

Zur Petrographie und Mineralogie der Furgg-Zone (Monte Rosa-Decke)

Autor(en): **Wetzel, Roger**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **52 (1972)**

Heft 2

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-40601>

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.

Zur Petrographie und Mineralogie der Furgg-Zone (Monte Rosa-Decke)

Von *Roger Wetzel* (Basel)*

Mit 33 Figuren und 13 Tabellen im Text

Abstract

Petrographic and mineralogical description of the Furgg-Zone forming part of the Monte Rosa nappe is given. Important features of this formation are its lithological complexity and its tectonic position within the nappe.

Petrology of mafic and ultramafic rocks reveals alpine metamorphism to be polyphase. An early high-pressure metamorphism acted along the whole Furgg-Zone. The parageneses of this phase were submitted to a late increase in temperature which rose higher in the eastern than in the western parts of the formation.

Zusammenfassung

In dieser Arbeit wird eine Gesteinsformation der Monte Rosa-Decke mineralogisch und petrographisch beschrieben. Es handelt sich dabei um die Furgg-Zone s.s., welche als schmales Band vom Stockknubel (oberhalb Zermatt) bis ins obere Bognancotal zieht. Diese Formation ist ein Rest einer alten (paläozoischen?) Umhüllung der Granite, Gneise und des prägranitisch metamorphen Schieferkomplexes dieser Decke.

Die Furgg-Zone zeichnet sich durch einen ausserordentlich heterogenen Aufbau, durch auffällige Deformationserscheinungen und durch ihre tektonische Lage aus. Als tektonischer und lithologischer Leithorizont gliedert sie die Monte Rosa-Decke in mehrere, übereinander liegende Schuppen auf.

Die mikroskopischen und chemischen Untersuchungen ergaben, dass die alpine Metamorphose mehrphasig ist. Am klarsten lassen sich die einzelnen Phasen anhand der Kristallisationsabfolge in den Basiten nachweisen: Omphazit – Glaukophan – blau-grüne Hornblende – (aktinolithische) Hornblende.

Die früheste, jetzt noch fassbare Phase ist durch sehr hohe Drucke ausgezeichnet (Eklogite). Während dieser Phase scheinen die PT-Bedingungen der Metamorphose über die ganze Furgg-Zone s.s. hinweg ähnlich gewesen zu sein.

In der letzten Phase der alpinen Metamorphose erhöhte sich die Temperatur, und zwar stieg sie im Osten der Furgg-Zone höher als im Westen. Am Stockknubel herrschten

*) Mineralogisch-Petrographisches Institut, Bernoullianum, CH-4056 Basel.

PT-Bedingungen, die dem oberen Bereich der Grünschieferfazies entsprechen (Albit-Epidot-Amphibolitfazies), während die Paragenesen des östlichen Lorancotals im tief-temperierten Bereich der Amphibolitfazies gebildet wurden. In dieser Phase der Metamorphose schneiden die Isograden die Furgg-Zone s.s. und laufen diskordant zu den grosstektonischen Strukturen.

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	163
Einleitung	163
Geologischer Teil	165
Gestalt und Lagerung	167
Abgrenzung	168
Herkunft und Alter der prämesozoischen Gesteine	169
Das Mesozoikum	171
Die Bedeutung der Furgg-Zone	171
Petrographischer Teil	172
1. Ultrabasite und assoziierte Gesteine	173
a) Gesteine der Kontaktzone	174
b) Kalksilikatfelse (Rodingite)	175
c) Mono- bis bimineralische Einschlüsse	176
d) Amphibolite bis Hornblendefelse	177
2. Eklogite und eklogitische Gesteine	178
3. Amphibolite	181
4. Prasinite	184
5. Gneise	186
6. Glimmerschiefer, Albitschiefer	188
7. Karbonatgesteine	191
8. Quarzitische Gesteine	192
Mineralogischer Teil	194
1. Titan-Klinohumit, Olivin	195
2. Granat	196
3. Klinozoisit-Epidot	199
4. Zoisit	200
5. Turmalin	201
6. Pyroxene	202
7. Amphibole	203
8. Hellglimmer	211
9. Biotit (Phlogopit z.T.)	213
10. Chlorit	213
11. Talk	216
12. Antigorit	216
13. Chloritoid	217
14. Brucit	218
15. Feldspäte	210

16. Quarz	220
17. Apatit	220
18. Zirkon, Rutil, Titanit	221
19. Karbonate	221
Die Metamorphose	223
1. Falten, Klüfte, Mylonite und Schieferungen	223
2. Reaktionen	225
3. Verlauf der Metamorphose und Metamorphosegrad	226
Literaturverzeichnis	233

Vorwort

Diese Arbeit ist die gekürzte Fassung einer Dissertation mit dem Titel «Zur Mineralogie und Petrographie der Furgg-Zone», die auf Anregung meines Lehrers Prof. Dr. P. Bearth an der Universität Basel abgefasst wurde.

Für Vorlesungen, Praktika und Exkursionen sowie für Diskussionen und Hinweise danke ich den Herren Professoren Dr. P. Bearth, Dr. H. Schwander und Dr. E. Wenk, den Herren Dres. A. Steck, W. B. Stern, V. Trommsdorff und vor allem J. Hunziker und G. V. Dal Piaz. Herrn Prof. H. Schwander und Dr. W. B. Stern sei hier für das Ausführen der chemischen Analysen besonders gedankt, ebenso Herrn T. Fischer und Herrn H. Hänni für das Anfertigen der Dünnschliffe; Dank schulde ich auch allen meinen Kollegen, die mit zu einer angenehmen Studienzeit beigetragen haben, nicht zuletzt Nedo Riva von Cheggio.

EINLEITUNG

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit einem Teil einer besonderen Gesteinsformation in der Monte Rosa-Decke. Diese Formation unterscheidet sich hinsichtlich ihrer lithologischen Zusammensetzung sowohl von den Graniten, Gneisen, prägranitisch metamorphen und den alpin überprägten Schieferen des Monte Rosa-Kristallins als auch von den Gesteinen der angrenzenden mesozoischen Mulden. Überdies ist sie durch ihre tektonische Lage und Deformationserscheinungen ausgezeichnet. Es ist das Verdienst von BEARTH, die Eigenart und die Sonderstellung der zur Frage stehenden Serie erkannt zu haben. BEARTH führte die Bezeichnung «Furgg-Zone» für denjenigen Teil der Serie ein, der im Norden vom Portjengratlappen, im Süden vom Latelhornlappen begrenzt ist und vom Fusse des Schwarzbergkopfs bis ins obere Bognancotal zieht (BEARTH 1953, p. 19–20; s. Fig. 1).

Trägt man die verschiedenen Notizen von BEARTH über die Furgg-Zone zusammen (BEARTH 1953, p. 19–20; 1956, p. 14; 1963, p. 20), so lässt sie sich von zwei Seiten her kennzeichnen: auffallend heterogener Aufbau und extreme Tektonisierung.

Auf engstem Raum sind verschiedenartige, prämesozoische Schiefer und Gneise, Eklogite, Amphibolite, Prasinite, Quarzite und Dolomitmarmore miteinander vergesellschaftet. In rascher Abfolge im Streichen und Fallen wechseln diese Gesteine miteinander ab und gehen ineinander über. Sehr charakteristisch sind die schwarmartig auftretenden basischen Knollen, Linsen und Lagen. Sie liegen parallel zu S und können in allen Gesteinen der Furgg-Zone vorkommen.

Weiterhin ist die FZ durch eine extreme Deformation gekennzeichnet. Diese findet ihren schönsten Ausdruck in der Verformung der basischen Gesteine, Dolomitmarmore und Bändergneise.

Sie geht von einer intensiven, quasi plastischen Verfaltung über Boudinage, Torsion und gewöhnlichen Bruch bis zur völligen Kataklyse. Alle Gesteine sind stark zerbrochen und zerschert. Die Hauptschieferung ist sehr ausgeprägt.

Entsprechende Gesteinsassoziationen findet man auch in anderen Teilen der Monte Rosa-Decke. So hängt die Schuppenzone des Stockknubel gewiss mit der Furgg-Zone zusammen (BEARTH 1953, p. 19–20). Ebenso begegnet man völlig analogen Serien in der Südabdachung der Monte Rosa-Decke (G. V. DAL PIAZ und GATTO 1963; G. V. DAL PIAZ 1964, p. 120 ff., 1966).

In dieser Arbeit wird die Gesamtheit der Serien in der Monte Rosa-Decke mit den oben erwähnten Merkmalen als Furgg-Zone s.l. zusammengefasst, während der nördliche Teil der Zone, das heisst die ursprüngliche Furgg-Zone von BEARTH und die Schuppenzone des Stockknubel, Furgg-Zone s.s. genannt wird.

Neben dem Begriff Furgg-Zone findet sich in der Literatur die Bezeichnung «Furgg-Mulde». Sie wurde 1911 von ARGAND geprägt. Er verstand darunter einen Zug mesozoischer Gesteine, der vom Furggtal bis ins Bognancotal zu verfolgen ist und mit der Antrona-Mulde in Verbindung steht.

Dieses Mesozoikum steckt in der oben definierten Furgg-Zone s.s. EICHENBERGER (1926, p. 5–8) hat dadurch, dass er sowohl das Mesozoikum als auch die «amphibolitführenden Sedimentgneise», welche jene begleiten, zur Furgg-Mulde zählte, ein Missverständnis heraufbeschworen. In der Folge wurde die Bezeichnung Furgg-Mulde entweder für besagtes Mesozoikum, für die Gesteine der Furgg-Zone s.s. oder auch für beide zusammen gebraucht (BEARTH 1945, p. 2; GÜLLER 1948, p. 68 und 72; BLUMENTHAL 1953, p. 238 und 240). Als Furgg-Mulde soll in Zukunft ausschliesslich der mesozoische Anteil der Furgg-Zone bezeichnet werden, der, allerdings mit Unterbrüchen, vom Furggtal bis ins Bognancotal reicht.

Im folgenden soll die Furgg-Zone s.s. unter vier Aspekten beschrieben werden: ihre Lage und Stellung in der Monte Rosa-Decke, ihr Gesteinsinhalt, ihr Mineralbestand und, aus diesem folgend, schliesslich ihre Metamorphose.

Abkürzungen

FZ s.l.	Furgg-Zone sensu lato
FZ s.s.	Furgg-Zone sensu stricto
StZ	Schuppenzone des Stockknubels
MR	Monte Rosa
PL	Portjengrat-Lappen
u.d.M.	unter dem Mikroskop

GEOLOGISCHER TEIL

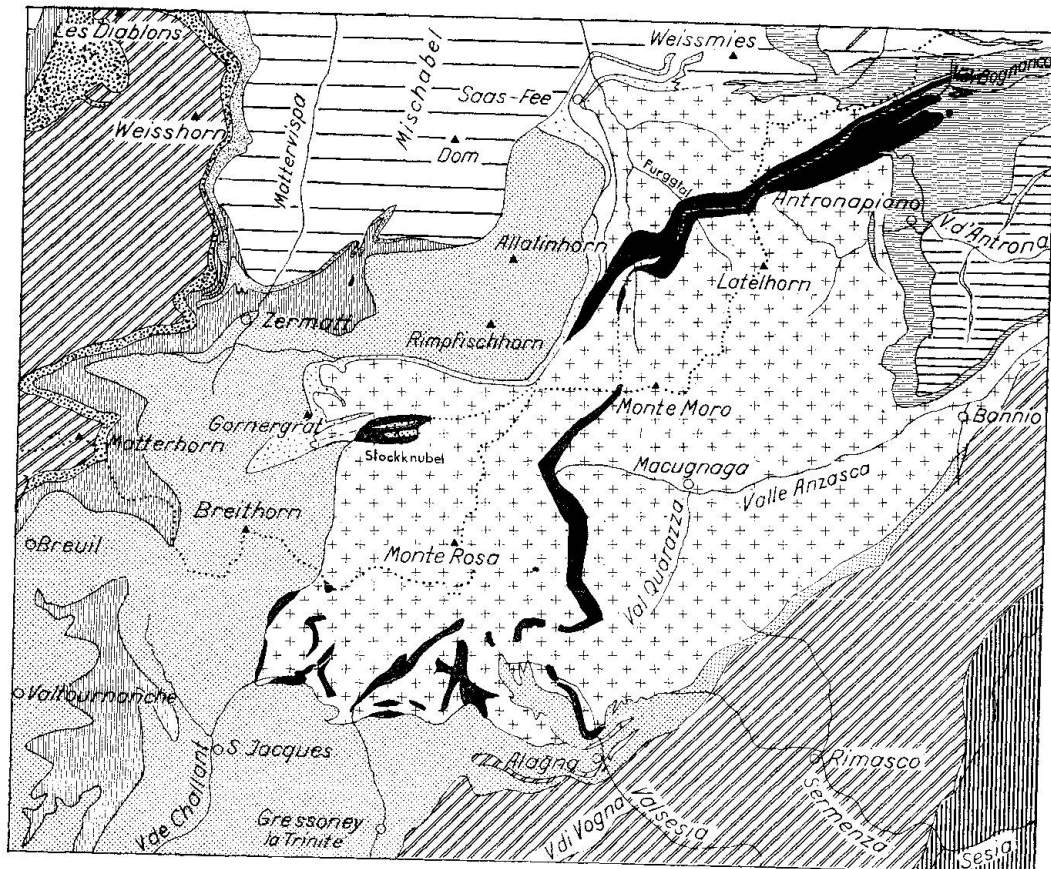
Auf der tektonischen Übersichtsskizze (Fig. 1) sind die bis heute bekannten Vorkommen der FZ s.l. dargestellt. Wenn man mit ARGAND (1911) und BEARTH (1963) annimmt, dass die Grenze zwischen MR- und Bernhard-Decke in der Zwischbergenmulde zu ziehen ist, so gehört die FZ als Ganzes zur MR-Decke.

Die FZ s.s. verläuft in der nördlichen Randzone des MR-Kristallins, wo man sie, abgesehen von einem Unterbruch am Schwarzberg-Weisstor, vom Stockknubel bis ins obere Bognancotal hinein verfolgen kann; sie trennt alpin tiefgreifend überprägte Gesteinskomplexe im Norden von südlich anschließenden Deckenteilen ab, welche präalpine Strukturen und Mineralien bewahrt haben. In der FZ s.s. selbst sind keinerlei Relikte beobachtet worden, die mit Sicherheit einer präalpinen Metamorphose zugeordnet werden können.

Am Fuss des Schwarzbergkopfs tritt die FZ in zwei tektonisch verschieden hohen Niveaus auf (Fig. 2). Der obere (nördlichere und tektonisch höher gelegene) Horizont liegt mit normalem Kontakt auf Hellglimmer-Albitgneisen und tektonisierten, von Apliten durchschlagenen Granitgneisen, welche sich im Streichen gegen SW in die Monte Rosa-Granite fortsetzen.

Unter diesen Gneisen kommen beim Staudamm Mattmark noch einmal Granatglimmerschiefer mit Amphibolitlinsen zum Vorschein, ähnlich jenen der StZ. Dieser Horizont der FZ zieht unter dem Schwarzberggletscher durch (s. Fig. 2) und keilt gegen Süden am Seewjinenberg aus. Doch am Seewjinenhorn hat G. V. DAL PIAZ die FZ etwa dort aufgefunden, wo der untere Ast dem Streichen nach auftauchen müsste. Man darf annehmen, dass die FZ am Seewjinenhorn – übrigens der nördlichste Ausläufer der FZ der MR-Südabdachung – die südliche Fortsetzung des FZ-Horizontes darstellt, der unter dem Schwarzberggletscher durch gegen den Seewjinenberg hinaufzieht. In diesem Falle wäre die FZ s.s. mit der FZ in der Südabdachung der MR-Decke verbunden.

Die MR-Granite liegen demnach zwischen zwei FZ-Horizonten. Der obere Horizont schiebt sich zwischen die Granite und das Stockhornkristallin, beziehungsweise dem PL, während der untere Horizont den Komplex der Augengneise von Macugnaga und deren Ausläufer von den MR-Graniten trennt.



- Legende:
- Ivrea-Zone
 - Sesia-Zone, Dent Blanche-Decke
 - Theodul-Rothorn-Zone
 - Zone von Zermatt-Saas Fee
 - Obere Zermatter Schuppenzone
 - Antrona-Mulde
 - Mesozoikum vom Gornegrat und von Saas Fee
 - Monte Rosa-Decke
 - Furgg-Zone
 - Bernhard-Decke
 - Barrhorn-Serie
 - Camughera-Moncucco-Lappen

Fig. 1. Tektonische Übersichtsskizze 1: 400 000.
(Italienische Seite nach Unterlagen von G. V. DAL PIAZ 1968, pers. Mitt.)

Die beiden Äste der FZ lassen sich gegen Osten noch bis in die Ostwand des Nollenhorns verfolgen, wo zwei Lagen von Glimmerschiefern und Bändergneisen, welche basische Linsen führen, einen Keil von sehr inhomogenen Phengit-Albitgneisen (östlichste Ausläufer der MR-Granite) umschliessen. Vom Furggtal bis ins Bognancotal ist keine Zweiteilung der FZ s.s. mehr zu erkennen.



Fig. 2. Die FZ s.s. im oberen Saasertal.

Wesentlich ist, dass die FZ unter dem Allalingletscher in zwei verschiedenen hohen Niveaus erscheint, zwischen welchen u.a. tektonisierte Granite liegen. Infolge der schlechten Aufschlussverhältnisse kann man den unteren Horizont nicht durchgehend bis zum Schwarzberggletscher verfolgen. Man beachte die Streifung im oberen Horizont unter dem Allalingletscher, die durch die basischen Lagen hervorgerufen wird. (Luftphoto der Eidg. Landestopographie, Publ. bewilligt.)

SG: Schwarzberggletscher, S: Schwarzbergkopf, A: Allalingletscher, U: unterer Ast der FZ, K: Gneiskeil, O: oberer Ast der FZ.

Das westliche Ende der FZ s.s., die StZ, taucht unter die Zone von Zermatt–Saas-Fee, während ihr östlicher Teil den Grüngesteinen der Antrona-Mulde aufliegt und im oberen Bognancotal in die Luft ausstreicht. Man kann in diesem Gebiet sehr schön sehen, wie das MR-Kristallin einige Kilometer weit vom Mesozoikum der Antrona-Mulde unterlagert wird.

Im PL treten vereinzelt kleinere Gesteinsverbände auf, die jenen der FZ sehr ähnlich sind. Einerseits handelt es sich um eine Vergesellschaftung von Gneisen, Hellglimmer-Albitschiefern und Glimmerschiefern mit Amphibolitlinsen in den Rundhöckern unter dem Zwischbergengletscher, andererseits findet man je einen Zug von Glimmerschiefern mit Amphibolitlinsen zwischen Alpe Andolla und Alpe Corone und am Fusse des Sonnigpasses. Die letzteren zwei Vorkommen wurden als FZ auskartiert.

Gestalt und Lagerung

Es ist auffallend, dass die Mächtigkeit der FZ s.s. lokal starken Schwankungen unterworfen ist. Infolge der intensiven Tektonisierung ist es jedoch

unmöglich abzuschätzen, wie mächtig die FZ vor der tektonischen Beanspruchung war. Gemessen an der Streckung von kompetenteren Lagen (Amphiboliten) auf ein Vielfaches ihrer ursprünglichen Länge dürfte die einstige Mächtigkeit stellenweise stark reduziert sein. Die massive Zunahme der Mächtigkeit an andern Stellen (Osthang des Saastales, am Fusse des Monte Preja) lassen eher an eine Boudinage im grossen Massstab als an primäre Unterschiede in der Dicke denken. Dass in der FZ grossräumige Boudinage stattgefunden hat, zeigen die auseinandergerissenen Linsen von Karbonatgesteinen, Quarziten und Serpentiniten. Wahrscheinlich ist ebenfalls mechanische Ausquetschung der Grund, dass die FZ s.s. am Schwarzberg-Weisstor fehlt und dass der untere Horizont der FZ am Seewjinenberg auskeilt.

Die FZ s.s. streicht etwa N 70 E und fällt durchschnittlich 50° gegen NW ein. Bedingt durch die Inhomogenität der Zone streuen die einzelnen Messwerte stark. Vom Stockknubel bis ins Nollenhorn hinein liegen die Schichten ziemlich flach und stellen sich im Lorancotal steiler, zum Teil senkrecht. Der südliche Ast der FZ wechselt im Streichen von ENE (am Schwarzbergkopf) nach SSE (Seewjinenhorn), während das Fallen mit 30–50° etwa konstant bleibt.

Wie erwähnt erscheint die FZ im Saastal in zwei Horizonten. Es stellt sich nun die Frage, ob die beiden Äste der FZ im N zusammenhängen, zum Beispiel eine Falte bilden, oder ob die beiden Züge getrennt auskeilen. Zwei Beobachtungen sprechen dafür, dass die FZ eine gegen NW tauchende, isoklinale Falte ist:

a) In der Ostwand des Nollenhorn legen sich die amphibolitführenden Glimmerschiefer und Gneise der FZ um den Keil von Albitgneisen herum, der als Ausläufer der MR-Granite anzusehen ist.

b) Saigere Gneise und Quarzite der FZ s.s. liegen am Monte Preja nach N um und bilden offenbar eine nach unten geschlossene Form («Tauchfalte» nach BLUMENTHAL, 1953). Doch ist der Faltenscheitel nicht aufgeschlossen.

Allerdings wird die Annahme, dass es sich bei der FZ s.s. um eine Falte handelt, nicht durch eine Repetition mit verkehrter Reihenfolge bestätigt. Bei der extremen Variabilität der Gesteine im Streichen und senkrecht dazu muss dies jedoch nicht erstaunen.

Abgrenzung

Die Abgrenzung der FZ gegen die angrenzenden Gesteinskomplexe beruht auf tektonischen und lithologischen Kriterien.

Sowohl nördliche als auch südliche Grenzflächen sind oft tektonischer Art. Wo mechanische Kontakte nicht erkennbar sind (Saastal), sei es, dass sie durch eine spätere Rekristallisation völlig verwischt wurden oder schlecht aufgeschlossen sind – kann eine Abgrenzung problematisch werden. Hier kann man

sich allein auf lithologische Merkmale stützen, und diese erlauben manchmal keine scharfe Grenzziehung.

