9, 351-358.
- MULLIS, J. (1975): Growth conditions of quartz crystals from Val d'Illiez (Valais, Switzerland). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 55, 419-429.
- MULLIS, J. (1976): Das Wachstumsmilieu der Quarzkristalle vom Val d'Illiez (Wallis, Schweiz). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 56, 219-268.
- NEWTON, R. C. & HASELTON, H. T. (1981): Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al₂SiO₅-quartz geobarometer. *Advances in Physical Geochemistry* 1, 131-147.
- PECHER, A. (1970): Etude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrins-Pelvoux. Le socle ancien. Thèse 3^e cycle, Grenoble, 1-122.
- PECHER, A. & VIALON, P. (1970): Présence de gneiss du «faciès granulite» dans le noyau précambrien du massif des Ecrins-Pelvoux (Alpes du Dauphiné, France). *C. R. Ac. Sci. Fr.* 270, D, 666-668.
- FIGAGE, L. C. & GREENWOOD, H. J. (1982): Internally consistent estimates of pressure and temperature: the staurolite problem. *Amer. J. Sci.* 282, 943-969.
- PRUNAC, M. (1975): Analyse structurale dans le socle de l'Argentera-Mercantour. Thèse 3^e cycle, Orsay, 1975, 1-123.
- VON RAUMER, J. F. (1974): Zur Metamorphose amphibolitischer Gesteine im Altkristallin des Mont-Blanc- und des Aiguilles-Rouges-Massivs. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 54, 471-488.
- VON RAUMER, J. F. (1976a): Le massif du Mont-Blanc - socle prépermien dans un cadre alpin. *Bull. Soc. Frib. Sci. Nat.* 65, 123-155.
- VON RAUMER, J. F. (1976b): Variszikum in den Zentral- und Westalpen. *Nova Acta Leopoldina N. F.* 224, 45, 119-144.
- VON RAUMER, J. F. (1981): Variscan events in the alpine region, in: H. J. ZWART & U. F. DORNSIEPEN: *The Variscan orogen in Europe*. *Geol. Mijnbouw* 60, 67-80.
- VON RAUMER, J. F. (1984): Ein struktureller Vergleich präpermischer Altkristallinbereiche in den Aiguilles-Rouges und im Mont-Blanc-Massiv (in Vorbereitung).
- VON RAUMER, J. F., GALETTI, G. & PFEIFER, H. R. (1984): Zur Geochemie vorpermischer Metapelite im Bereich von Emosson (Aiguilles-Rouges-Massiv) (in Vorbereitung).

- VON RAUMER, J. F. & SCHWANDER, H. (1984): Die chemische Zusammensetzung von AFM-Mineralen aus den vorpermischen Metapeliten des Aiguilles-Rouges-Massivs (in Vorbereitung).
- RIBBE, P. M. (1980): In: Orthosilicates. Chapter 7, Staurolite. *Reviews in Mineralogy* Vol. 5, 171-188.
- RICHARDSON, S. W. (1968): Staurolite stability in part of the system Fe-Al-Si-O-H. *J. Petrol.* 9, 467-488.
- RICHARDSON, S. W., GILBERT, M. C. & BELL, P. M. (1969): Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminium silicate triple point. *Amer. J. Sci.* 267, 259-272.
- RUTISHAUSER, H. (1973): Die quantitative Erfassung von Migmatiten im Aufschlussbereich. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 53, 99-124.
- RUTISHAUSER, H. & HÜGI, TH. (1978): Der Kontakt zwischen Gastern-Granit und Lauterbrunner Kristallin im Gasterntal (Aarmassiv, Schweiz). *Mitt. Naturf. Ges. Bern N. F.* 35, 1-53.
- THOMPSON, A. B. (1976 a, b): Mineralreaction in pelitic rocks: I. Prediction of P-T-X(Fe-Mg) phase relations. II. Calculation of some P-T-X(Fe-Mg) phase relations. *Amer. J. Sci.* 276, 401-424 and 425-454.
- THOMPSON, A. B. (1981): The pressure-temperature plane viewed by geophysicists and petrologists. *Terra Cognita* 1, 11-20.
- THOMPSON, A. B. (1982): Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granite liquids. *Amer. J. Sci.* 282, 1567-1595.
- THOMPSON, A. B. & TRACY, R. J. (1979): Facies series melting and reactions in the system CaO + KAlO₂ + NaAlO₂ + Al₂O₃ + SiO₂ + H₂O. *Contr. Mineral. Petrol.* 70, 429-438.
- THOMPSON, A. B., TRACY, R. J., LYTTLE, P. T. & THOMPSON, J. B. (1977): Prograde reaction histories deduced from compositional zonation and mineral inclusions in garnet from the Gassetts schists, Vermont. *Amer. J. Sci.* 277, 1152-1167.
- WELLS, P. R. A. (1979): P-T-conditions in the Moines of the Central Highlands, Scotland. *Jour. Geol. Soc.* 136, 6, 663-671.
- WELLS, P. R. A. (1980): Thermal models for the magmatic accretion and subsequent metamorphism of continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 46, 252-265.
- YARDLEY, B. W. D. (1977): The nature and significance of the mechanism of sillimanite growth in the Connemara schists, Ireland. *Contrib. Mineral. Petrol.* 65, 53-58.
- YARDLEY, B. W. D., LEAKE, B. E. & FARROW, C. M. (1980): The metamorphism of Fe-rich pelites from Connemara, Ireland. *J. Petrol.* 21, 2, 365-399.
- ZWART, H. J. (1969): Metamorphic facies series in the European orogenic belts and their bearing on the cause of orogeny. *Geol. Ass. Canada, Spec. Paper*, 5, 7-16.