Die FZ ist weniger durch einen bestimmten Gesteinstyp als vielmehr durch die Vergesellschaftung verschiedenartigster Gesteine ausgezeichnet. Ein auffälliges Merkmal sind die zahlreichen basischen Linsen und Lagen. Im Süden und im Norden der FZ s.s. kommen Amphibolite in der MR-Decke nur sporadisch vor (BEARTH, 1952, 1957).

Neben den Basiten sind auch die vielen Quarzitbänke für die FZ charakteristisch. Schliesslich verdient hervorgehoben zu werden, dass die prätriaschen Karbonatgesteine des MR-Kristallins sich durchwegs in der FZ s.l. befinden.

Zwei Gesteine der FZ s.s. verdienen besonders erwähnt zu werden. Beim ersteren handelt es sich um einen Horizont in der StZ und im Furggtal, in welchem bis 1 m mächtige, bräunliche und massige Quarzitbänke mit dünnen chloritoid- und granatführenden Hellglimmerchloritschichten wechsellagern (p. 188). Der andere Gesteinstyp sind einzelne Albitgneise bis Hellglimmer-Albitschiefer, in welchen lagenweise Quarzknollen angereichert sind. Diese Knollen sind wahrscheinlich konglomeratische Komponenten (G. V. DAL PIAZ, 1966). Daneben erscheinen in der FZ auch Gesteine, die im alpidisch metamorphen Schieferkomplex der MR-Decke sehr verbreitet sind: Albitschiefer, Albitgneise und granat- ± albitführende Chloritmuskowitschiefer.

Andrerseits fehlen viele Gesteine, die in der MR-Decke anderweitig mehr oder weniger stark vertreten sind: grobflasrige und verfältelte Granatglimmerschiefer mit bis zu 1 cm grossen Granaten (Stockhornkristallin, PL); dann Migmatite, diskordante Pegmatite oder Aplite, prägranitisch metamorphe Schiefer; feinkörnige, dunkelbraune Bändergneise und Granite, wie sie von BEARTH (1953) beschrieben wurden.

Herkunft und Alter der prämesozoischen Gesteine

Die Verbreitung und Lage der FZ in der MR-Decke und ihre scheinbar ungestörten Kontakte zu den umschlossenen Gneisen und Graniten (Saastal) sprechen dafür, dass sie in bezug auf die MR-Granite autochthon ist und diese vormals ganz überdeckte. Die verschiedenen Vorkommen der FZ wären somit Fragmente einer alten Umhüllung der MR-Decke (BEARTH, 1953).

Die Gesteine der FZ sind teils magmatischer, teils sedimentogener Herkunft.

Sedimentogene Strukturen, Fossilien oder Anreicherungen von kohligter Substanz habe ich in keinem der Paragesteine beobachtet.

Neben den Paragesteinen treten in der FZ s.s. auch Orthogesteine auf, zum Beispiel einzelne kalifeldspatführende Gneise und in Hellglimmerquarzite umgewandelte granitoide Gesteine (BEARTH, 1953). Schwieriger ist die Frage

nach dem Ursprung der basischen Gesteine zu beantworten. Fünf Gründe vor allem bewogen mich, die Basite als Orthogesteine und nicht als metamorphe Sedimente anzusprechen.

- a) die porphyrische Textur mancher Amphibolite: ursprüngliche Plagioklasporphyroblasten, die in Zoisit, Albit und Quarz umgewandelt sind,
- b) ihr Reichtum an Titan (v. a. Titanit, Rutil),
- c) ihre Vielfalt bezüglich Chemismus und Mineralbestand,
- d) ihr Vorkommen, welches von den sie umgebenden Gesteinen völlig unabhängig ist (in Quarziten, Glimmerschiefern, Marmoren, Gneisen usw.),
- e) im schwach deformierten Zustand sehen die basischen Lagen wie Lagergänge aus und besitzen scharfe Grenzen.

Es ist auch denkbar, dass vereinzelt schwächere basische Lagen durch metamorphe Differentiation entstanden sind.

Die feine Wechsellagerung mit den Hüllgesteinen und das Auftreten gangartiger, kaum deformierter Amphibolite machen als Mechanismus der Platznahme Lagergang-Intrusionen am glaubwürdigsten. Dünne prasinitische Lagen in Quarziten sind vielleicht auch aus ehemaligen Tuffeinlagerungen abzuleiten.

Die Frage nach dem genauen Alter der prämesozoischen Gesteine der FZ ist ein ungelöstes Problem. Gewiss ist nur, dass sie prämesozoisch sind und dass sie jünger als die prägranitisch metamorphen Schiefer sind, mit andern Worten, ihr Sedimentationsalter dürfte paläozoisch sein.

Die Intrusion der MR-Granite ist mit 310 ± 40 Mio Jahren datiert, das heisst, sie fand im Oberkarbon statt (HUNZIKER, 1970). Sind nun die Gesteine der FZ vor oder nach der Intrusion abgelagert worden? Als Hauptargument dafür, dass die FZ jünger als die Granitintrusion ist, kann das völlige Fehlen von diskordanten Apliten, von MR-Graniten und Migmatisierungserscheinungen in der FZ angesehen werden, auch wenn diese in unmittelbarem Kontakt zu Graniten und Migmatiten steht.

Gegen ein permokarbones Alter sprechen stratigraphische Evidenzen. Das Permokarbon ist im Rücken der ganzen Bernhard-Decke über grosse Distanzen hinweg in gleichbleibender Ausbildung zu verfolgen. Dieses Permokarbon lässt sich nicht mit den Gesteinen der FZ parallelisieren.

Die prämesozoischen Karbonatgesteine der FZ passen auch nicht in die Stratigraphie des Oberkarbon oder Perm. Für sie müsste ein präkarbonales Alter (Devon?) angenommen werden. Ebenso spricht die Armut an kohligem Substanz gegen ein permokarbones Alter. Einen Anhaltspunkt geben die zahlreichen Interkalationen basischer Gesteine in den unterkarbonischen oder präkarbonischen Schiefer der östlichen «Zone Vanoise» (ELLENBERGER 1966, p. 127). Es ist möglich, dass die prämesozoischen Grungesteine der FZ und jene der Vanoise dem gleichen Zyklus von basischem Vulkanismus entstammen.

Das Mesozoikum

Mesozoische Gesteine treten meist als kürzere, intermittierende Linsen oder Lagen auf, die im allgemeinen parallel zum Streichen der FZ laufen. Das einzige mesozoische Gestein, welches ununterbrochen mehrere Kilometer weit in die FZ hineinragt, ist ein Amphibolitzug im Lorancotal (Lorancotal-Amphibolit).

Unter den mesozoischen Gesteinen finden wir Tafelquarzite, Kalkschiefer bis Marmore, Dolomitmarmore, Rauhdecken, Kalkglimmerschiefer und die in diesen eingeschlossenen Grüngesteine, dann sehr wahrscheinlich die Serpentine mit den assoziierten Amphiboliten und den Lorancotal-Amphibolit. Vor allem bei Amphiboliten und Dolomitmarmoren ist eine Verwechslung mit den entsprechenden prätriadischen Gesteinen möglich.

Die mesozoischen Elemente kann man weder als Kern noch als Mantel der FZ s.s. deuten (BLUMENTHAL 1953). Die Kontakte zu den prämesozoischen Schichten sind scharf, mechanisch, jedoch stellenweise durch Imprägnation von Karbonat und Albit verwischt (zum Beispiel im Furggtal).

Die mesozoischen Elemente sind als Einspiessungen der darunterliegenden, mesozoischen Mulden aufzufassen (BEARTH, 1957).

Die Bedeutung der Furgg-Zone

Für das Verständnis des tektonischen Aufbaus der MR-Decke ist die FZ von grosser Bedeutung. Ihre lithologische Eigenart, durch die sie sich im Feld leicht zu erkennen gibt, die ungefähre Kenntnis ihres Alters und die auffälligen Deformationserscheinungen bestimmen sie zu einem Leithorizont in dieser Decke. Sie ist eine lithologisch definierte Serie und nicht ein zufälliges, tektonisch bedingtes Gemisch von verschiedenen Gesteinen. Diese Behauptung wird unter anderem auch dadurch gestützt, dass alle Vorkommen der FZ in der MR-Decke die gleichen Merkmale zeigen und dass in anderen, mittel- bis südpeninischen Kristallinkomplexen analoge Serien auftreten. So hat BERTRAND (1968) entsprechende Horizonte aus dem Gran-Paradiso-Kristallin beschrieben («séries prasinitiques»). Ebenso war schon einer ganzen Reihe von früheren Geologen eine analoge Formation aus der Dora Maira bekannt (G. V. DAL PIAZ, 1966). Sie zeichnet sich dort durch den Reichtum an Marmorlinsen aus, die von Grüngesteinen durchsetzt sind.

Die FZ gliedert die nördliche Hälfte der Decke in drei tektonisch verschieden hohe Komplexe auf. Nördlich von der FZ s.s. liegen als höchste, voneinander unabhängige und getrennte Elemente das Stockhornkristallin und der PL. Dass Elemente der FZ ein normales Glied des PL bilden (p. 167), weist auf dessen Herkunft vom Rücken des MR hin (BEARTH 1957, p. 19). Unter dem PL und dem Stockhornkristallin folgt, gegen oben und gegen unten

von der FZ begrenzt, die MR-Masse (MR-Granite, Gneise und zugehörige prägranitisch metamorphe Schiefer; BEARTH 1952, p. 89). Der untere Horizont der FZ trennt die MR-Masse von einer noch tieferen Einheit der Decke, den Augengneisen von Macugnaga und deren Ausläufer, ab.

Die FZ s.s. hat also als intrakristalliner Scherhorizont gewirkt. Dies wird durch mehrere Fakten bestätigt: die tiefen Einschuppungen von Mesozoikum; die extreme Tektonisierung (zum Beispiel Boudinage); das Ausdünnen des unteren Horizontes der FZ; darüberhinaus ist die FZ s.s. überall von alpin intensiv durchbewegten und rekristallisierten Teilen der MR-Decke umgeben.

Die Frage, ob die jetzige Lage der FZ s.s. allein durch die alpine Orogenese bedingt ist, oder ob sie als Gleithorizont nur alpin reaktiviert worden ist, lässt sich von der FZ her nicht beantworten. In ihr trifft man jedenfalls nur alpine Strukturen an. Die Faltenachsen und S-Flächen laufen etwa parallel zu den entsprechenden, sicher alpidischen Strukturen der angrenzenden Gesteinskomplexe (zum Beispiel Zone von Zermatt–Saas-Fee).

PETROGRAPHISCHER TEIL

Es wurde früher erwähnt, dass in der FZ s.s. mesozoische und prämesozoische Gesteine¹⁾ nebeneinander vorkommen. Auf die mesozoischen Gesteine soll nur insofern eingegangen werden, als sie für den Verlauf der Metamorphose (Kristallisationsabfolge) und zur Unterscheidung von den prämesozoischen Gesteinen von Interesse sind. Sie werden zusammen mit älteren Gesteinen beschrieben, um einen unmittelbaren Vergleich zu ermöglichen.

Die verschiedensten Gesteine können ineinander übergehen und variieren in bezug auf Aussehen und modalem Mineralbestand bis in den cm-Bereich sehr stark; eine Tatsache, welche die Namengebung sehr erschwert.

Die Gesteine der FZ s.s. lassen sich mit einigem Zwang in acht Hauptgruppen unterteilen:

1. Ultrabasite und assoziierte Gesteine
2. Eklogite und eklogitische Gesteine
3. Amphibolite
4. Prasinite
5. Gneise
6. Glimmerschiefer
7. Karbonatgesteine
8. Quarzitische Gesteine

¹⁾ «Mesozoisch» oder «paläozoisch» wird nur gebraucht, um das Ablagerungsalter zu kennzeichnen.

Jeder Gesteinsgruppe wurde je eine Tabelle mit dem modalen Mineralbestand und den Paragenesen beigegeben. Der Modalbestand wurde geschätzt. Der dabei in Kauf genommene, relative Fehler beträgt $\leq 5\%$. In Anbetracht der Inhomogenität im Dünnschliffbereich reicht diese Genauigkeit aus und Point-Counter-Analysen würden auch keine zuverlässigeren Resultate liefern. Als Hauptgemengteile gelten Mineralien mit $> 10 \text{ Vol}\%$, als Nebengemengteile solche mit $\leq 10 \text{ Vol}\%$ und als Übergemengteile solche Mineralien, die im Gestein sporadisch auftreten.

Feinkörnig: $\leq 0,5 \text{ mm}$
 Mittelkörnig: $0,5\text{--}2 \text{ mm}$
 Grobkörnig: $> 2 \text{ mm}$

1. Ultrabasite und assoziierte Gesteine

In der FZ s.s. treten parallel zum Streichen immer wieder boudinierte, etwa saigere Serpentinzüge auf. Im Furggtal ist ein Serpentinkörper vollkommen durch Talk-Karbonatschiefer und Chlorit-Aktinolithschiefer ersetzt.

Die Serpentine sind hauptsächlich aus feinschuppigem oder fasrigem Antigorit aufgebaut. Fein dispers, schlierig oder in Zeilen parallel S sind Magnetitkörnchen angeordnet. Als Nebengemengteile erscheinen Chlorit, Grammatit, Diopsid und Talk, seltener inselartiger Olivin, Titanklinohumit und reliktscher Pyroxen. In einer Probe des Stockknubelserpentin tritt Brucit zusammen mit Forsterit auf.

In den Serpentiniten überlagern sich mehrere Kristallisationsprozesse. Als erstes erfolgte die Serpentinisierung eines ursprünglichen Stoffbestandes, von welchem nur noch die bräunlichen Pyroxenrelikte übrig geblieben sind. Der Zeitpunkt für diese Serpentinisierung lässt sich nicht festlegen. Als nächster Schritt beobachtet man die Neubildung von Forsterit und, um die Pyroxenrelikte herum, von Diopsid. In einem dritten und letzten Schritt wandelt sich der neugebildete Olivin in grobschuppigen, unregelmäßigen Antigorit um, während der Diopsid in der Nähe von Antigorit oder Chlorit oft durch Grammatit ersetzt wird.

Tabelle 1. *Paragenesen*

Hauptgemengteile	Nebengemengteile	Übergemengteile
Ant	Fo, Brucit, Erz	
Ant	Chl, Dol, Erz	Apatit
Ant, Tk	Chl, Akt, Erz	
Ant, Chl, Akt	Di, Erz	Apatit
Ant, Akt, Chl, Dol	Erz	
Ant, Fo, Di, Pyr	Chl, Erz	Ti-Klinohumit
Ant, Tk	Dol, Erz	Tit

Abkürzungen siehe p. 195; Pyr: reliktscher Pyroxen.

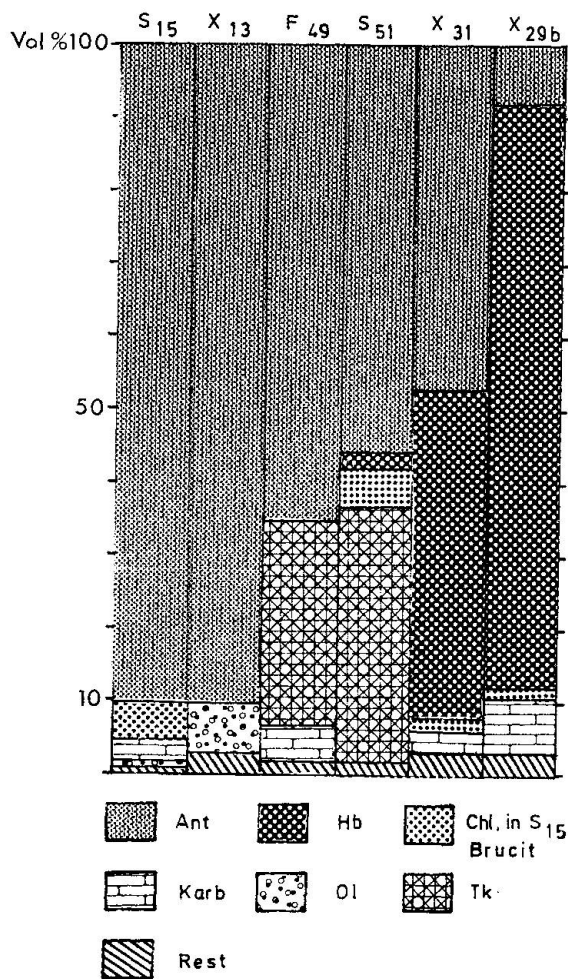


Fig. 3. Modalbestand: Antigoritführende Gesteine.

Abkürzungen siehe p. 195;
Rest = Erz, Rutil, Titanit.

Die Serpentinite der FZ sind stets von einer Gefolgschaft seltener und nur in ihrer Nachbarschaft auftretender Gesteine begleitet.

Dabei sind folgende Gruppen zu unterscheiden:

- Gesteine der Kontaktzone
- Kalksilikatfelse (Rodingite)
- Mono- bis bimineralische Einschlüsse
- Amphibolite bis Hornblendefelse

Ophicalcite treten nicht auf.

a) Gesteine der Kontaktzone

Diese Gesteine sind nach der Einschuppung der Ultramafite infolge Reaktionen mit den angrenzenden Schichten gebildet worden. Diese Gruppe umfasst die Chlorit-Aktinolithschiefer (\pm Biotit), Talk-Magnesitschiefer, Talk-Antigoritschiefer (\pm Aktinolith) usw. Der volumemässige Anteil der einzelnen Mineralien wechselt auf engstem Raum sehr stark. Epidot und Zoisit sind relativ selten, während Diopsid in diesen Gesteinen überhaupt nicht auftritt.

Die Gesteine der Reaktionshöfe sind meist verschiefert, die Mineralien mit wenigen Ausnahmen zerbrochen und verbogen, das heisst präkinematisch bezüglich mindestens einer Bewegungsphase. Auffällig sind die Grobkörnigkeit und die idiomorphe Ausbildung der beteiligten Mineralien. Die einzelnen Körner sind bis zu hundertfach grösser als in anderen Gesteinen!

Die Reaktionshöfe um die Ultramafitkörper zeigen je nach dem angrenzenden Gestein verschiedene Zonierungen. Dies weist darauf hin, dass auch die umliegenden Gesteine an der Umwandlung der Serpentinite beteiligt waren.

Am einfachsten sind die Kontakte Rodingit-Serpentinit aufgebaut. Die Reaktionssäume bestehen aus einer Chloritschicht, welche die Rodingite ummantelt; nur selten fehlt sie oder ist sie ausgedünnt.

Wenn die Serpentinite an Glimmerschiefer stossen, ist der Ultramafit randlich in einen feinverfalteten Talk (\pm Ankerit)-schiefer umgewandelt; eine reine Chloritlage bildet die Grenzschieht.

Bei den Kontakten Serpentin-*Karbonat*gestein treten die kompliziertesten Durchmischungen auf. Die Reihenfolge gestaltet sich in vielen Fällen etwa so:

Serpentinit

Talk-Karbonatschiefer

Chlorit-Aktinolithschiefer \pm Karbonat und Epidot

grobspätiger Marmor \pm Epidot, Aktinolith, Chlorit und Talk

Tabelle 2. *Paragenesen*

Hauptgemengteile	Nebengemengteile	Übergemengteile
Tk, Magnesit Akt, Chl	Chl, Erz, Tit Erz, Tit, Karb	Ru, Qz, Ab, Bi ganz selten Ep
Tk, Gramm, Chl Tk, Ankerit	Erz, Tit, Ru Erz	

Abkürzungen siehe p. 195.

b) Kalksilikatfelse (Rodingite)

Rodingite kommen als Boudins oder Lagen in den Serpentiniten des Stockknubels und des Lorancotals vor. Sie sind gewöhnlich sehr feinkörnig, massig und oft durch lagenweise Anreicherung von Granat, Diopsid oder Chlorit feingebändert. Stellenweise sind sie aus grobkörnigen, bis mehrere Zentimeter grossen Paketen von Granat, Diopsid und Chlorit zusammengesetzt. Manchmal sind Serpentin und Kalksilikatfels so ineinander verwoben, dass sie nicht auseinandergehalten werden können. In diesen Fällen wird der Antigorit durch Chlorit und der Granat durch Epidot ersetzt.

Die gangartige Gestalt der Rodingite lässt vermuten, dass sie metamorphe Abkömmlinge basischer Gänge sind. Doch ist vom magmatischen Mineralbestand nichts mehr erhalten. Die ältesten Mineralien der Rodingite sind Granat und Diopsid. Der Granat wandelt sich retrograd in Epidot, der Diopsid in Grammatit um.

Tabelle 3. Modalbestand (in Vol%)

Nr.	Granat	Diopsid	Chlorit	Epidot	Grammatit	Tit, Erz, Ap
S ₅₀	55	—	40	1		5
S ₁₆	20–30	10	10	40–50	~10	<1
F ₅₆	30	30	30	5–10		<5

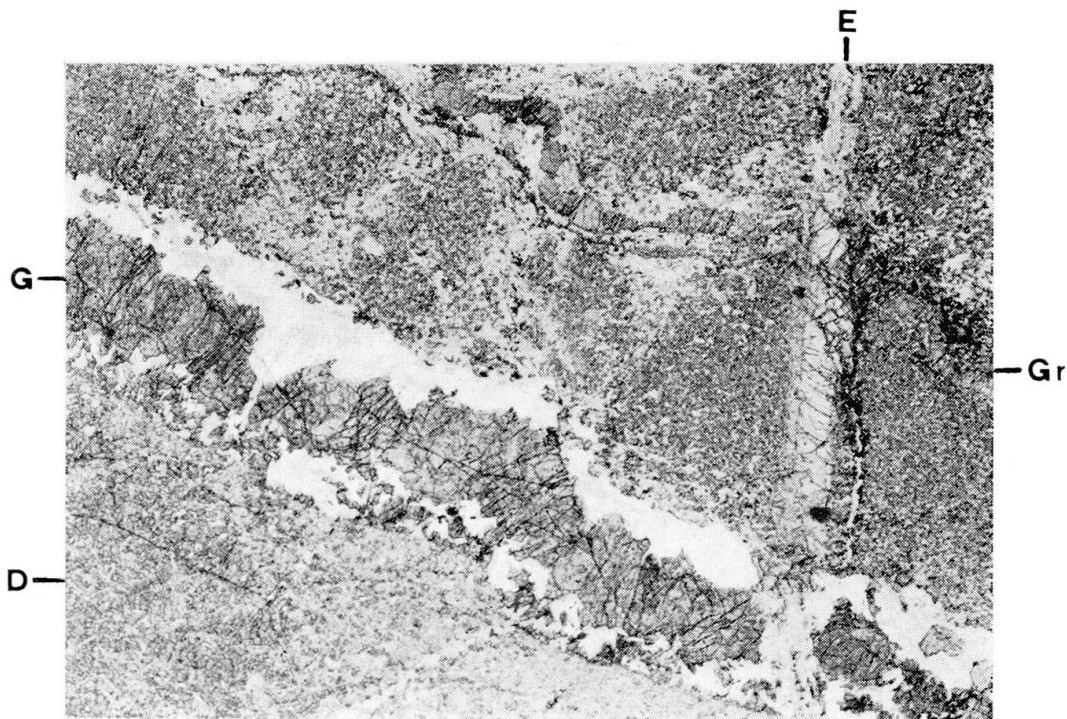


Fig. 4. Gefüge F₃₅. Rodingit aus einem Serpentinitt im östlichen Lorancotal. Vergr. 9×.
E: Epidot-Kalzitgang, Gr: Granatgang, D: Diopsid, Granat, Chlorit, G: Granat-Chloritgang.

c) Mono- bis bimineralische Einschlüsse

Weitaus am häufigsten in allen Serpentinitten sind Diopsid-(±Chlorit)-Knollen, -Schlieren und -Bänder. Wo die Diopside dicksäulig und über 1 cm lang oder feinfaserig sind, steht die Längsachse der Kristalle senkrecht zur Schieferung des Serpentinits. Zahlreich sind auch die Grammatit (±Dolomit)-Nester, deren Kristalle fast immer stark deformiert und ähnlich wie der Diopsid orientiert sind. Seltener ist Zoisit oder Epidot am Aufbau der Einschlüsse beteiligt.

d) Amphibolite bis Hornblendefelse

Die Ultramafitlinsen werden von einem besonderen Typus von Amphiboliten und Hornblendeschiefern begleitet. Diese umhüllen die ultrabasischen Körper stellenweise und durchziehen sie als parallel S angeordnete Boudins. Diese Basite scheinen mit den Serpentinitten zusammen in die FZ s.s. eingeschuppt worden zu sein.

Sie sind mittel- bis grobkörnig mit fehlender oder undeutlicher Paralleltexur (oft ähnlich wie Diorite). Granat findet man sehr selten, und wenn er auftritt, ist er reliktsch und im Begriff, sich in blaugrüne Hornblende und Epidot umzuwandeln. Aufschlussreich für die Kristallisationsabfolge in diesen Gesteinen sind die verstreuten Reste von Diablastik. In den Hornblenden oder im Epidot eingeschlossen ist vereinzelt sogar Omphazit erhalten geblieben.

Tabelle 4. Modalbestand (in Vol%)

Nr.	Hornblende	Epidot	Albit	Diabl	Tit (Ru)	Erz	Ap	Gr	Hgl	Karb
S ₂₄ }	80	5-10	10	spora-	v	v	v			
S ₄₉ }	70	10	v	diseh	v	v		v	v	
F ₉₇	85		7	20	5		v			2-5
F ₇₆										

Abkürzungen siehe p. 195.



Fig. 5. Gefüge F_{74b}. Omphazitfels mit hornblendeführender Partie. Hornblende und Omphazit sind mechanisch beansprucht. Der Omphazit grenzt ohne Zwischenschicht von Diablastik direkt an Albit. Die helleren Flecken in der Hornblende sind Omphazitrelikte. Vergr. $\sim 9\times$.

O: Omphazit, OAH: Omphazit \pm Albit, wenig Hornblende, Z: Zersetzter Omphazit, Albit und viel Hornblende.

In einem ersten Schritt wurde ein primärer Mineralbestand (magmatisch?) vorwiegend in Omphazit (\pm Granat) umgewandelt. Später zersetzte sich der Omphazit und rekristallisierte zu Hornblende, Epidot und Albit. Als jüngste Erscheinung können sich aus der Hornblende Karbonat und Chlorit bilden.

2. Eklogite und eklogitische Gesteine

Echte Eklogite, bei denen die Summe von Omphazit, Granat und Diablastik über 50 Vol% ausmacht (BEARTH, 1967), sind in der FZ s.s. nicht zahlreich. Ihre Häufigkeit nimmt vom Westen in den Osten der Zone deutlich ab.

Die Eklogite sind massige, dunkle, meist feinkörnige Gesteine, die oft durch Granat, omphazit- oder hornblendereiche Lagen im cm- bis dm-Bereich gebändert sind. Stellenweise sind sie von Glaukophan oder pechschwarzen Hornblendestengeln (bis 5 mm) durchspiessst. Sehr charakteristisch sind die verstreuten, unregelmässigen Hellglimmerpakete (bis 3 mm) und die grauen Zoisitschmitzen (bis 2 mm), die wirr angeordnet sind oder das ganze Gestein netzartig durchziehen können.

Die Eklogite kommen als Linsen vor allem in Glimmerschiefern und seltener in Marmoren vor. In den Glimmerschiefern sind sie oft von einer grobschuppigen Hellglimmerhaut umschlossen. Häufig sind die Linsen zonar aufgebaut: der Kern besteht aus Eklogit; gegen den Rand zu wird der grüne Omphazit mehr und mehr durch dunkelgraue Diablastik ersetzt und gleichzeitig setzen bis mehrere Millimeter grosse, geregelte Zoisit- oder Epidotporphyroblasten ein. In der Randzone deuten manchmal helle Flecken die beginnende Albitkristallisation an.

Ganz vereinzelt kommen Glaukophan- und Omphazitschiefer vor. Die Glaukophanschiefer fand ich nur als Bänder in Eklogiten. Es sind mittelkörnige Gesteine, die mit kaum geregelten Hellglimmerschüppchen förmlich gespickt sind. Durch die streng linear geregelten Glaukophanprismen (> 50 Vol%) erscheinen sie geschiefert. Neben Hellglimmer und Glaukophan beobachtet man Granat, Epidot (Zoisit), Quarz und Rutil. Die Mineralien treten zu einem schönen Mosaikgefüge zusammen. Ausser den Säumen von blaugrüner Hornblende um die Glaukophane sind tatsächlich keine Anzeichen für Umsetzungen in den Glaukophanschiefern erkennbar.

Bei den fliessenden Übergängen von Eklogiten in Glaukophanschiefer werden der Omphazit und die Diablastik allmählich durch Glaukophan und Epidot (Zoisit) ersetzt. Der Hellglimmer wird häufiger, während Granat und Rutil über beide Gesteine gleichmässig verteilt sind.

Die Omphazitschiefer sind graugrüne, massige Gesteine von mittlerem bis feinstem Korn. Sie können bis zu über 90 Vol% aus Omphazit bestehen. Blassblaue und aktinolithische Hornblende und Albit (\pm Zoisit, Epidot) treten als Umsetzungsprodukte des Omphazits noch hinzu. Sporadisch erscheinen Titanit und Erz. Gut erhaltene Omphazitfelse wurden ausschliesslich als kleinere Linsen in mesozoischen Karbonatgesteinen gefunden.

Zur Umwandlung der Eklogite

Die Mineralien der Eklogite (u. a. Omphazit und Granat) stellen die älteste erfassbare Paragenese basischer Gesteine in der FZ dar. Wenn sie während der alpinen Metamorphose entstanden sind, sind sie die Produkte einer ersten Kristallisationsphase.

Weitaus die grösste Zahl der basischen Gesteine der FZ sind nachweisbar während dieser Phase als Eklogite oder eklogitische Gesteine umkristallisiert. Die jetzige, vielfältige Ausbildung der basischen Gesteine ist einerseits auf verschiedenartige Umwandlungen, andererseits auf den selektiven Ablauf dieser Umsetzungen zurückzuführen. Die Verschiedenartigkeit der Umwandlungen wird durch die Gesteine, welche die Eklogite einschliessen, andererseits durch den unterschiedlichen Mineralbestand und durch den Chemismus der eklogitischen Gesteine bestimmt.

Omphazitführende Paragenesen sind vor allem in Glimmerschiefern und in albitarmen Karbonatgesteinen erhalten geblieben. In den basischen Linsen der Gneise und Quarzite hingegen trifft man Omphazit äusserst selten an. Hier sind die Eklogite in Amphibolite (zum Teil in Prasinite) umgewandelt worden. Wo die umhüllenden Gesteine albitisiert sind, liegen die basischen Gesteine meist als Prasinite vor.

Sehr auffällig sind die verschiedenen Arten der Umwandlungen, welche aus einem unterschiedlichen Mineralbestand und Chemismus resultieren. In der folgenden Tabelle werden die Beobachtungen zusammengefasst. Der Zeitfaktor wurde dabei ausser acht gelassen.

Tabelle 5.

Ausgangsgestein	ursprüngliche Mineralien	neugebildete Mineralien	rekristallisiertes Gestein
Omphazitfelse und -schiefer Eklogite 1.	Omphazit	blassblaue Hornblende, Albit, \pm Epidot, Karbonat.	Hornblendeschiefer bis Amphibolit Glaukophanschiefer Epidot (Zoisit), Hgl-führend
	Omphazit Granat	Glaukophan, Epidot, Zoisit, Hellglimmer	
Eklogite 2.	Omphazit Granat	Epidot, Zoisit, Diablastik, Karbonat.	karbonatführender Hornblende-Epidot-schiefer
Eklogite 3.	Omphazit Granat	blaugrüne Hornblende, \pm Albit blaugrüne Hornblende oder aktinolithische Hornblende, Epidot (Zoisit), Albit, Hellglimmer (selten Biotit).	Granat-Amphibolit Amphibolit

Die einzelnen Reaktionen werden später genauer behandelt (p. 226). Chlorit tritt nicht oder sehr selten neben Omphazit auf (Ausnahme: grünlicher Oxy-

chlorit als Umwandlungsprodukt von Granaten). Auch braunen Biotit findet man nur vereinzelt. Hellglimmer erscheint regelmässig, aber nur in granatführenden Paragenesen und oft mit Granat (oder Epidot) verwachsen oder in dessen Nähe (p. 211).

Tabelle 6. *Paragenesen*

Hauptgemengteile	Nebengemengteile	Übergemengteile
Omph, Gr, Hb	Hgl, Ep, Ab, Ru (Tit), Erz	Bi, Dol, Ap
Hb, Gr, Zo, Omph Gr, Qz Glaukophanschiefer Glauk, Gr, Hgl	Hgl, Qz Omph, Hb, Dol Ep, Zo, Omph, Qz, Ru, Erz	Dol

Abkürzungen siehe p. 195.

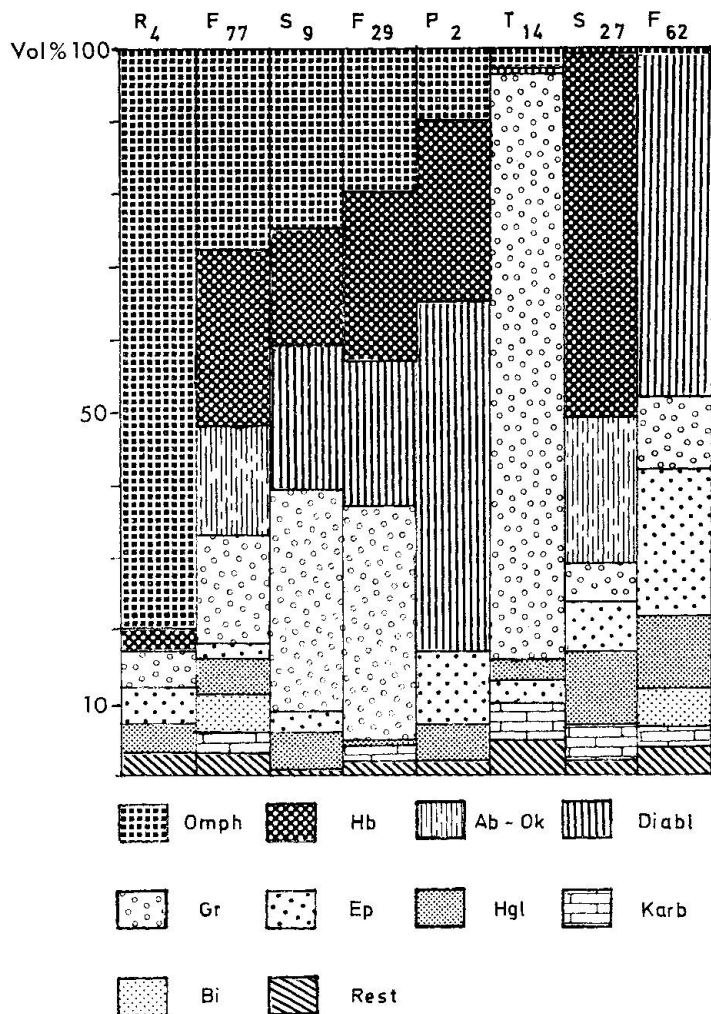


Fig. 6. Modalbestand: Omphazit-führende Paragenesen.

Abkürzungen: Siehe p. 195; Diabl.: Diablastik; Rest: Rutil, Apatit (Chlorit), Titanit.

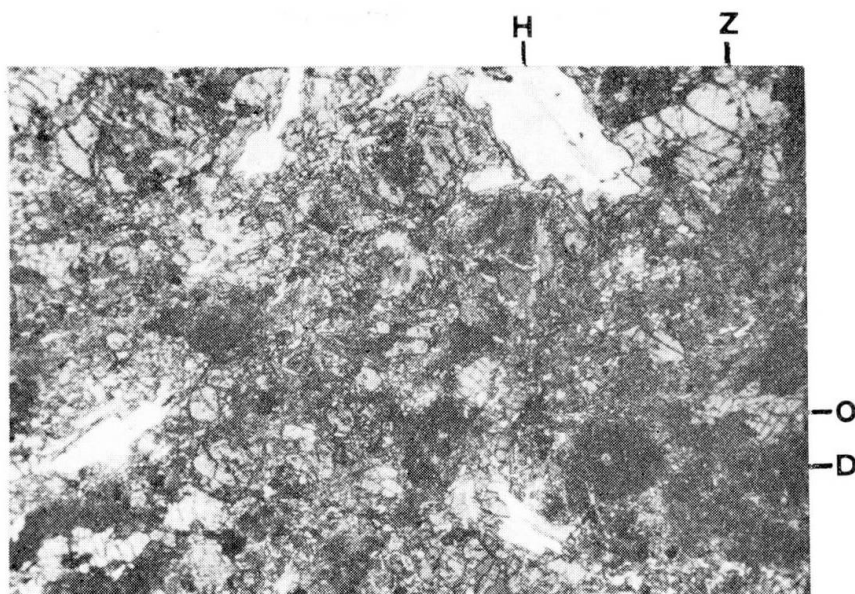


Fig. 7. Gefüge F_{62} . In Zersetzung begriffener Eklogit.

Auffällig sind die Hellglimmerporphyroblasten, welche von Epidot umsäumt sind. Die kleinen Körner in der hellen Albit-Grundmasse sind rekristallisierende Hornblendens. Omphazit erscheint nur noch als unregelmässig geformtes Relikt in der dunklen Diablastik. Vergr. $13\times$.

H: Hellglimmer mit Epidotsaum; Z: Zoisit; O: Omphazit; D: Diablastik.

3. Amphibolite

Die Tab. 7 (p. 183) mit den Modalbeständen vermittelt ein Bild von der Heterogenität der Basite, die hier unter dem Begriff «Amphibolite» zusammengefasst werden.

Die Übergänge zu den Eklogiten einerseits und zu den Prasiniten anderer-

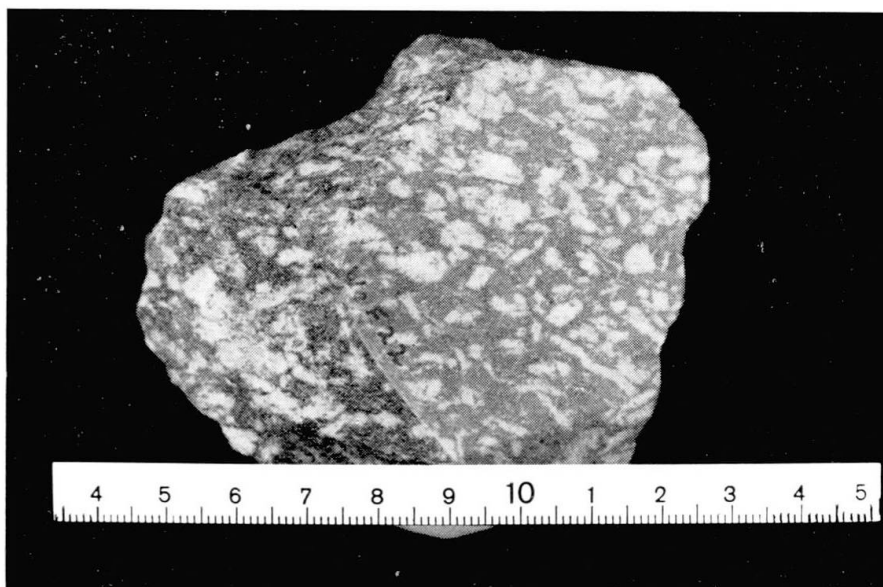


Fig. 8. Amphibolit (F_{22}). Porphyrische Textur.

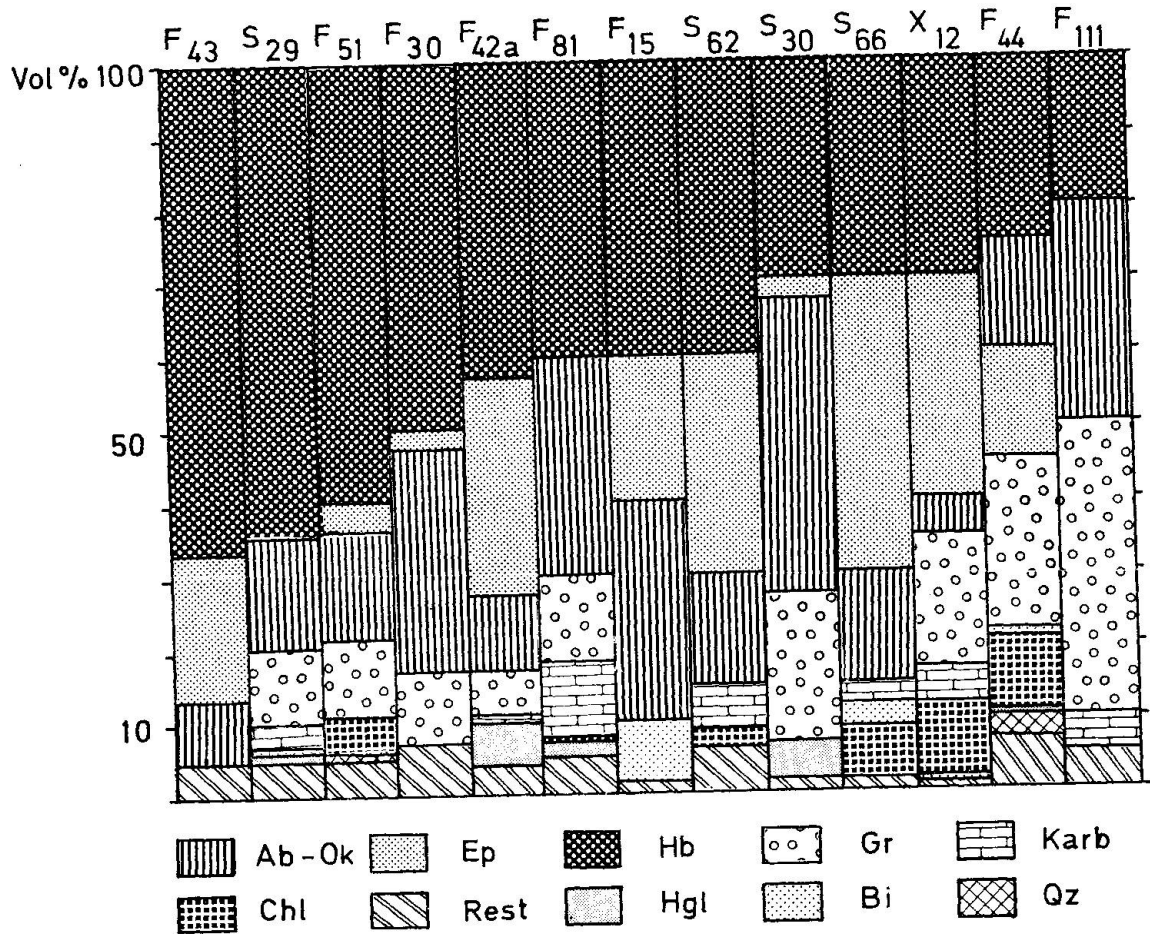


Fig. 9. Modalbestand: Amphibolite.

Mesozoische Amphibolite: F₄₃, S₆₆, X₁₂, F₁₁₁.

Einzelne Amphibolite müssten dem Modalbestand nach zu den Prasiniten gezählt werden (zum Beispiel F₆, W₃). Die Gründe für meine Einteilung sind: unvollständige Rekristallisation, die Textur und die dunkelblaugrüne Hornblende, welche in echten Prasiniten kaum je auftritt.

Abkürzungen siehe p. 195; Rest: Rutil, Titanit, Apatit, Erz.

seits sind fließend. Für die Abgrenzung gegen letztere war der Gehalt an Granat (Prasinite < 5 Vol%), der Chloritanteil (Prasinite > 10 Vol%) und in Zweifelsfällen auch die Textur (Albitpoikiloblasten in Prasiniten) massgebend. Zur Vereinfachung werden auch dunkle Basite mit Albit und aktinolithischer Hornblende als Hauptgemengteile zu den Amphiboliten gerechnet. Wenn in einem Amphibolit Omphazit erhalten ist, wird er als «eklogitisch» gekennzeichnet; tritt nur noch Diablastik auf, so wird die Bezeichnung «eklogitogen» verwendet.

Die Amphibolite treten als Boudins, geplättete und gestreckte Linsen oder als tordierte Knollen und intensiv verfaltete Bänder und Schlieren in fast allen Gesteinen der FZ s.s. auf. Vereinzelt sind auch schwach deformierte, gangartige Lagen erhalten geblieben (zum Beispiel Südwand des Schwarzkopfs).

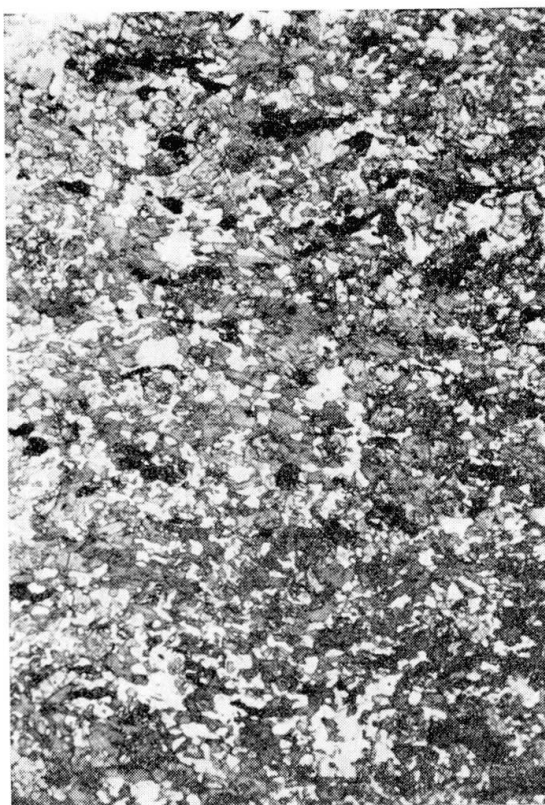
Die Länge der Amphibolitlinsen und -züge schwankt zwischen 5 cm und mehreren 100 m, liegt jedoch am häufigsten im Meter-Bereich. Ebenso übersteigt ihre Mächtigkeit selten einige Zehner von Metern.

In der folgenden Tabelle sind einige Merkmale der häufigsten alten und jungen Amphibolittypen einander gegenübergestellt worden.

Tabelle 7

«Paläozoische» Amphibolite	«Mesozoische» Amphibolite
<p>Meist sehr feinkörnig (bis mittelkörnig), dicht und massig, sehr selten gebändert; Zoisitschmitzen</p> <p>melanokrat reich an Granat (von bloßem Auge oft kaum erkennbar), Hellglimmer (unregelmäßige Schuppenpakete) und Biotit. Karbonat meist untergeordnet, als Umwandlungsprodukt oder bei den zahlreichen Quarz-Albitlagen und -knauern.</p>	<p>Mittel- bis grobkörnig; im allgemeinen besser rekristallisiert als paläozoische Amphibolite; häufig Millimeter- bis Zentimeterrhythmik durch die Alternanz von epidot-, hornblende- und granatreiche Lagen; zum Teil schlierig und inhomogen.</p> <p>Mesokrat infolge Reichtum an Epidot und Karbonat; das Karbonat ist über das ganze Gestein verteilt oder in Lagen konzentriert; damit verbunden eine Kornvergrößerung von Hornblende und Epidot (Granat). Granat tritt oft zurück; wenig oder kein Hellglimmer; Biotit eher selten. Grosse Ähnlichkeit mit den Amphiboliten der angrenzenden Ophiolithkomplexe.</p>

Fig. 10. Gefüge S₁₆. In diesem Amphibolit sind keine Anzeichen eklogitischer Herkunft vorhanden. Er besteht zur Hauptsache aus blaugrüner Hornblende und Albit. Die Tendenz des Albits zur Porphyroblastenbildung ist unverkennbar. Das Erz (Ilmenit) ist parallel S gelängt und eingeregelt. Vergr. $\sim 23\times$.



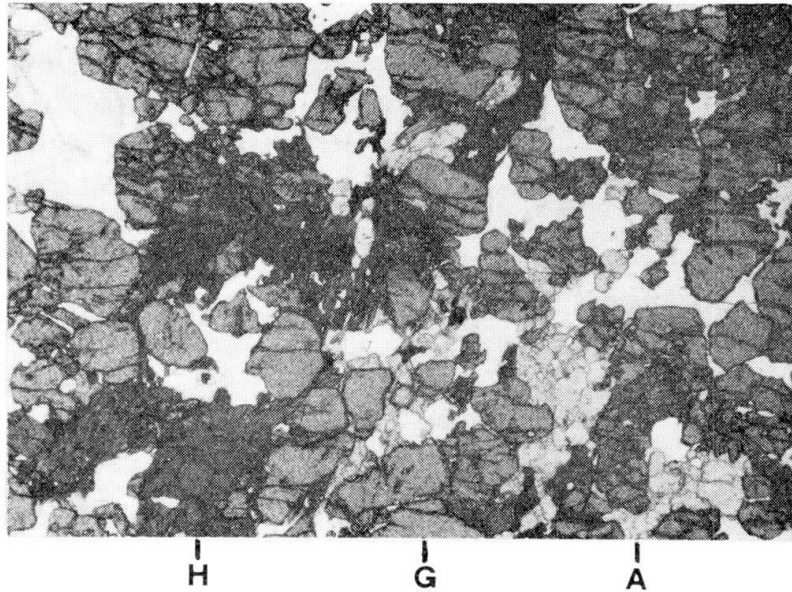


Fig. 11. Gefüge F_{III}. Granat-Amphibolit. Verg. $\sim 18\times$.

H: dunkelblaue Hornblende, G: Granat, A: Apatit.

In beiden Gruppen von Amphiboliten findet man oft Reste von Diablastik und die gleiche Zonierung bei den Hornblendenden. Die Amphibolite, welche in Karbonatgesteinen eingeschlossen sind, sind einander sehr ähnlich. Sie sind sehr inhomogen und im allgemeinen grobkörnig. Sie gehen fließend in die Marmore oder in monomineralische Partien aus Epidot, Zoisit oder aktinolithische Hornblende über.

So wie die Eklogite sind auch die Amphibolite in Glimmerschiefern von einer grobschuppigen Hellglimmerhaut umwickelt und manchmal randlich prasinisiert. Bei Amphiboliten in Gneisen und Quarziten fehlt die Hellglimmerhaut. Sie sind heller und grobkörniger und können randlich in Prasinite und hornblendeführende Gneise übergehen. Wo die Amphibolite mit grobkristallinem Albit oder mit Quarzkonkretionen in Berührung kommen, werden sie grobkörniger und der Grad der Idiomorphie nimmt zu.

4. Prasinite

Die Prasinite gehen kontinuierlich sowohl in Amphibolite als auch in Gneise über. Für die Abgrenzung halte ich mich grundsätzlich an die Definition, die BEARTH von NOVARESE (1895) übernommen und in seiner Ophiolitharbeit (1967) erweitert hat. Manchmal musste auch die poikiloblastische Struktur als Kriterium beigezogen werden (DIEHL, 1938).

Im Gegensatz zu den makroskopisch schwarzen oder grünschwarzen Hornblendenden der Amphibolite enthalten die Prasinite eine grüne bis dunkelgrüne Hornblende (aktinolithische und Magnesio-Hornblende). Hellglimmer, Granat,

Karbonat und Diablastik treten im Gegensatz zu den Amphiboliten nur vereinzelt auf. Prasinitische Gesteine mit über 10 Vol% Quarz wurden zu den Gneisen gestellt. Infolge der fortgeschrittenen Rekristallisation sind die Mineralien der Prasinite gross und schön ausgebildet und stehen nur selten miteinander in Reaktionsbeziehungen. Die Hornblenden sind weniger deutlich zonierte als in den Amphiboliten, oft auch gar nicht. Der Albit kann bis zu 1 cm grosse Poikiloblasten bilden.

Für viele Prasinite darf angenommen werden, dass sie ohne wesentliche Stoffzufuhr aus Amphiboliten entstanden sind, und dass sie als Endprodukte der Umwandlungsreihe Eklogit-Amphibolit-Prasinit im Gleichgewicht mit den physikalisch-chemischen Bedingungen der letzten Phase der alpinen Metamorphose kristallisierten.

Eine andere Möglichkeit zur Bildung von Prasiniten, vor allem von speziellen Typen wie Ovarditen und Hornblende-Chlorit-Albitschiefern, kann stellenweise in den Randzonen der Serpentinite beobachtet werden. Hier kann man verfolgen, wie Albitsubstanz die Reaktionssäume imprägniert und dort als bis

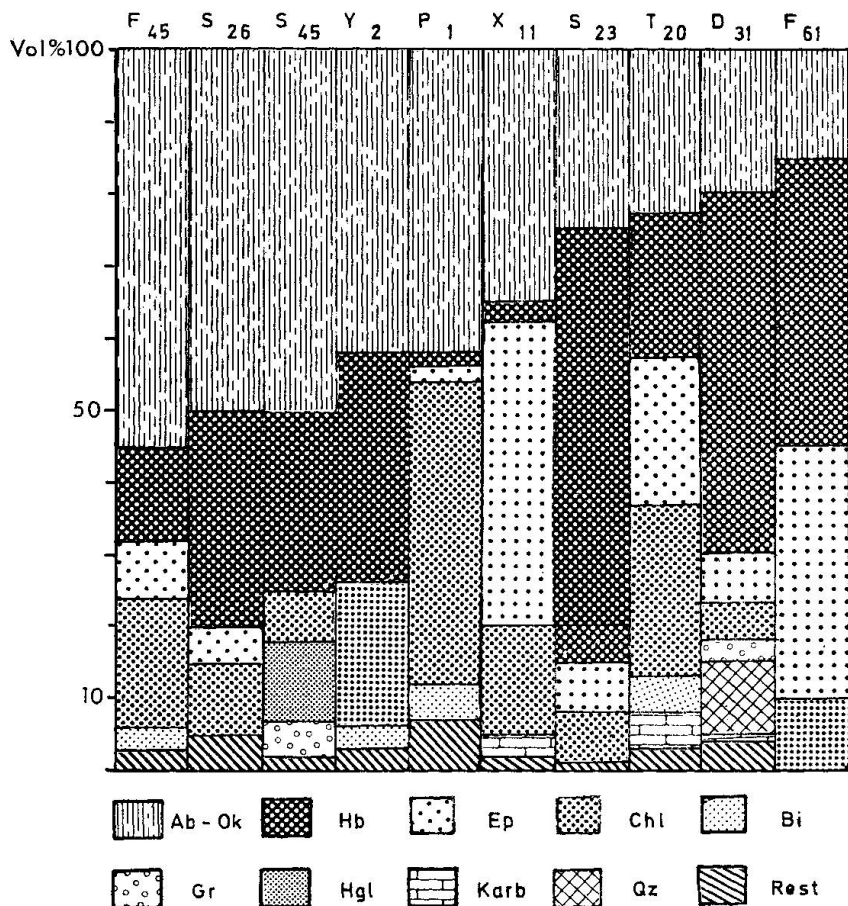


Fig. 12. Modalbestand: Prasinite.

Abkürzungen siehe p. 195; Rest: Tit, (Ru), Tu, Erz, (Ap).

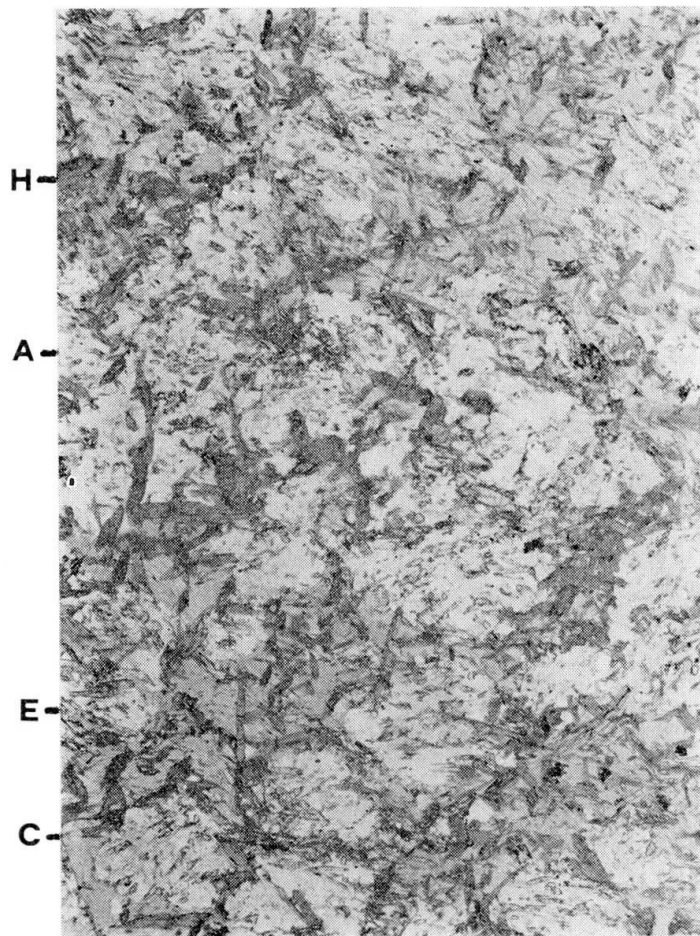


Fig. 13. Gefüge F₄₅. «Prasinit» mit Retikulargefüge. Die idiomorphen Hornblenden sind eingeregelt und zerbrochen. Vergr. $\sim 9\times$.

H: Hornblende, A: Albit-Oligoklas, E: Epidot, C: Chlorit.

1 cm grosse, rundliche Albitpoikiloblasten kristallisierte. Kleine Serpentin-körper im Lorancotalamphibolit wurden auf diese Weise in Ovardite oder Albit-Chlorit-Hornblendeschiefer umgewandelt.

Tabelle 8. *Paragenesen*

Hauptgemengteile	Nebengemengteile	Übergemengteile
Ab, Hb, Chl, Ep	Bi, Tit, Erz	Zo, \pm Tu, Gr, Hgl, Ru

Abkürzungen siehe p. 195.

5. Gneise

In der FZ s.s. sind texturell und mineralogisch sehr unterschiedliche Gneise vertreten: flasrige Albitgneise, in welchen Albitpoikiloblasten (bis über 1 cm) oder Quarz-Albitlinsen von Hellglimmersträhnen umflossen sind; mittelkörnige

plattige Albitgneise; unregelmässig gebänderte Gneise, deren dunklere Lagen durch Hinzutreten eines oder mehrerer der folgenden Mineralien zustande kommt: Chlorit, Hornblende, Biotit und Fe-schüssiges Karbonat; sehr inhomogene, oft flasrige Psephitgneise, die lagenweise bis faustgrosse, parallel S gestreckte Quarzitknollen führen, die scharf gegen die Matrix abgegrenzt sind; helle, aplitische Gneise, die fein- bis mittelkörnig, massig und homogen sind und hauptsächlich aus homöoblastischen, rundlichen Albitkörnern bestehen; schliesslich ein Vorkommen von Augengneisen im Lorancotal (nördliche Tal-schulter), welche den Augengneisen des PL völlig gleichen.

Ein gemeinsames Kennzeichen aller Gneise mit Ausnahme des Augengneises ist, dass Kalifeldspat fehlt oder ganz untergeordnet in Erscheinung tritt. Fast immer ist bedeutend mehr Hellglimmer als Biotit vorhanden und die Hellglimmer sind durchschnittlich doppelt so gross wie die Biotite. Alle Gneise der FZ s.s. sind mehr oder weniger albitisiert. Von den Anfangsstadien der Albitblastese, wo die Albite als kleine Xenoblasten vorliegen, bis zur End-

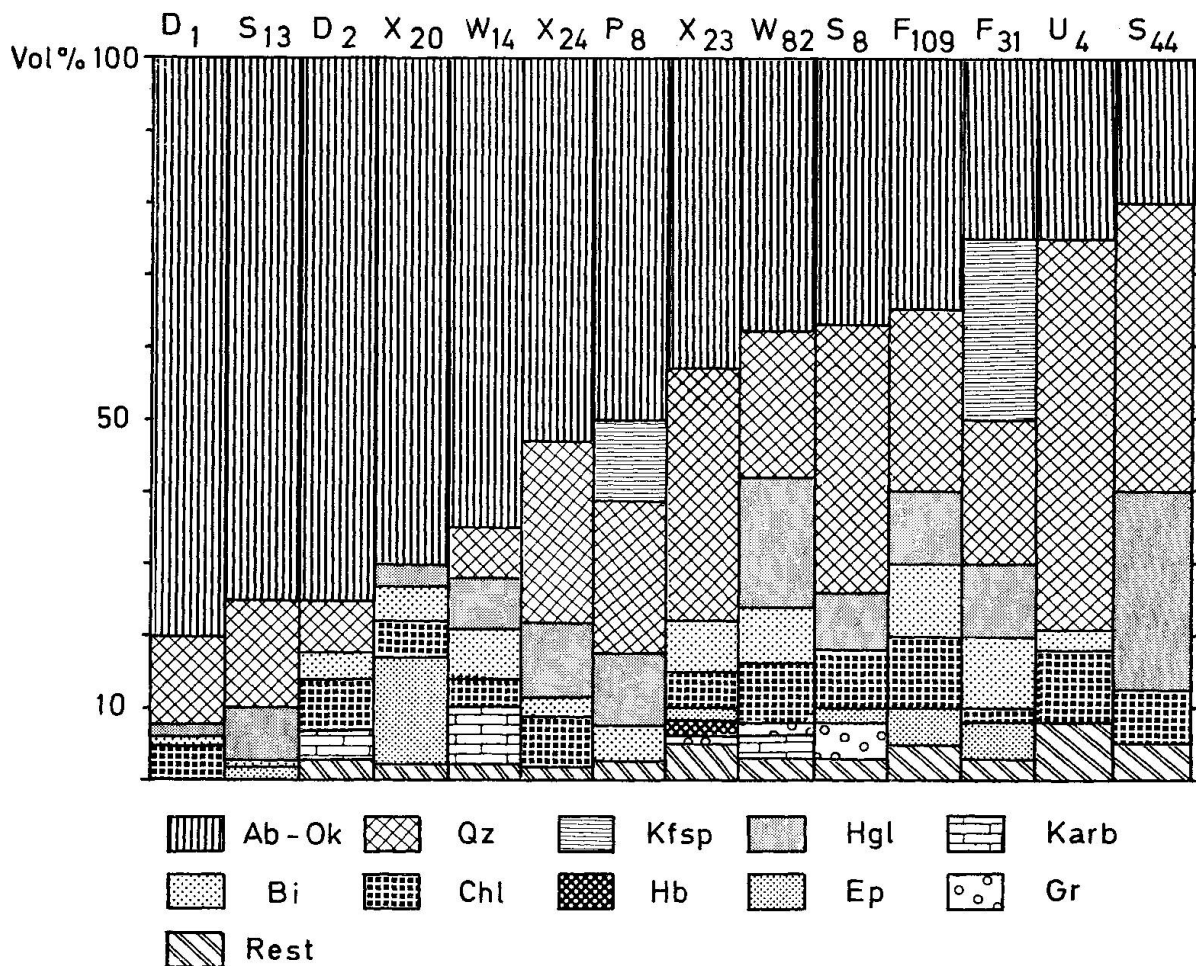


Fig. 14. Modalbestand: Gneise.

Abkürzungen siehe p. 195; Rest: Titanit, Rutil, Erz, Apatit, Turmalin.

phase, in der sich die bis über 1 cm grossen Albitpoikiloblasten berühren und bis über 80 Vol% des Gesteins ausmachen, lassen sich alle Zwischenstufen beobachten. Die Albitprophyroblasten überwuchern den Gneis flecken- oder lagenweise (oft in der Nähe von Prasinitlinsen), korrodieren und verdrängen die Glimmer und verwischen die einstige Paralleltexur. Dadurch entstehen weisse, richtungslos körnige Albitite, in welchen die Albitpoikiloblasten kugelförmig bis idiomorph sind. Die grösste Verbreitung haben solche Albitite im Saas- und im Furggtal, wo die FZ an ebenfalls intensiv albitisierte Teile der MR-Decke grenzt (BEARTH 1952, p. 38 ff).

6. Glimmerschiefer, Albitschiefer

Die wichtigsten Typen sind die Granatglimmerschiefer, granat- und chloritoidführende Chlorit-Hellglimmerschiefer, karbonatführende Hellglimmer-Chloritschiefer, Hellglimmerschiefer, Albit-Hellglimmerschiefer und Albitschiefer.

Die Glimmerschiefer zeigen einen Zeilenbau im mm-Bereich, wobei Quarz-Feldspatzeilen mit Glimmer-Chloritzeilen (\pm Epidot, Granat) alternieren. Durch Feinfältelungen und Boudinage wird der Zeilenbau manchmal modifiziert. Anschwellende und ausdünnende Hellglimmerzüge legen sich dann um langgestreckte Linsen von Quarz (\pm Feldspat); es resultiert eine flasrige Textur.

Die Glimmerschiefer können im Streichen und quer dazu in Gneise, Albitschiefer oder Quarzite übergehen.

Die Granatglimmerschiefer sind mittelkörnige, niemals grobflasrige Gesteine, in welchen die Albitrekristallisation im Anfangsstadium steckt; sie äussert sich in den Albitsäumen um die Glimmer. Sie beherbergen stets eine grosse Zahl von basischen Linsen. In der StZ und im Lorancotal nehmen die Glimmerschiefer einen grossen Raum ein, während sie besonders im Saastal Albitgneisen und Albitschiefern Platz machen.

Unter den grobschuppigen, granatführenden Chlorit-Hellglimmerschiefern verdient ein 5–20 m mächtiger Horizont, der in der StZ und im Furggtal über längere Distanz hinweg zu verfolgen ist, besondere Aufmerksamkeit. Im Zentimeter- bis Meterbereich wechsellagern unreine, bräunliche Quarzitbänke und Hellglimmer-Chloritschichten (bis 2 dm mächtig), in welchen Chloritoid und Almandin auftreten. BERTRAND (1968) hat aus dem Gran Paradiso einen chloritoidführenden Chloritschiefer chemisch analysiert, der mit dem vorliegenden Gestein vergleichbar ist. Aufgrund des hohen Gehalts an Tonerde, Magnesium und zweiwertigem Eisen und der geringen Mächtigkeit interpretiert Bertrand diesen Schiefer als metamorphes Äquivalent eines Verwitterungshorizontes – eine Deutung, die auch für die Chlorit-Hellglimmerschiefer der FZ sehr nahe liegt.

Für die Genese einzelner Hellglimmerschiefer ist ein Horizont in der StZ aufschlussreich, der in der Zusammensetzung von einem Hellglimmerquarzit über einen Hellglimmerschiefer bis zu einem Schiefergneis variiert. Das mittelkörnige Gestein ist gut

geschiefert und durch lagenweise Anreicherung von bräunlichem Hellglimmer im cm-dm-Bereich gebändert. An einzelnen Stellen treten bis 3 cm grosse, graue Knollen auf: zerbrochene, in Zersetzung begriffene Kalifeldspäte, Relikte eines früheren Mineralbestandes. BEARTH (1952) hat die Entstehung von Hellglimmerschiefern aus granitoiden Gesteinen unter stärkster Durchbewegung eingehend beschrieben. Seine Beschreibung passt auch auf viele Hellglimmerschiefer der FZ s.s. und es ist wahrscheinlich, dass manche von ihnen aus granitoiden Gesteinen entstanden sind, auch wenn, abgesehen vom eben erwähnten Gestein, Relikte von Kalifeldspat fehlen. Die Blastese von Albit ist offenbar unabhängig von dieser Umwandlung. Sie erfolgte später und erfasste nur einzelne Stellen des Hellglimmerschiefers.

Tabelle 9. *Paragenesen*

Hauptgemengteile	Nebengemengteile	Übergemengteile
a. Qz, Hgl, \pm Ab	Bi, Chl, Gr, Ep, Tit, Erz	Hb, Ru
b. Qz, Hgl, \pm Ab	Chl, Gr, Ep, Tit, Ru, Erz	Chloritoid, Ap
c. Qz, Hgl, Ab	Chl, Karb, Ep, Tit, Erz	Tu, Ap
d. Hgl	Ab, Qz, Tit	Ep, Karb, Ru
e. Ab, Hgl, \pm Qz	Bi, Ep, Karb, Ap, Erz	Hub, Tu, Chll, Ru, Tit

Abkürzungen siehe p. 195.

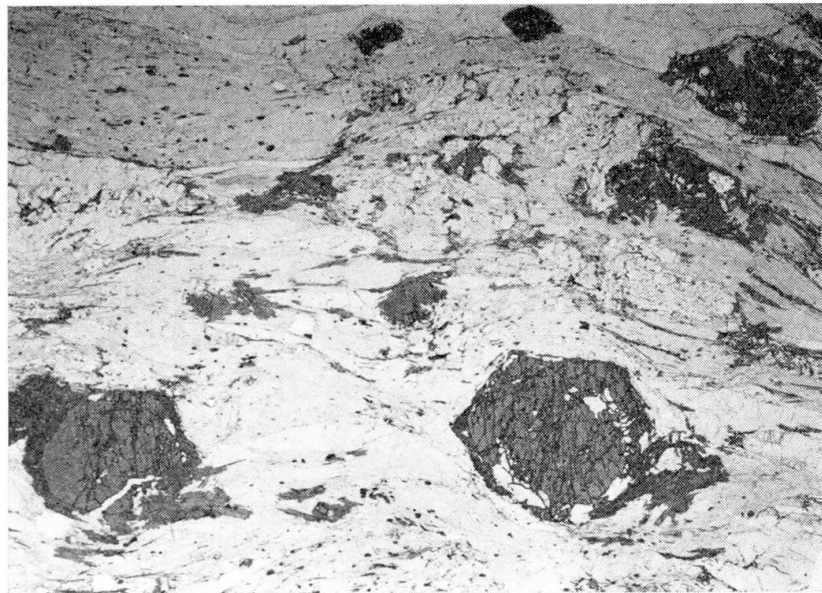


Fig. 15. Gefüge F₂₈. Granatführender Chlorit-Hellglimmerschiefer (Lorancotal). Die Hellglimmer bilden Stränge und Lagen wechselnder Dicke, die sich um die dünnen Linsen, Bänder oder Zeilen von Quarz legen. Die meisten Hellglimmer sind postkristallin deformiert worden. Der stark zerbrochene Granat ist am Rand und auf den Spalten chloritisiert. Die etwas helleren Flecken im grössten Granat sind Einschlüsse von Chloritoid. Vergr. $\sim 5\times$.

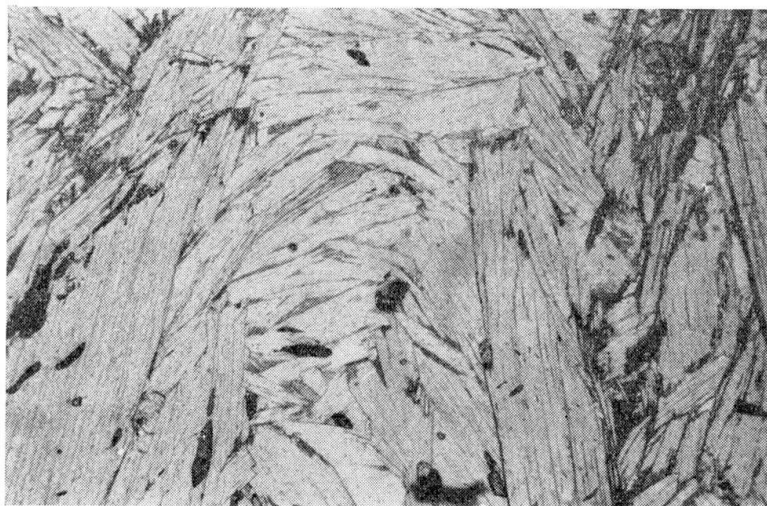


Fig. 16. Gefüge Q₅. Hellglimmerschiefer. Polygonalfalten von Hellglimmer. Die Hellglimmer zeichnen mimetisch eine ältere Feinfältelung nach; sie sind völlig rekristallisiert und nachher nur noch schwach verbogen worden. Die dunkleren Partien um die Hellglimmer herum und in den Zwickeln bestehen aus braunem Biotit. Vergr. ~ 11 ×.

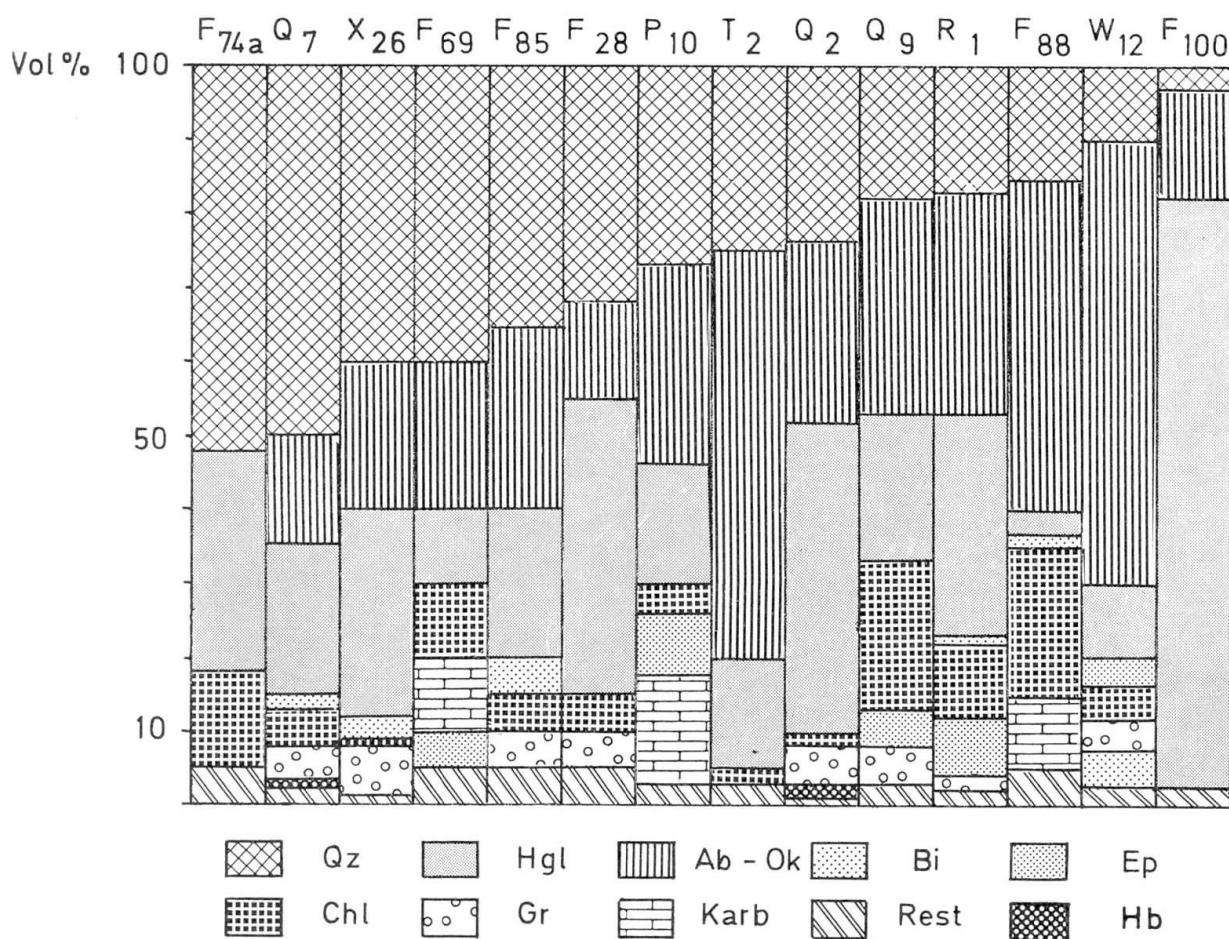


Fig. 17. Modalbestand: Glimmerschiefer.

Abkürzungen siehe p. 195; Rest: Apatit, Erz, Rutil (Titanit).

7. Karbonatgesteine

Gesteine mit über 50 Vol% Karbonat wurden als Karbonatgesteine bezeichnet. Wie schon früher erwähnt, kann man in der FZ s.s. zwischen «mesozoischen» und «prätriadischen», alpin rekristallisierten Marmoren unterscheiden. Für die Unterscheidung der zwei Gruppen sind die Gestalt und die Lagerung, die Kontakte und die Deformation, die Vergesellschaftung zuverlässigere Kriterien als der Mineralbestand.

Die «mesozoischen» Karbonatgesteine treten in analoger Ausbildung auch in den angrenzenden, mesozoischen Mulden auf. Es handelt sich um Kalkschiefer, Kalkglimmerschiefer, Kalzit- und Dolomitmarmore und Rauhacken, die alle basische Linsen führen können.

Meistens sind mehrere dieser Gesteine miteinander und mit Quarziten oder

Tabelle 10.

Prämesozoische Dolomitmarmore	Mesozoische Dolomitmarmore
dicke Linsen in Glimmerschiefern, allmählicher Übergang Marmor-Glimmerschiefer isoliert	langgestreckte Züge, die in verschiedenen Gesteinen eingebettet sind; mehr oder weniger scharfe Kontakte immer mit andern, gewiss mesozoischen Gesteinen vergesellschaftet
intensiv verfaltet	schwach oder nicht verfaltet
Durchmischung mit amphibolitogener Substanz bis zur Homogenisierung	Durchmischung im allgemeinen schwächer
sehr wenig Kalzit (neu gebildet) quarzreich	Korngrößen sehr variabel (0,1–20 mm)
Chlorit, Apatit und Titanit zurücktretend	Kalzit häufig
relativ wenig Albit	relativ arm an Quarz
	viel Chlorit, Apatit und Titanit
	lokal Porphyroblastenbildung von Albit
	oft in rauhackeähnliche Gesteine übergehend

Die zwei Marmorlinsen, die am westlichen Ende der StZ anstehen, sind schöne Beispiele für prämesozoische, alpin überprägte Dolomitmarmore.

Tabelle 11. *Paragenesen*

Hauptgemengteile	Nebengemengteile	Übergemengteile
Karb, Ep, Qz	Hgl, Chl, Tit, Ru	Erz
Karb, Akt, Chl	Zo, Erz, Tit, Ap	Qz, Ep
Karb, Akt, Qz	Zo, Bi, Ab, Chl, Hgl, Erz	
Karb	Hgl, Tk, Chl, Gramm, Erz, Tit	Qz, Ab
Karb, Zo, Hgl	Qz, Ab, Chl, Erz, Tit	

Abkürzungen siehe p. 195.

Serpentiniten assoziiert. Sie bilden leicht gewellte, intermittierende Züge, deren Mächtigkeit 20 m kaum je übersteigt. Die Kontakte zu den Gesteinen der FZ sind meist scharf, mechanisch. Bei den kalzitführenden Karbonatgesteinen, den Rauhwacken und den weissen, zuckerkörnigen Dolomitmarmoren ist die altersmässige Zuordnung eindeutig. Schwierigkeiten erwachsen erst bei einzelnen Dolomitmarmoren. In der Tab. 10 sind die prätriadischen und mesozoischen Dolomitmarmore einander gegenübergestellt.

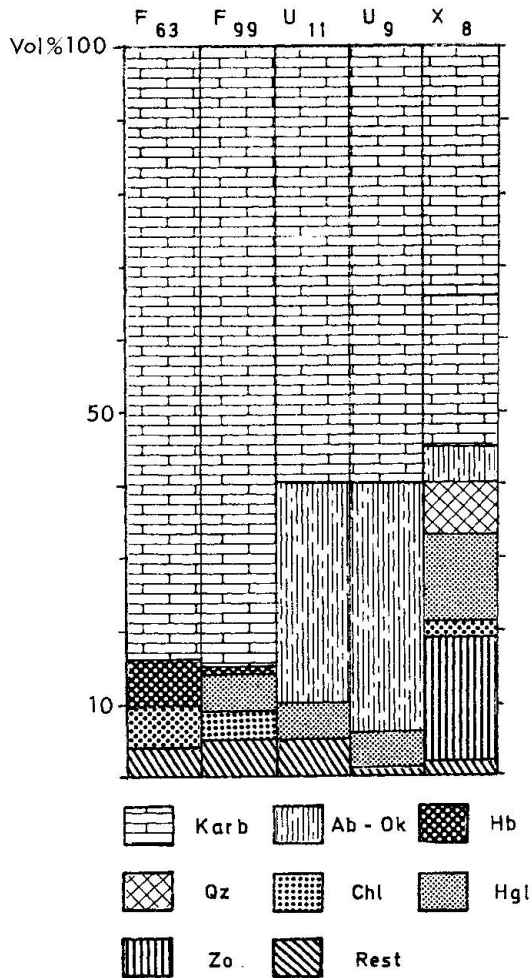


Fig. 18. Modalbestand: Karbonatgesteine.
Abkürzungen siehe p. 195; Rest: Titanit,
Apatit, Erz, Rutil, Epidot.

8. Quarzitische Gesteine

Quarzitbänke bis zu 5 m Mächtigkeit sind in der ganzen FZ s.s. häufig. Sie sind konkordant zwischen die übrigen Gesteine eingelagert und lassen sich oft über grössere Distanzen hinweg verfolgen, jedoch nie entlang der ganzen FZ s.s. Durch Anreicherung von Schichtsilikaten können sie in Schiefer, durch Albitsprossung in Gneise übergehen.

Mit wenigen Ausnahmen führen die Quarzite zahlreiche Grüngesteinslinsen und -lagen. Die Kontakte zu prasinitischen Einschlüssen sind verwaschen

und die beiden oft miteinander verfigert. Nur die hornfelsartigen, hellgrünen Amphibolite (ursprünglich Omphazitfelse?) sind scharf begrenzt.

Die Grüngesteine in den Quarziten sind – ähnlich wie in den prämesozoischen Marmoren – intensiv deformiert: verfaltet, tordiert, boudiniert und ausgequetscht. Die Quarzite selbst zeigen kaum eine Andeutung dieser extremen Durchbewegung. Erst u. d. M. erkennt man, dass die Quarzkörner sehr stark tektonisiert sind. Die Frage nach dem Alter der Quarzite lässt sich schwerlich beantworten. Nur bei den Tafelquarziten, die mit Dolomitmarmoren vergesellschaftet sind, ist es sicher, dass sie mesozoisch sind.

Der grösste Teil der Quarzite hingegen dürfte prämesozoisch sein. Sie sind anders ausgebildet als die triadischen Tafelquarzite und sind weder mit Mesozoikum noch mit Albit-Phengitschiefern assoziiert.

Es lassen sich verschiedene Quarzittypen unterscheiden: bräunliche, grobgebankte Quarzite mit Zeilenbau; weisse, porzellanartige, im frischen Bruch speckig glänzende Quarzite; mehr oder weniger flasrige Hellglimmerquarzite und gelbliche, albitführende Quarzite, in welchen rundliche Knollen von reinem, weissem Quarzit stecken. Deren Gehalt, Lage und Deformation sprechen eher für konglomeratische Einschaltungen als für sekretionäre Bildungen.

Tabelle 12. *Paragenesen*

Hauptgemengteile	Nebengemengteile	Übergemengteile
Qz, Hgl Qz	Ab, Tit Hgl, Gr, Karb, Bi, Chl, Ap, Erz, Ru	Klzo Chloritoid, ± Klzo
Qz, Hgl	Ab, Bi, Gr, Klzo, Chl, Erz, Ru	Zr, Ap
Qz, Hgl	Gr, Chl	Ap, Ru, Erz, Ep

Abkürzungen siehe p. 195.

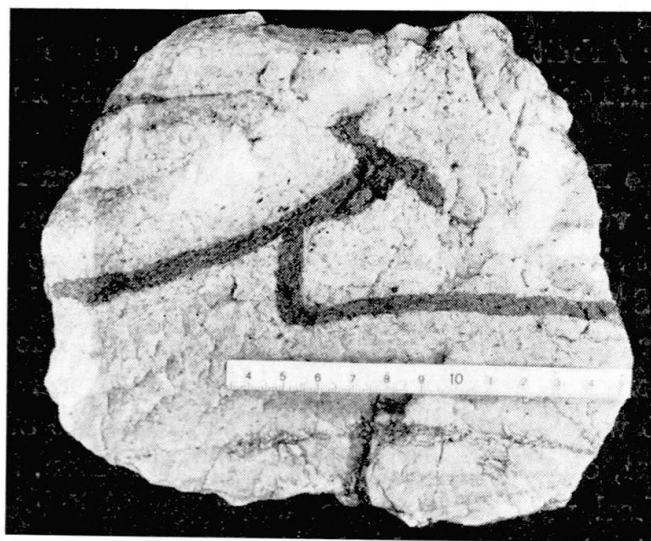


Fig. 19. Quarzit aus dem Furggtal. Merkwürdig verfaltete Prasinitlage. Die hellen Quarzknollen sind wahrscheinlich konglomeratische Komponenten.

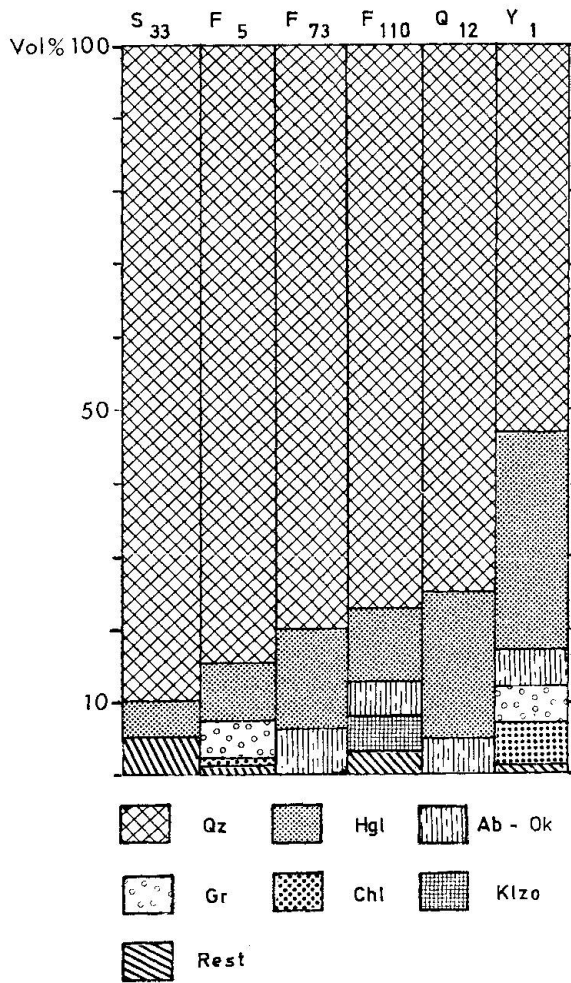


Fig. 20. Modalbestand: Quarzitische Gesteine. Abkürzungen siehe p. 195; Rest: Biotit, Karbonat, Rutil, Erz, Apatit.

C. MINERALOGISCHER TEIL

Dieser Teil der Arbeit ist der Beschreibung der einzelnen Mineralien gewidmet: optische und chemische Daten, Ausbildung, Entstehung, Umwandlung und Vorkommen.

Die tiefgreifende Rekristallisation während der alpinen Metamorphose hat in der FZ s.s. nur vereinzelt Relikte von sicher präalpinen Paragenesen verschont. Es handelt sich dabei um die grossen Kalifeldspäte und um die Pyroxenrelikte in den Serpentiniten und in einzelnen ihrer Begleitgesteine. Da der Omphazit und der Chloritoid in den mesozoischen Gesteinen der FZ s.s. und in jenen der angrenzenden mesozoischen Mulden während der alpinen Metamorphose gebildet wurden, darf man annehmen, dass sie auch in der FZ s.s. alpines Alter haben, obwohl sie oft als Relikte erscheinen. Sie sind in diesem Fall die Überbleibsel von Paragenesen, die während der ersten, jetzt noch fassbaren Kristallisationsphase der alpinen Metamorphose entstanden sind. Wenn hier von Relikten die Rede ist, so verdient hervorgehoben zu werden,

dass ausser Quarz, Albit, Turmalin und Chlorit alle Mineralien der FZ s.s. als Relikte auftreten können. Sie sind zwar alpin kristallisiert, aber zu einem späteren Zeitpunkt – ebenfalls alpin – wieder zersetzt worden. In den allermeisten Gesteinen findet man solche Relikte.

Im folgenden werden die einzelnen Mineralien gesondert beschrieben, wobei vor allem strukturelle Gesichtspunkte als Ordnungsprinzip dienen.

<i>Mineralien</i>	<i>Abkürzungen</i>
1. Titan-Klinohumit, Olivin	Ti-Klh, Ol
2. Granat	Gr
3. Klinozoisit-Epidot	Klzo-Ep
4. Zoisit	Zo
5. Turmalin	Turm
6. Pyroxene	Pyr (Omphazit: Omph; Diopsid: Di)
7. Amphibole	Amph (Hornblende: Hb; Glaukophan: Glauk;
8. Hellglimmer	Hgl Grammatit: Gramm)
9. Biotit (Phlogopit)	Bi
10. Chlorit	Chl
11. Talk	Tk
12. Antigorit	Ant
13. Chloritoid	Chld
14. Brucit	
15. Feldspäte	Fsp (Albit: Ab; Oligoklas: Ok)
16. Quarz	Qz
17. Apatit	Ap
18. Zirkon, Rutil, Titanit	Zr, Ru, Tit
19. Karbonate	Karb (Dolomit: Dol; Kalzit: Ca)

Die Methoden, mit denen die optischen und chemischen Daten gewonnen wurden, und die Fehler, die mit diesen Methoden verbunden sind, sind in der ungekürzten Fassung dargestellt.

1. Titan-Klinohumit, Olivin

Diese Mineralien kommen nur sporadisch in den Serpentiniten vor. Im Lorancotal sind sie viel häufiger als am Stockknubel.

Olivin bildet rundliche Inseln (bis 1 mm) in einem Gitter von sparrigen Antigoritplättchen (Fig. 30, p. 217). Die Kristalle sind klar und einschlosslos. Zwei auf der Mikrosonde analysierte Olivine (Stockknubel und Lorancotal) ergaben Eisengehalte von < 1 Gew%; es handelt sich also um fast reine Forsterite. Für Olivine mit so geringem Fe-Gehalt muss eine metamorphe Entstehung angenommen werden (DEER, HOWIE and ZUSSMAN, 1962). Da die Serpentinite aller Wahrscheinlichkeit nach zu den Ophiolithen gehören, bedeutet dies, dass sich der Forsterit in den Serpentiniten während der alpinen Metamorphose neugebildet hat.

Der Olivin geht selten in kräftig rotbraun-gelb pleochroitischen Titanklinohumit über. Dieser ist, ähnlich wie der Olivin, inselartig ausgebildet oder er besteht aus Haufen von kleinen Körnchen, die gleich orientiert sind.

2. Granat

Als Hauptgemengteil tritt Granat in Kalksilikatfelsen (Rodingiten), Granatamphiboliten und Eklogiten auf. In Quarziten und einzelnen Amphiboliten bildet er oft ganze Nester und Lagen in einem Quarz- oder Karbonatzement. In kristallinen Schiefern, Gneisen, vielen Amphiboliten und Quarziten übersteigt sein Anteil kaum je 10 Vol%, in Prasiniten ist er sehr selten; in Ultramafiten, in Marmoren und in Kalkglimmerschiefern (sogenannten «Bündnerschiefern») fehlt er ganz. Auch auf Klüften und in Albit-Epidotdrusen wurde nie Granat gefunden.

Die Granate der Eklogite sind im allgemeinen schön ausgebildet und oft voll von Einschlüssen: Omphazit, Rutil, Titanit, Erz, Quarz, Apatit. Diese Einschlüsse sind stets kleiner als ausserhalb der Granate und können im Kern konzentriert sein. Eine Besonderheit dieser Gesteine sind die Atollgranate. Ein Kranz von Granat umschliesst ein Aggregat von Glaukophan, Hellglimmer, seltener auch Omphazit und blauegrüne Hornblende; oft steckt auch ein grosses Hellglimmerpaket im Kern der Granate.

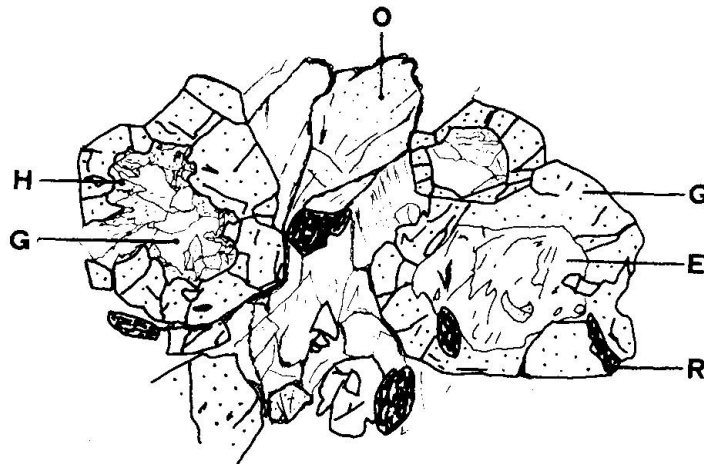


Fig. 21. Atollgranate in einem Eklogit (F_{78}); links ein Granat mit Glaukophan im Kern. Gegen den Granat zu wird der Glaukophan von blauegrüner Hornblende abgelöst. Rechts ein Granat mit Epidotkern. Vergr. $\sim 48\times$.

G: Granat, E: Epidot, R: Rutil, H: Blauegrüne Hornblende, G: Glaukophan, O: Omphazit.

Umwandlungsprodukte der Granate: in eklogitischen Gesteinen sind hauptsächlich Epidot, blauegrüne Hornblende (kelyphitische Kränze) und seltener brauner Biotit, grünlicher Biotit, Karbonat, Erz, Hellglimmer, Glaukophan. Die Granate der Eklogite kristallisierten entweder zusammen mit oder nach

dem Omphazit; doch waren sie bei der Bildung von Glaukophan schon vorhanden.

Die Granate der Amphibolite sind durchschnittlich grösser und weniger idiomorph als jene der Eklogite.

In Quarz- oder Karbonatmatrix sind sie idiomorph und gut erhalten, gegen Albit dagegen unregelmässig und korrodiert; Einschlüsse sind häufig grösser als in eklogitischen Gesteinen und meist über den ganzen Kristall verteilt: Epidot, Hornblende, Quarz, Titanit, Rutil, Apatit, Erz, Karbonat; an den Spalten erscheinen Biotit, Hornblende, hin und wieder Chlorit und Erzausscheidungen; die Umwandlung ist weiter fortgeschritten als in eklogitischen Gesteinen: die Granate haben grösstenteils Epidot und blaugrüner Hornblende Platz gemacht. Auch die direkte Umwandlung von Granat in Epidot ohne irgendwelche Nebenprodukte ist beobachtet worden. In ganz wenigen Amphiboliten erkennt man zwei Generationen von Granaten: kleinere, einschlussfreie Kristalle mit höherem Relief sind in grossen Xenoblasten eingeschlossen. Netzartige Granate kommen nur in albit- und/oder quarzreichen Stellen der Amphibolite vor.

Bei den Granaten der Rodingite variiert die Korngrösse extrem: in der Grundmasse mit Diopsid: 0,1–1 mm; in der Chloritmatrix und auf Klüften: 0,5–7 mm (bis mehrere Zentimeter). Einschlüsse sind sehr selten (Titanit, Rutil). Eindeutige Umwandlungserscheinungen ausser Titanitausscheidung und Umbildung in Epidot wurden nicht beobachtet.

Die Granate der Glimmerschiefer und Quarzite sind verhältnismässig gross (bis 10 mm), bald idiomorph, bald völlig korrodiert und in Inseln zerlegt. Auffällig sind die vielen netzartigen Granate mit Quarz- oder Hellglimmermaschen. Wenn Einschlüsse vorliegen, handelt es sich um Rutil, Erz, Titanit, Quarz, Hellglimmer, Epidot und um Chloritoid. Merkwürdig ist, dass im gleichen Gestein nebeneinander Chloritpseudomorphosen nach Granat und gut erhaltene Granate auftreten. In den chloritoidführenden Schiefern der östlichen FZ s.s. kristallisierte der Granat nach dem Chloritoid und wenigstens zum Teil auf dessen Kosten.

Es ist schwierig, die einzelnen Kristallisationsphasen der Granate auseinander zu halten. Die Granate der Eklogite scheinen die ältesten alpidischen Granate zu sein, die grobkörnigen Granate der Rodingite und jene der Karbonat-Quarzadern die jüngsten. Es ist bemerkenswert, dass die rekristallisierten Granate in Amphiboliten grobkörniger als diejenigen der Eklogite sind.

Zum Chemismus der Granate

Ein Granat aus einem Rodingit (F₃₅), einer aus einem Amphibolit (F₁₁₁) und einer aus einem Glimmerschiefer (S₃₃) sind unter der Mikrosonde getestet worden.

Granat F₃₅ (p. 176)

SiO ₂	38,4 Gew%	Formel berechnet auf 12 O: $\text{Ca}_{3,26}\text{Fe}_{0,86}\text{Al}_{0,96}\text{Si}_{3,45}\text{O}_{12}$ $\underbrace{\hspace{10em}}_{1,82}$
Al ₂ O ₃	12,0 Gew%	
Fe _{tot}	17,0 Gew%	
MgO	0,2 Gew%	
CaO	34,0 Gew%	
Summe	101,6 Gew%	

Brechungsindex:	1,820–1,830
Dichte:	3,60 g/cm ³
a ₀ :	11,94 Å
Fehler:	~ 3%
Gestein und Fundort:	Kalksilikatfels, Lorancotal

Unter der Annahme, dass das gesamte Eisen dreiwertig ist und das Al vertritt, ergibt F₃₅ ein Granat, der zu etwa gleichen Teilen aus Andradit und Grossular besteht (nach WINCHELL (1958): ~ 60% Andr., 40% Gro.).

Granat F₁₁₁ siehe p. 182, 184 (partielle Analyse)

FeO	30 Gew%
MnO	1 Gew%
MgO	0,4 Gew%
CaO	11 Gew%

Brechungsindex:	1,805
Dichte:	4,03 g/cm ³
a ₀ :	11,57 Å
Gestein und Fundort:	Amphibolit, Lorancotal

Der Granat F₁₁₁ besteht überwiegend aus Almandin (~ 70%) und aus Grossular (~ 20%). Die Differenz auf 100 wird mutmasslich von Andradit und von einer kleinen Spessartinkomponente (~ 2%) wettgemacht. Der Anteil an Pyrop ist unbedeutend.

Der Granat S₃₃ (≅ F₂₈) enthält Einschlüsse von Chloritoid. Auch dieser Granat ist sehr almandinreich und enthält ausserdem Grossular. Der Magnesium- und der Mangan-Gehalt liegen unter 1 Gew%. Dieser Granat zeigt, dass während der alpinen Metamorphose almandinreiche und spessartinarne Granate in Glimmerschiefern vom Westen bis in den Osten der FZ s.s. zu kristallisieren vermochten.

Die Bestimmungen von a₀, Dichte und Brechungsindex von 10 weiteren Granaten ergab nach den Diagrammen von Winchell folgende Hinweise auf den Chemismus:

Die Punkte häufen sich nahe bei der Almandinecke, wobei die Granate der sauren Gesteine deutlich almandinreicher sind als jene der Basite. Die Granate der Eklogite unterscheiden sich kaum von jenen der Amphibolite. Ihre Pyrop-Komponente liegt immer weit unter 30%. Überhaupt ist an allen Granaten der geringe Spessartingehalt auffällig.

3. Klinozoisit-Epidot

Epidot ist in allen Gesteinen der FZ s.s. mit Ausnahme einiger Ultramafite vertreten.

In Prasiniten, Karbonatgesteinen, Rodingiten und in einzelnen Amphiboliten erreichen die Kristalle eine beträchtliche Grösse (1–5 mm); in Zerrklüften, Drusen und Albitnestern werden die Epidote bis über 10 cm lang und sind schön ausgebildet. Von eisenarmen Klinozoisiten mit tintigen Interferenzfarben bis zum hochdoppelbrechenden, eisenreichen Epidot treten alle Glieder auf, oft im gleichen Gestein, da die Kristalle meist zonar aufgebaut sind. Der Kern hat bald niedrige, bald hohe Interferenzfarben. Bei einem kleineren $2V_x$ als 85° setzt ein schwacher Pleochroismus ein: n_X farblos, n_Y grünlich, n_Z gelblich; oft zeigen Epidote, die Granat umwachsen und aus diesem hervorgehen, einen viel kräftigeren Pleochroismus und bedeutend höhere Doppelbrechung als die anderen Epidote des gleichen Dünnschliffs; vereinzelt trifft man auch Epidote, die fleckenweise intensiv zitronengelb gefärbt sind. Diese Stellen sind von feinen Erzkörnchen durchsetzt. Die Analyse auf der Mikrosonde zeigte, dass das Erz Chromit ist und dass der gelbe Epidot viel Chrom enthält. Die Gelbfärbung wird offenbar durch das Chrom verursacht.

Im Durchschnitt sind die Epidote schlechter geregelt als die Hornblenden, oft ist auch überhaupt keine Regelung erkennbar. Hingegen sind sie beinahe immer deformiert: zerbrochen, boudiniert, zerstückelt. Selbst die Epidote auf den jüngsten Klüften sind zerbrochen. Die Risse sind mit Albit, Chlorit oder mit Karbonat verheilt. Mechanisch stark beanspruchte Epidote sind durch Erzstaub getrübt.

Einschlüsse treten häufig auf: Hellglimmer, Biotit, Albit, Hornblenden, Karbonat, Rutil, Titanit, Granat und besonders gerundete Quarzkörner. Die Quarzeinschlüsse können so zahlreich sein, dass nur ein Netz von Epidot übrigbleibt, dessen Maschen von Quarz ausgefüllt sind. Eine analoge Ausbildung kann auch bei den netzartigen Granaten in Glimmerschiefern beobachtet werden. Die Erscheinung ist wahrscheinlich so zu erklären, dass der Epidot (oder Granat) auf den Intergranularen zwischen dem Quarz gewachsen ist und diesen nur zum Teil resorbiert hat.

Die Epidote in den kristallinen Schiefern und Gneisen besitzen oft einen bräunlich pleochroitischen Kern (Orthit) mit niedriger Doppelbrechung und extrem undulöser Auslöschung. Sie sind fast immer mit den Glimmer-Chlorit-Bändchen assoziiert, mehr oder weniger geregelt und in kleinere Körner zerlegt.

Für die Bildung von Epidot kommen verschiedene Möglichkeiten in Frage.

1. Bei der Saussuritisierung von Plagioklasen.
2. Rekristallisation aus der Diablastik.
3. Die direkte Umwandlung von Omphazit in Epidot.

Die Umwandlung von Omphazit in Epidot ist bemerkenswert, weil sie mit beträchtlichen Stoffwanderungen verknüpft ist: mindestens Wasser muss zugeführt werden und Mg muss wegwandern.

4. Sehr oft entsteht Epidot aus Granat, entweder allein oder zusammen mit blaugrüner Hornblende, Erz, Biotit (Hellglimmer, Chlorit) in basischen Gesteinen oder zusammen mit Chlorit, Biotit, Hellglimmer und Erz in Glimmerschiefern.

Eine Zersetzung von Epidot kommt selten vor. In albitreichen Gesteinen wird Epidot manchmal von Feldspat korrodiert und völlig aufgezehrt. Dabei bilden sich Karbonat und Chlorit (und Erz?).

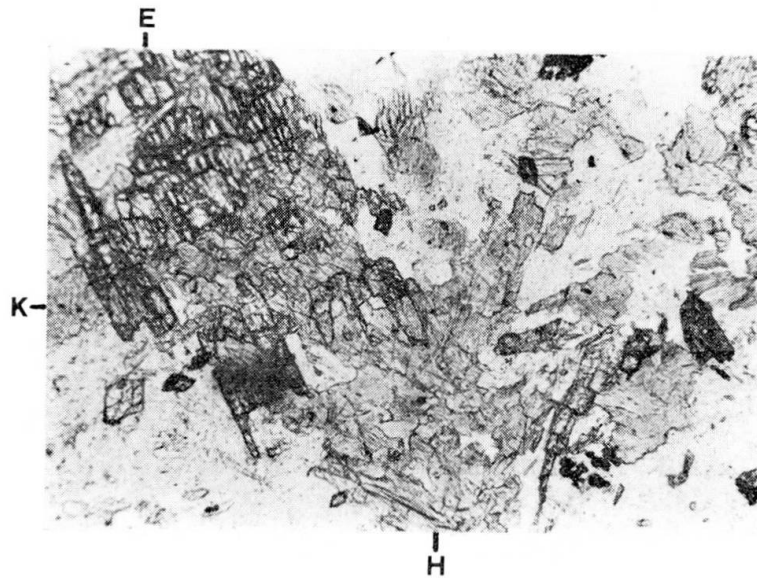


Fig. 22. Die Abbildung illustriert die Zersetzung von Epidot und aktinolithischer Hornblende in Chlorit und Kalzit in einem Prasinit (T_{20}). Paralleles Licht; Vergr. $\sim 32\times$.

E: Epidotrelikte in Chlorit-Kalzitaggregat, K: Kalzit, H: Hornblenderelikte mit Chlorit \pm Kalzit.

4. Zoisit

Ausser in Ultramafiten kann Zoisit in allen Gesteinen der FZ auftreten. Doch am schönsten ist er in ehemaligen Omphazitfelsen oder in der Quarz-Albitmatrix um Amphibolite ausgebildet. Sowohl Zoisit α als auch Zoisit β (Pseudozoisit) kommen vor, auch beide im gleichen Gestein zusammen mit Epidot.

Zoisit ist viel häufiger als Pseudozoisit. Die Kristalle sind dicksäulig und erreichen in der Quarz-Albitmatrix bis zu mehreren cm Länge; bald ist er geregelt, bald ungeregelt, doch fast durchwegs zerbrochen, zerschert und korrodiert. Die optische Achsenebene liegt bei ihm parallel (100). $2V_z$: $0-20^\circ$, häufig $2V_z \sim 0^\circ$; $nZ-nX$: $\sim 0,006$; makroskopisch bräunlich bis gelblich, u.d.M. farblos; Interferenzfarben anomal: grau-tintigblau-braun, fleckig und streifig variierend; starke Achsendispersion ($r < v$). Die deformierten Kristalle sind stellenweise mit Erz bestäubt. Einschlüsse treten erst im Osten der FZ häufiger auf:

Hornblende, Omphazit, Quarz, Glimmer, Albit, Klinozoisit, Erz, Titanit, Granat, Karbonat.

Pseudozoisit ist dadurch gekennzeichnet, dass bei ihm die optische Achsenebene senkrecht zu (100) und (001) steht; er zeigt normale Interferenzfarben (sehr schwache Achsen dispersion) zum Teil mit bräunlichen Flecken und eine Doppelbrechung von $\sim 0,01$; $2V_z$: $0-30^\circ$; das Relief ist niedriger als bei Zoisit; die Körner sind kleiner als jene von Zoisit, kurz säulig und oft rundlich; \pm geregelt und zerbrochen; ausser Hellglimmer und Quarz sind Einschlüsse selten.

Ein sehr schöner Pseudozoisit wurde auf der Mikrosonde qualitativ untersucht. Es zeigte sich, dass er ein reiner Ca-Al-Zoisit ist.

Wahrscheinlich wechseln Zoisit und Pseudozoisit am gleichen Kristall felderweise miteinander ab. Ebenfalls sind Übergänge und parallele Verwachsungen mit Klinozoisit weit verbreitet.

In bezug auf Vorkommen und Herkunft unterscheiden sich die beiden Zoisittypen: Zoisit tritt vor allem in Paragenesen auf, die einst Omphazit führten. Er kann sich wie der Epidot direkt aus Omphazit bilden und rekristallisiert zu grossen Körnern in einer Quarz- oder Albit-Grundmasse. Wenn er in Quarz eingebettet ist, umwindet ihn oft ein feiner Albitsaum. Häufig trifft man ihn an den Kontakten Amphibolit-Quarzit (oder Gneis) als grossen Porphyroblasten.

Pseudozoisit vertritt in quarz- und albitreichen Gesteinen oft den Granat. Der Granat wandelt sich hin und wieder unter Erzausscheidung in Pseudozoisit um, der die rundliche Form der Granate beibehält. Andererseits entsteht Pseudozoisit bei der Saussuritisierung in basischen Plagioklasen in einzelnen Gneisen und Basiten. Die rundlichen Kristalle sind entweder mit Quarz und Albit in Haufen konzentriert und bilden Pseudomorphosen nach dem ursprünglichen Plagioklas, oder sie sind zeilenartig parallel S angeordnet.

Umwandlungen: in Karbonatgesteinen und Gneisen des Lorancotals zersetzt sich Zoisit in Chlorit und Karbonat (\pm Hellglimmer). In den Gesteinen der StZ hingegen scheint Zoisit stabil zu sein.

5. Turmalin

Turmalin findet sich als Übergemengteil nur in Gneisen, Glimmerschiefern und sehr selten in Prasiniten. Eine auffällige Anhäufung von Turmalin beobachtet man im Saas- und Furggtal, wo auch die Gneise des Monte Rosa-Kristallins besonders viel Turmalin führen. Die Kristallisation von Turmalin erfolgte sehr spät, oft postkinematisch in bezug auf die letzte Bewegungsphase (zusammen mit Dolomit in Myloniten).

Makroskopisch sind die Turmaline schwarz. Die Kristalle sind mehr oder minder idiomorph, lang säulig (Länge bis über 10 mm) und ungerregelt, seltener planar geregelt. Pleochroismus: dunkeloliv-bräunlich für die Randpartie; meist zonar mit viel schwächer

pleochroitischem und niedriger doppelbrechendem Kern; in einem Mylonit ist der Turmalin grülich-farblos pleochroitisch. Einschlüsse treten häufig auf: Erz, Rutil, Glimmer, Epidot, Apatit, Karbonat und vor allem Quarz; die Turmaline sind gern in Glimmerzügen angereichert.

6. Pyroxene

In der FZ s.s. sind alpin kristallisierte Pyroxene durch zwei Typen vertreten:

a) Diopsid

Diopsid tritt nur in Serpentin Körpern auf, entweder in den Rodingiten oder als tordierte und verfaltete, grünlichgraue Knollen und Strähnen im Serpentin.

Optische Daten von Diopsid:

F_{56} Rodingit, Stockknobel

nX	1,672–3	farblos	$2V_z$: 60°
nY	1,681	farblos	
nZ	1,698–9	farblos	c/nZ : 40°
nZ–nX	0,026		
Dichte	3,60	g/cm ³	

F_{35} Rodingit, Lorancotal (p. 176)

nX	1,670–1	farblos	$2V_z$: 59–60°
nY	1,677–8	farblos	
nZ	1,698	farblos	c/nZ : 40–41°
nZ–nX	0,027–0,028		
Dichte	3,59	g/cm ³	

Chemismus von F_{35} (Mikrosonde):

SiO ₂	54,7 Gew%	Formel berechnet auf 6 O:
FeO _{tot}	2,4 Gew%	(Eisen als zweiwertig verrechnet,
MgO	17,1 Gew%	Na vernachlässigt)
CaO	25,4 Gew%	
NaO	0,1 Gew%	$Ca_{0,99}(Mg_{0,93}Fe_{0,07})_1Si_{2,00}O_6$
Summe	99,6 Gew%	

Der analysierte Pyroxen ist ein fast reiner Diopsid. Merkwürdig ist seine hohe Dichte. Sie sollte nach dem Eisengehalt zwischen 3,25 und 3,30 g/cm³ liegen (Deer, Howie and Zussman 1963).

Entstehung: Bei der Zersetzung von reliktschem Pyroxen in Serpentiniten bildet sich Diopsid.

b) Omphazit

Omphazitische Pyroxene treten nur in Eklogiten, Omphazitfelsen und in deren Abkömmlingen auf. Im Lorancotal kommen Omphazit und Diablastik sehr viel seltener vor als in der StZ.

Der Pleochroismus ist meist schwach: grünlich-farblos; in seltenen Fällen ist er jedoch kräftig gelblich-grün; Korngrösse 0,1–0,5 mm (in einzelnen Omphazitfelsen bis 3 mm); hypidiomorph bis xenomorph, in Quarzpfästern manchmal idiomorph rekristallisiert; zum Teil starke Auslöschungsdispersion (blau-braun) $r > v$; c/nZ : 39–45°; $2V_z$:

60–75°; meist stark deformiert, ineinander verwachsen, kurzsäulig und geregelt; kaum zonar. Einschlüsse sehr selten und klein: Rutil, Titanit, Erz und Apatit; zum Teil Erz-ausscheidungen an den Kornrändern. Ein Omphazit wurde auf der Mikrosonde analysiert: F_{74b} Omphazitfels, Stockknubel (p. 177)

SiO ₂	56,1 Gew%	Formel berechnet auf 6 O: (Fe als zweiwertig verrechnet)
Al ₂ O ₃	9,4 Gew%	
FeO _{tot}	5,9 Gew%	$\text{Na}_{0,38}\text{Ca}_{0,55}\text{Mg}_{0,46}\text{Fe}_{0,18}\text{Al}_{0,40}\text{Si}_{2,01}\text{O}_6$
MgO	8,6 Gew%	
CaO	14,2 Gew%	
Na ₂ O	5,4 Gew%	
Summe	99,8 Gew%	

$\underbrace{\hspace{10em}}_{0,93} \quad \underbrace{\hspace{10em}}_{1,04}$

Dies entspricht einem Omphazit mit 46 Mol% Diopsid, 9 Mol% Hedenbergit, 38 Mol% Jadeit und 7 Mol% Rest.

Woraus sich der omphazitische Pyroxen gebildet hat, lässt sich in keinem Dünnschliff erkennen. Hingegen sind Zersetzungserscheinungen sehr verbreitet. Häufig sind die Pyroxene von einem Diablastiksaum umhüllt, der bald feinkörnig und fast opak, bald grobkörniger ist. Er fehlt nur bei einzelnen Kristallen in Omphazitfelsen und manchmal an der Grenze gegen Quarz, Granat oder Glaukophan. Im Laufe der Amphibolitisierung wird der Pyroxen mehr und mehr durch die Diablastik ersetzt. Parallel zur Zersetzung des Omphazits rekristallisieren aus der Diablastik blaugüne oder aktinolithische Hornblende, Albit, Epidot, Karbonat, brauner Biotit (seltener Hellglimmer) und Titanit, in einem frühen Stadium der Rekristallisation vielleicht auch Glaukophan. Reste von Diablastik in der aktinolithischen Hornblende oder im Epidot der Prasinite sind untrügliche Hinweise auf eine eklogitogene Herkunft.

Die direkte Umwandlung von omphazitischem Pyroxen, das heisst ohne die Zwischenstufe der Diablastik, in ein anderes Mineral wurde selten beobachtet. Hin und wieder kann Epidot unmittelbar aus dem Omphazit hervorgehen. Bei dieser Umsetzung entsteht auch Diablastik.

7. Amphibole

Da die Amphibole der FZ s.s. in einer späteren Arbeit eingehender beschrieben werden, darf ich mich auf einige wesentliche Beobachtungen beschränken.

Man kann die Hornblenden, welche in der FZ s.s. vorkommen, in fünf Gruppen aufteilen:

1. Glaukophan
2. blaugüne Hornblende («barroisitische» Hornblende u. a.)
3. blassblaue Hornblende
4. aktinolithische bis gemeine Hornblende
5. Grammatit-Aktinolith

Diese Gruppierung erfolgte auf Grund optischer und chemischer Daten von gut ausgebildeten Vertretern der einzelnen Gruppen. In Wirklichkeit sind die einzelnen Gruppen nicht scharf gegeneinander abzugrenzen, da sowohl optisch wie auch chemisch fließende Übergänge zwischen allen Gruppen bestehen.

Der Chemismus der Hornblenden wird einerseits durch den Gesteinschemismus, andererseits durch die Bildungsbedingungen bestimmt. So können bis zu drei verschiedene Hornblenden in einem Gestein vorkommen, die aber nicht im Sinne eines chemischen Gleichgewichts koexistieren, sondern während der Metamorphose nacheinander gebildet wurden und einander ablösen. Dies findet darin seinen Ausdruck, dass die verschiedenen Hornblenden eines Gesteins nicht individuelle Körner bilden, sondern dass am Aufbau des gleichen Korns verschiedene Hornblendetypen beteiligt sind. Durch homöoaxiales Fortwachsen entstehen auf diese Weise Zonarstrukturen; dabei lautet die immer wiederkehrende Reihenfolge vom Kern zum Rand: Glaukophan (resp. gastalditische Hornblende) – blaugüne Hornblende – aktinolithische beziehungsweise gemeine Hornblende; das heisst, Glaukophan ist die relativ älteste, aktinolithische (beziehungsweise gemeine) Hornblende die relativ jüngste Hornblende.

Nachfolgend werden die einzelnen Hornblendegruppen charakterisiert und beschrieben.

1. Glaukophane

Glaukophane kommen fast ausschliesslich in Eklogiten, Glaukophanschiefern und seltener in eklogitogenen Amphiboliten vor.

Optische Daten:

F_{78}		Pleochroismus
nX:	1,611	farblos
nY:	1,629	lila
nZ:	1,633	bläulich
nZ-nX:	0,022	wobei $nY \geq nZ > nX$
$2V_x$:	46°	
c/nZ:	$7-8^\circ$; nY = b	

Diese Daten wurden an Glaukophanen eines Granat-Glaukophanschiefers (Stockknubel) gewonnen. Sie sind repräsentativ für die Glaukophane des Untersuchungsgebietes. Eine chemische Analyse von Glaukophanen mit sehr ähnlichen optischen Grössen findet sich bei BEARTH (1967, p. 90, PB 485). Es handelt sich um ein eisenarmes Glied der Glaukophan-Reihe. Crossite sind in der FZ s.s. nicht beobachtet worden.

Einheitliche Glaukophane finden sich äusserst selten, und zwar nur in den besterhaltenen Glaukophanschiefern und Eklogiten der StZ. Gewöhnlich sind sie von blaugrüner Hornblende umwachsen, wobei der Übergang Glaukophan – blaugüne Hornblende u.d.M. meist kontinuierlich ist. Die blaugüne Hornblende kann auch Risse im Glaukophan ausfüllen.

Lilafarbige Glaukophane treten zusammen mit Diablastik, blaugrüner Hornblende, Granat, Omphazit, Hellglimmer, Epidot, Zoisit, Quarz, Rutil und Karbonat auf, kaum je aber mit rekristallisiertem Albit oder mit aktinolithischer Hornblende. Der Glaukophan kristallisierte offenbar nach dem Granat, dem Omphazit und dem Rutil, aber vor der blaugrünen Hornblende.

Nicht in allen omphazitführenden Paragenesen tritt Glaukophan auf. Häufig trifft man ihn in granatführenden Eklogiten, während er in rekristallisierten Omphazitfelsen nie beobachtet wurde. Hier erscheint an seiner Stelle die blassblaue Hornblende.

Die Glaukophanbildung fällt in eine frühe Phase der alpinen Metamorphose. Im Laufe der sich ändernden PTX-Bedingungen während der Metamorphose bleicht der Glaukophan nach und nach aus. Mit dem Verschwinden der Diablastik, das heisst zusammen mit rekristallisiertem Albit und aktinolithischer Hornblende, haben auch die Glaukophane ihren charakteristischen Pleochroismus verloren. Die Hornblenden der Amphibolite und mancher Prasinite besitzen schwach pleochroitische (schwach grünlich-farblos) Kernpartien («gastalditisch»), die den ehemaligen Glaukophan verraten. Analysen auf der Mikrosonde haben gezeigt, dass diese Kerne nicht mehr aus Glaukophan, sondern aus Na-reicher, aktinolithischer Hornblende bestehen.

Aufschlussreich ist auch die Verteilung der Glaukophane längs der FZ s.s.: seine Häufigkeit nimmt von Westen nach Osten stark ab. Schon im östlichen Lorancotal und erst recht im Bognancotal, wo als alpin neugebildeter Feldspat Oligoklas erscheint, sind Glaukophane nicht mehr oder nur noch als seltene Relikte (gepanzerte Relikte) zu erwarten.

2. *Blaugrüne Hornblende*

Die Amphibole, welche hier als «blaugrüne Hornblenden» zusammengefasst werden, stellen eine weder optisch noch chemisch einheitliche Gruppe dar. Immerhin sind die intensiv blaue bis blaugrüne Farbe parallel nZ, ihr Vorkommen und ihre Entstehung Grund genug, sie als eigene Gruppe auszuscheiden. In bezug auf ihre Eigenschaften gleichen sie jenen Hornblenden, die in der Literatur als Barroisite, barroisitische oder blaugrüne Hornblenden beschrieben wurden (VAN DER PLAS 1960; TRÖGER 1969; PAULITSCH 1950; ANGEL 1957; MACHATSCHKI und WALITZI 1963; BANNO 1964). Dieser Hinweis soll hier genügen.

Die blaugrünen Hornblenden treten in eklogitischen Gesteinen und in Amphiboliten (Hornblendeschiefern) auf. Seltener findet man sie zusammen mit Albit, Epidot oder Quarz und Granat in grobkristallinen Knauern und Nestern. In chlorit- und albitreichen Prasiniten (ohne Granat) wurde nie blaugrüne Hornblende beobachtet. Während sie in der StZ oft den Glaukophan ummantelt und seltener eigene Körner bildet, ist sie in den Amphiboliten der östlichen Hälfte der FZ sehr häufig, auch idiomorpher und grösser gewachsen.

Sie ist hier mit Albit-Oligoklas vergesellschaftet. Charakteristisch für sie ist, dass sie fast immer in Gesteinen erscheint, die sich aus Eklogiten herleiten, und dass sie nach dem Glaukophan als zweite Hornblendegeneration kristallisierte.

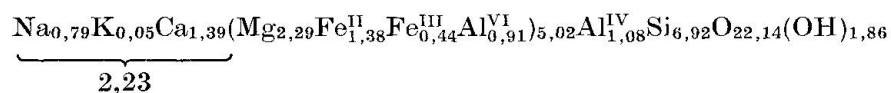
Als Beispiel für eine blaugrüne Hornblende sei hier die Hornblende F_{79} aus einem Granatamphibolit der StZ angeführt:

F_{79} Granat-Amphibolit, StZ		Pleochroismus
nX	1,638–1,655	gelblich
nY	1,647–1,667	grün
nZ	1,653–1,679	blau
nZ–nX	0,024–0,025	
$2V_x$	68–66°	
c/nZ	17–14°	
Dichte	3,18 g/cm ³	

F_{79} Chemismus

SiO ₂	47,1 Gew%
Al ₂ O ₃	11,5 Gew%
Fe ₂ O ₃	4,0 Gew%
FeO	11,2 Gew%
MnO	–
MgO	10,5 Gew%
CaO	8,8 Gew%
Na ₂ O	2,8 Gew%
K ₂ O	0,3 Gew%
TiO ₂	0,4 Gew%
H ₂ O	1,9 Gew%
Summe	98,5 Gew%

Formel berechnet auf O + OH = 24:



Paragenese: Hb, Ab, Gr, (Hgl, Bi, Ep, Ru, Tit, Ap, Erz, Qz)

Fundort: Koord. 630,075/92,063

Dem Chemismus nach gehören die blaugrünen Hornblenden zu den Ca-reichen Amphibolen. Ihr Na-Gehalt ist gegenüber jenem der aktinolithischen Hornblenden erhöht. Die blaugrünen Hornblenden lassen sich als Mischung der Endglieder Tschermakit-Hastingsit-Pargasit interpretieren.

Die optischen Eigenschaften sind wenig charakteristisch. Allgemein kann gesagt werden, dass die Intensität der blauen Farbe und die Brechungsindizes sich mit steigendem Fe-Gehalt vergrößern, während Doppelbrechung, Achsenwinkel und Auslöschungsschiefen kleiner werden.

Die blaugrünen Hornblenden gehen sowohl optisch als auch chemisch ohne scharfe Grenzen über in:

- aktinolithische Hornblenden (u. a. Verminderung des Al_2O_3 , Na_2O und FeO , Zunahme von SiO_2)
- blassblaue Hornblenden (Abnahme des FeO zugunsten des MgO , Zunahme von Na_2O)
- ferrohastingsitähnliche Hornblenden (starke Zunahme des FeO auf Kosten des MgO)

3. Blassblaue Hornblenden

Diese Amphibole besitzen parallel nZ ein reines, helles Blau ohne jeglichen Stich ins Grüne. Sie treten nur in umgewandelten Omphazitfelsen auf, die keinen oder äusserst wenig Granat führten, und nehmen hier den Platz von Glaukophan ein.

Immer sind diese Hornblenden grobkörnig (oft porphyroblastisch), schön ausgebildet (zum Teil garbenförmig), und nie zonar. Sie scheinen sich ohne die Zwischenstufe der Diablastik zusammen mit Albit direkt aus dem Omphazit zu bilden und stecken oft voll von Omphaziteinschlüssen. Nach meinen Beobachtungen kann die blassblaue Hornblende in der FZ nur aus Omphazit entstehen.

Das Amphibol F_{74} ist das schönste Beispiel für eine blassblaue Hornblende. Sie entstammt einem giftiggrünen Omphazit \pm Albit-Hornblendefels aus der StZ, der als kleine Linse den oberen Serpentinzug begleitet.

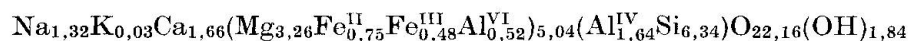
F_{74b} hornblendeführender Omphazitfels, StZ; siehe p. 177

		Pleochroismus
nX:	1,653	gelblich
nY:	1,661	grün
nZ:	1,667	blassblau
nZ-nX:	0,014	
$2V_x$:	80–83°	
c/nZ:	22–23°	
Dichte:	3,15 g/cm ³	

F_{74b} Chemismus

SiO_2	43,8 Gew%
Al_2O_3	12,8 Gew%
Fe_2O_3	4,4 Gew%
FeO	6,2 Gew%
MnO	—
MgO	15,1 Gew%
CaO	10,7 Gew%
Na_2O	4,7 Gew%
K_2O	0,2 Gew%
TiO_2	0,2 Gew%
H_2O	1,9 Gew%
Summe	100,0 Gew%

Formel berechnet auf O + OH = 24:



Fundort: Koord. 630,325/92,320

Im grossen ganzen gleichen die blassblauen Hornblenden hinsichtlich ihres Chemismus den blaugrünen Hornblenden. Allerdings liegt ihr Na-Gehalt deutlich höher und ihr FeO-Gehalt tiefer. Mit ihrem hohen Na- und Al-Gehalt stehen sie den Pargasiten nahe.

Auffallend an den optischen Daten ist die grosse Auslöschungsschiefe, ähnlich wie bei Pargasiten, doch sind sie optisch negativ mit grossem Achsenwinkel.

Die blassblaue Hornblende ist älter als die aktinolithische Hornblende, in welche sie sich manchmal randlich oder auch fleckenweise umwandelt. Auch die Umsetzung in Biotit, Chlorit und Karbonat wurde beobachtet. Von Albit wird sie hin und wieder so korrodiert, dass nur noch Skelette, Körnerhaufen und amöbenförmige Reste von ihr übrigbleiben.

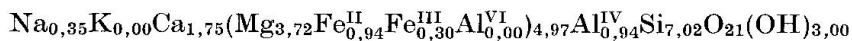
4. Gemeine Hornblenden und aktinolithische Hornblenden in basischen Gesteinen

Diese Hornblenden sind die jüngsten Glieder der Hornblendefamilie in den Gesteinen der FZ s.s. Nur bei ihnen zeichnet sich ein deutlicher Unterschied im Chemismus ab, wenn man vom Westen in den Osten der FZ s.s. geht. Während es sich in den Amphiboliten und in den Prasiniten der StZ um aktinolithische Hornblenden ($0,5 < \text{Al}^{\text{IV}} > 1$) handelt, die mit Albit assoziiert sind, können in den entsprechenden Gesteinen des Lorancotals gemeine Hornblenden ($\text{Al}^{\text{IV}} \geq 1$) auftreten, die zusammen mit Albit bis Oligoklas stabil sind. Zwei Hornblenden sollen dies zeigen, die eine, F_{61} , stammt aus einem Prasinit der StZ, die andere F_{45} , aus einer Hornblende-Epidot-Chlorit-Oligoklas-schiefer («Prasinit») des Lorancotals:

	F_{61}	F_{45}
nX:	1,633 gelblich	1,642 gelblich
nY:	1,648 schwach grün	1,652 schwach grün
nZ:	1,657 bläulich	1,662 bläulich
nZ-nX:	0,024	0,020
$2V_x$:	74°	79°
c/nZ:	17°	19°
Dichte:	3,15 g/cm ³	3,12 g/cm ³

Chemismus	F_{61}	F_{45}
SiO ₂	50,0 Gew%	46,9 Gew%
Al ₂ O ₃	5,7 Gew%	9,9 Gew%
Fe ₂ O ₃	2,8 Gew%	3,5 Gew%
FeO	8,0 Gew%	7,1 Gew%
MnO	—	—
MgO	17,8 Gew%	16,6 Gew%
CaO	11,6 Gew%	12,0 Gew%
Na ₂ O	1,3 Gew%	2,2 Gew%
K ₂ O	—	0,1 Gew%
TiO ₂	0,1 Gew%	0,3 Gew%
H ₂ O	3,2 Gew%	1,6 Gew%
Summe	100,5 Gew%	100,2 Gew%

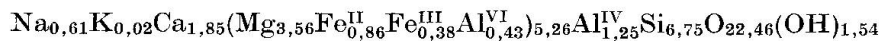
F_{61} Formel berechnet auf O + OH = 24:



Paragenese: p. 185

Fundort: Koord. 629,376/92,278

F_{45} Formel berechnet auf O + OH = 24:



Paragenese: p. 185

Fundort: Koord. 650,588/105,750

Vom chemischen Standpunkt aus nimmt die Hornblende F_{45} eine Mittelstellung zwischen den blaugrünen und den aktinolithischen Hornblenden ein, während F_{61} als aktinolithische Hornblende bezeichnet werden muss.

Die aktinolithischen und gemeinen Hornblenden der Amphibolite sind meist als feinkörniges Grundgewebe ausgebildet, wobei die Einzelkörner xenomorph sind. Sie erscheinen homogen und kaum zonar oder deformiert. Demgegenüber sind die Hornblenden der prasinitischen Gesteine schön und gross ausgebildet. In einzelnen Fällen sind sie zonar mit fast farblosem Kern. Sehr oft sind diese Hornblenden planar oder linear geregelt und stark deformiert. Risse können mit Chlorit und Karbonat ausgeheilt sein.

In vielen Fällen kann man verfolgen, wie die aktinolithische Hornblende aus der Diablastik rekristallisiert. Dass sie sich in Basiten auf Kosten von andern Mineralien bildet, wurde nicht festgestellt.

In Prasiniten finden sich selten Anzeichen einer Umwandlung von aktinolithischer Hornblende. Mit Epidot, Feldspat (Albit und Oligoklas) und Chlorit steht sie offenbar im Gleichgewicht. Hingegen ist sie in den Gneisen und Quarziten, die an die Prasinite und Amphibolite grenzen, oft zersetzt. Es entstehen dabei entweder Chlorit-Pseudomorphosen nach Hornblende oder ein Gemisch von Chlorit, Hellglimmer, Erz und stellenweise auch Karbonat (s. Fig. 23).

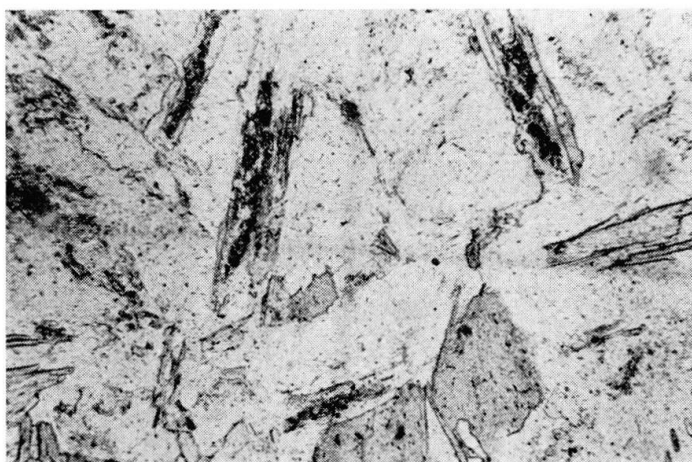


Fig. 23. Pseudomorphosen nach aktinolithischer Hornblende in einem Gneis (X_{10}).

Unten: Chlorit (\pm Erz) pseudomorph nach Hornblende; oben: Chlorit + Albit + Hellglimmer + Erz pseudomorph nach Hornblende. Vergr. $42\times$.

5. Aktinolithische Hornblenden und Aktinolithe in Karbonatgesteinen und Ultrabasiten

Es handelt sich durchwegs um aktinolithische Hornblenden in Karbonatgesteinen und aktinolithische Hornblenden oder Aktinolithe (Grammatite) in Ultramafiten. Es sind die am prächtigsten ausgebildeten Amphibole der FZ s.s. (in Ultramafititen bis über 10 cm, in Karbonatgesteinen bis über 10 mm lang). Grammatit kann in den Ultramafititen auch als nadelige, feinfaserig-asbestartige Aggregate vorliegen.

In den Karbonatgesteinen ist die Bildung von aktinolithischer Hornblende auf Kosten von Dolomit und Quarz (und Wasser) eine wichtige Reaktion (Fig. 24).



Fig. 24. Bildung von Aktinolith in Dolomit (S_{37}) (punktiert), Quarz (\pm rundlich, ohne Signatur); der dabei neugebildete Kalzit ist polygonal und wasserklar (zum Beispiel im Kern des grössten Hornblendekorns). Schwarz: Erzausscheidungen im Dolomit. Vergr. $\sim 19\times$.

In den Serpentiniten ist die Umwandlung von Diopsid in Grammatit weit verbreitet, besonders, wo der Diopsid an Chlorit oder Antigorit grenzt. Der einzige Fall, in dem Aktinolith (beziehungsweise Grammatit) durch ein an-

deres Mineral ersetzt wurde, liegt in den Talk-Pseudomorphosen nach Aktinolith in einem Antigorit-Talkschiefer des Lorancotals vor (p. 216).

3. Hellglimmer

Die Hellglimmer sind die häufigsten Glimmer. Sie erscheinen in allen Gesteinen mit Ausnahme der Ultrabasite und Kalksilikatfelse. Unter der Bezeichnung «Hellglimmer» wurden alle farblosen Glimmer zusammengefasst, das heisst: farblose Phlogopite, Muskowite, Paragonite und Phengite. In den meisten Fällen dürfte es sich um phengitische Glimmer handeln. Daneben treten auch Phlogopite und Paragonite auf.

Von den Hellglimmern wurden nur die Achsenwinkel bestimmt, eine Grösse, die leider kein sicheres Unterscheidungsmerkmal für die Hellglimmertypen darstellt (DEER, HOWIE and ZUSSMAN, 1962). Immerhin scheinen echte Muskowite mit einem kleinen Achsenwinkel eine Ausnahme zu sein (AXELROD und GRIMALDI, 1949, TRÖGER, 1952). Es zeigte sich, dass $2V_x$ der Hellglimmer im gleichen Gestein stark variieren kann. Häufungsstellen liegen bei $0-5^\circ$ (10°), $30-37^\circ$ und $45-50^\circ$. Besonders jene Hellglimmer, die mit Biotit oder Chlorit verwachsen sind, besitzen eine $2V_x$ von 0° (10°) (farblose Phlogopite?). Die meisten Hellglimmer der Gneise und Glimmerschiefer haben Achsenwinkel von $\leq 37^\circ$ (Phengite?). Bei Hellglimmern in den Basiten findet man alle $2V_x$ zwischen $0-50^\circ$. Die Hellglimmer in eklogitischen Gesteinen mit einem $2V_x > 45^\circ$ dürften Paragonite sein. Ebenso sind jene Hellglimmer Paragonite, die in albitarmen oder albitfreien Paragenesen als Umwandlungsprodukte des Chloritoids entstehen.

Die Entwicklung von Hellglimmern in Eklogiten und eklogitogenen Amphiboliten ist eine interessante Erscheinung (s. Fig. 25–27). Sie treten fast ausschliesslich in granatführenden Paragenesen auf und es scheint, dass eine Beziehung zwischen Granat und Hellglimmer besteht. Viele Granate der Eklogite besitzen einen Kern aus Hellglimmer.

Mit fortschreitender Amphibolitisierung wird der Hellglimmer (oft ein Einkristall oder ein Paket etwa parallel orientierter Plättchen) grösser und der Granatsaum wird dünner. In einem weiteren Schritt wandelt sich der Granatsaum in Epidot (selten Hornblende) um. In diesem Stadium liegen die Hellglimmer schon als grosse, unregelmässige Porphyroblasten vor und der Omphazit erscheint nur noch selten als kleine Inselchen in der Diablastik (p. 181). Nur in seltenen Fällen verschwindet in rekristallisierten Amphiboliten auch der Epidotsaum.

In Glimmerschiefern, Gneisen, Quarziten und Karbonatgesteinen sind die Hellglimmer \pm geregelt und meist postkristallin deformiert. Sie sind farblos bis schwach grünlich oder bräunlich und zeigen oft bräunlich oder grünlich pleochroitische Flecken.

Erzausscheidungen an den Spaltrissen oder fein verteilter Erzstaub (u. a. in Glimmerschiefern) lassen darauf schliessen, dass die Hellglimmer zum Teil aus Biotiten entstanden sind. Die Hellglimmer-Chloritzeilen bilden in einzelnen Glimmerschiefern Polygonalfalten, die eine ältere Feinfältelung nachzeichnen



Fig. 25. Hellglimmer in einem Eklogit (T_{16}); punktiert: Omphazit; dunkles Gewebe: Diablastik. Der grösste Granat umschliesst ein Hellglimmerpaket. Vergr. $24\times$.

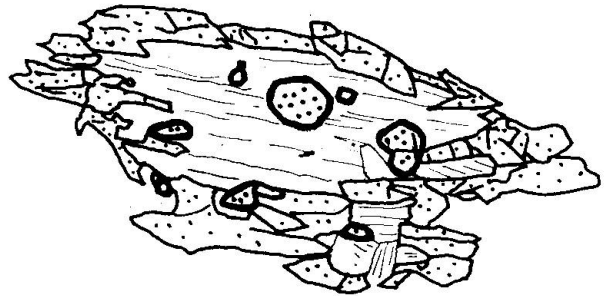


Fig. 26. Hellglimmer aus einem Amphibolit (Q_3). Der Hellglimmer ist von Epidot umsäumt. Grob punktiert: Granat. Vergr. $32\times$.



Fig. 27. Hellglimmer in einem Amphibolit (P_5). Der Hellglimmer von Klinozoisit (punktiert) und Hornblende (schraffiert) umrandet. Die feinen Linien im Hellglimmer umschliessen bräunlich-pleochroitische Stellen (Phlogopit?). Vergr. $26\times$.

T: Titanit mit Rutilkern.

Fig. 28. Hellglimmer und Biotit werden von Albit (punktiert) korrodiert und aufgezehrt (Gneis S_{60}). Vergr. $24\times$.

Q: Quarz.



(p. 190). Auch die Glimmereinschlüsse in den Albitpoikiloblasten sind stellenweise anders geregelt als in der Grundmasse und weisen damit auf eine ältere Schieferung hin.

Hellglimmer kann durch Ausbleichen von Biotit entstehen; ausserdem bildet er sich aus Kalifeldspat, Chloritoid, Granat, Epidot und aus Hornblende (p. 209).

In Quarziten wird der Hellglimmer öfters durch Albit entlang der Spalt- risse angefressen (Hellglimmerskelette) und nach und nach aufgezehrt, bis nur noch eine granuliert Albitpseudomorphose nach Glimmer übrigbleibt.

9. Biotit (Phlogopit z. T.)

Dunkle Glimmer treten in Gneisen, Glimmerschiefern, in Karbonatgesteinen und in vielen Basiten auf, doch macht ihr Anteil nur zwischen 1 und 5 Vol% aus, vereinzelt in Gneisen und Amphiboliten auch bis 15 Vol%.

Farbe und Pleochroismus und damit der Chemismus (HALL 1941) der Biotite sind charakteristisch für ihre Herkunft und für die Gesteinsgruppe.

Die Biotite in Gneisen und Glimmerschiefern sind intensiv pleochroitisch, entweder dunkeloliv oder braunoliv parallel nZ und nY und gelblich bis grünlich parallel nX; seltener sind titanreichere Varietäten mit einem Pleochroismus nZ = nY dunkelrotbraun – nX gelblich; die Biotitschüppchen sind schlecht oder nicht geregelt und nur vereinzelt deformiert. Sie sind gewöhnlich mit Hellglimmer, Chlorit, auch mit Epidot und Granat verwachsen.

Der Biotit wandelt sich unter Ausscheidung von Erz und/oder Titanit in Chlorit oder seltener in Hellglimmer um. Dabei scheint das Ausbleichen der Biotite früher als die Chloritisierung erfolgt zu sein. Da sowohl das Ausbleichen als auch die Chloritisierung in «Bündnerschiefern» beobachtet wurden, dürften sich beide Prozesse und die Biotitkristallisation während der alpinen Metamorphose abgespielt haben.

Die Biotite der Amphibolite und Prasinite absorbieren bedeutend schwächer; ihre Farben sind: nZ = nY braun (gräulich-braun, rötlichbraun) nX: gelblich (bräunlich), bei Granat selten: grün-grünlich.

Diese Biotite sind weniger chloritisiert als jene in Gneisen und Glimmerschiefern. Sie wachsen auf Kosten von den Hornblenden (ausser Glaukophan und Grammatit), Epidot, Zoisit und Granat.

Die farbigen Glimmer der Karbonatgesteine sind schön ausgebildet und besitzen eine schwache Absorption mit dem Pleochroismus: nZ = nY grünlich-bräunlich, nX: gelblich. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um Phlogopite.

Viele Eklogite beherbergen zwei verschiedene, farbige Glimmer. Der Pleochroismus des einen Biotits ist nZ = nY: dunkelbraun, nX: bräunlich. Dieser Biotit rekrystallisiert direkt aus der Diablastik. Er ist xenomorph und zeigt keinerlei Regelung. Aus dem Granat kann ein Biotit entstehen, der grünlich bis grün, seltener bräunlichgrün gefärbt ist. Auch er ist nicht geregelt und als hypidiomorphe bis idiomorphe Schüppchen ausgebildet. Beide Biotite scheinen gleichzeitig zu wachsen.

10. Chlorit

Da die Chlorite in einer späteren Arbeit eingehender behandelt werden, soll an dieser Stelle nur kurz auf sie eingegangen werden.

Chlorit ist in allen Gesteinen der FZ s.s. zu Hause. In Prasiniten, Chlorit-Aktinolithschiefern, in einzelnen Chlorit-Hellglimmerschiefern und Karbonatgesteinen kann er als Hauptgemengteil erscheinen. In grosser Menge findet sich feinkörniger Chlorit zusammen mit Albit und Karbonat in Zerrklüften, sekretorischen Adern und in Knauern und Drusen.

Nach den optischen Daten kann man die Chlorite grob in sieben Gruppen einteilen (Nomenklatur nach TRÖGER 1967). U. d. M. liefern die Interferenzfarben und die Doppelbrechung für die Unterscheidung gute Dienste. Wie bei den Biotiten beobachtet man auch bei den Chloriten eine direkte Abhängigkeit der optischen Daten (und damit des Chemismus) von der Entstehungsweise und dem Chemismus des Muttergesteins.

In den ultrabasischen Linsen treten Pennine mit anomal braunen bis violetten Interferenzfarben auf (Doppelbrechung 0,002–0,005, Elongation negativ). Diese können in chromhaltige Chlorite übergehen, die anomal purpurviolette bis gelbe Interferenzfarben zeigen (Doppelbrechung \sim 0,001, Elongation negativ).

Aus dunkelrotbraunem oder dunkelolivbraunem Biotit in Gneisen oder aus sehr eisenreichen Hornblenden ($> 25\%$ $\text{Fe}_{\text{tot}}^{\text{III}}$) in Amphiboliten kann sich ein Chlorit mit anomal hellblauen Interferenzfarben bilden, der nach den optischen Daten als Brunsvigit oder Diabantit angesprochen werden muss. Ein seltener Chlorit mit blau oder blauschwarzen Interferenzfarben (fast isotrop) entsteht in karbonatführenden Gneisen auf Kosten von Epidot.

Während von den obgenannten Chloriten noch keine chemischen Analysen vorliegen, sind die nachfolgenden Gruppen durch chemische Analysen belegt. Es handelt sich um Chlorite aus Chlorit-Aktinolithschiefern, Rodingiten, Karbonatgesteinen, Prasiniten, Glimmerschiefern und um Kluftchlorite. Alle diese Chlorite (aus der genannten FZ s.s.) sind Al-reich und haben sehr ähnliche Si-Gehalte. Sie unterscheiden sich vor allem in bezug auf ihr Fe-Mg-Verhältnis. In den Glimmerschiefern und auf Klüften treten die Fe-reichsten Chlorite auf, das heisst Pycnochlorite bis Fe-Pycnochlorite oder Ripidolithe bis Fe-Ripidolithe. Sie besitzen anomal braune bis dunkelbraune (an Spaltrissen oft violette) Interferenzfarben, eine niedrige Doppelbrechung (Δ 0,002–0,0035) und eine negative Elongation. Bei den Chloriten, die aus almandinreichem Granat entstehen, sind braunviolette bis dunkelviolette Interferenzfarben verbreitet. Die Doppelbrechung ist sehr gering ($\Delta \sim$ 0,002), die Elongation zum Teil negativ, zum Teil positiv. Der Fe-Gehalt dieser Chlorite ist noch höher (Fe-Prochlorite, Mg-Thuringite). Mit abnehmendem Fe-Gehalt werden die Interferenzfarben zusehends normaler, die Doppelbrechung steigt und die Brechungsindizes werden niedriger.

Die meisten Chlorite der Prasinite sind Ripidolithe oder Pycnochlorite mit grünlichgrauen oder bräunlichgrauen Interferenzfarben, einer Doppelbrechung von 0,003–0,006 und negativer Elongation.

Die Chlorite der Chlorit-Aktinolithschiefer, Rodingite und Karbonatgesteine sind im Durchschnitt noch Fe-ärmer. Sie lassen sich als Grochauite, Sheridanite und Klinochlore (selten Pycnochlorite) einreihen. Ihre Interferenzfarben sind fast normal (grau-weiss), die Doppelbrechung liegt je nach Fe-Gehalt zwischen 0,006 und 0,012 und die Elongation ist positiv.

Im folgenden seien noch die optischen und chemischen Daten von je einem Chlorit aus einem Glimmerschiefer, Chlorit-Aktinolithschiefer, Karbonatgestein, Prasinit und aus einer Kluft gegeben.

	F_{28}	F_{96}	F_{36}	F_{45}	F_{40}
nX:	1,624–1,640 schwach grünlich	1,598 farblos	1,592 schwach gelblich	1,599 farblos	1,620 farblos
nY:	1,628–1,642 hellgrün	1,598 schwach grünlich	1,594 schwach grünlich	1,601 grünlich	1,620 grünlich
nZ:	1,628–1,643 hellgrün	1,606 schwach grünlich	1,602 schwach grünlich	1,609 grünlich	1,625 grünlich
nZ–nX:	0,004–0,001	0,008	0,010	0,010	0,005
2V _x :	–5°; 0–15°	0–20°	5–12°	12–22°	~5°
Elong.	neg.-pos.	neg.	neg.	neg.	neg.
Dichte	2,95 g/cm ³	2,80 g/cm ³	2,75 g/cm ³	2,78 g/cm ³	2,90 g/cm ³

	F_{28}	F_{96}	F_{36}	F_{45}	F_{40}
SiO ₂	26,2 Gew%	29,4 Gew%	29,3 Gew%	27,0 Gew%	25,8 Gew%
Al ₂ O ₃	19,2 Gew%	17,7 Gew%	16,8 Gew%	18,0 Gew%	18,2 Gew%
Fe ₂ O ₃	6,7 Gew%	1,9 Gew%	3,0 Gew%	4,3 Gew%	6,6 Gew%
FeO	23,9 Gew%	9,1 Gew%	7,0 Gew%	11,4 Gew%	19,1 Gew%
MgO	11,9 Gew%	30,0 Gew%	31,6 Gew%	25,6 Gew%	16,7 Gew%
CaO	–	–	–	–	–
Na ₂ O	0,1 Gew%	0,1 Gew%	–	–	–
K ₂ O	–	–	–	–	–
TiO ₂	0,1 Gew%	0,1 Gew%	–	0,1 Gew%	–
H ₂ O	12,0 Gew%	12,5 Gew%	12,9 Gew%	12,7 Gew%	12,8 Gew%
Summe	100,1 Gew%	100,8 Gew%	101,0 Gew%	99,1 Gew%	99,2 Gew%

F_{28} Mg-Thuringit

Formel berechnet auf 28 O: $(Mg_{3,71}Fe_{4,18}^{2+}Fe_{1,05}^{3+}Al_{2,22}^{VI})_{11,49}(Al_{2,51}^{IV}Si_{15,49})_8O_{19,25}(OH)_{16,75}$

Paragenese: p. 190

Fundort: Koord. 650,000/105,400

F_{96} Klinochlor

Formel berechnet auf 28 O: $(Mg_{3,65}Fe_{1,48}^{2+}Fe_{0,28}^{3+}Al_{1,74}^{VI})_{12,16}(Al_{2,31}^{IV}Si_{15,69})_8O_{19,88}(OH)_{16,12}$

Paragenese: Hb, Chlor (Karb, Bi, Ru, Erz)

Fundort: Koord. 643,326/101,171

F_{36} Klinochlor

Formel berechnet auf 28 O: $Mg_{9,06}Fe_{1,12}^{2+}Fe_{6,44}^{3+}Al_{1,54}^{VI})_{12,16}(Al_{2,28}^{IV}Si_{15,72})_8O_{19,46}(OH)_{16,54}$

Paragenese: Hb, Dol (Erz, Cr-Ep, Chlor, Tit, Ru)

Fundort: Koord. 650,850/105,532

Corrigenda

Auf Seite 216 oben der Arbeit R. WETZEL lauten die Formeln richtig:

F_{45} Klementit

Formel berechnet auf 28 O: $(\text{Mg}_{7,69}\text{Fe}_{1,93}^{2+}\text{Fe}_{0,66}^{3+}\text{Al}_{1,74}^{\text{VI}})_{12,03}(\text{Al}_{2,55}^{\text{IV}}\text{Si}_{5,45})_8\text{O}_{18,9}(\text{OH})_{17,1}$

F_{40} Mg-Thuringit

Formel berechnet auf 28 O: $(\text{Mg}_{5,26}\text{Fe}_{3,40}^{2+}\text{Fe}_{1,07}^{3+}\text{Al}_{2,02}^{\text{IV}})_{11,75}(\text{Al}_{2,53}^{\text{IV}}\text{Si}_{5,47})_8\text{O}_{17,93}(\text{OH})_{18,07}$

Fundort: Koord. 650,075/105,400

Es ist zusammenfassend festzuhalten, dass das Fe–Mg-Verhältnis in Chloriten wesentlich vom Muttergestein (beziehungsweise vom Wirtmineral) bestimmt ist, dass der Si-Gehalt (und damit der Al^{IV} -Gehalt) nicht vom Chemismus des Muttergesteins abhängt und dass keine einsinnige Variation der Chloritchemismen vom W in den E der FZ s.s. beobachtet werden konnte.

11. Talk

Talk ist ein Begleiter der ultrabasischen Linsen und ist an deren Kontaktzone gebunden. Während er am Stockknubel wenig in Erscheinung tritt, ist er im Lorancotal weit verbreitet. Häufig beobachtet man Erzkörnchen an Spaltissen und Verwachsungen $\parallel(001)$ mit Pennin.

Talk bildet sich aus Antigorit und Magnesit, vielleicht auch vereinzelt aus Dolomit (Furggtal). Talkpseudomorphosen nach Grammatit in einem Talk-Antigoritschiefer des Lorancotals zeigen, dass Talk auch aus Grammatit entstehen kann (Fig. 29). Talk scheint sich manchmal in Pennin umzuwandeln, der seinerseits von Klinochlor (Sheridanit) vom Rand her ersetzt wird.

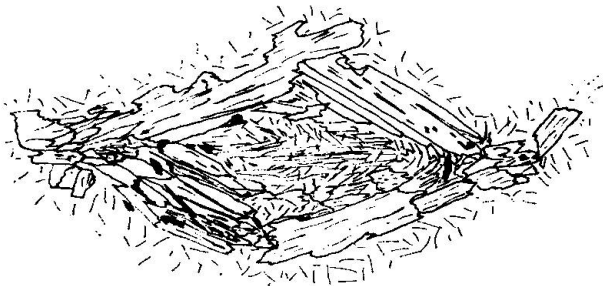


Fig. 29. Talkpseudomorphose nach Grammatit in Talk-Antigorit-Schiefer (F_{34a}). Vergr. 20 \times .

12. Antigorit

Die Serpentine bestehen zur Hauptsache aus Antigorit. Chrysotil oder Lizardit ist nicht beobachtet worden. Die optischen Daten eines Antigorits aus dem Stockknubelserpentinit lauten:

nX	1,572	farblos
nY	1,576	schwach grünlich
nZ	1,576	schwach grünlich
nZ-nX	0,004	
2V _x	30-35°	
Elong.	negativ	

Der Eisengehalt liegt zwischen 1 und 2 Gew%. Bei einem farblosen Antigorit aus dem Lorancotal ist er kleiner als 1 Gew%. Die Verteilung des Eisens über die Körner ist sehr gleichmässig (Mikrosonde).

In den forsteritführenden Serpentinitten treten zwei Generationen von Antigorit auf. Der ältere Antigorit ist feinschuppig oder feinfaserig, geregelt und deformiert. Der jüngere Antigorit entsteht aus dem Forsterit. Er ist grobsparrig, unregelmäßig und kaum deformiert. Maschen- oder Fensterstrukturen treten nicht auf.

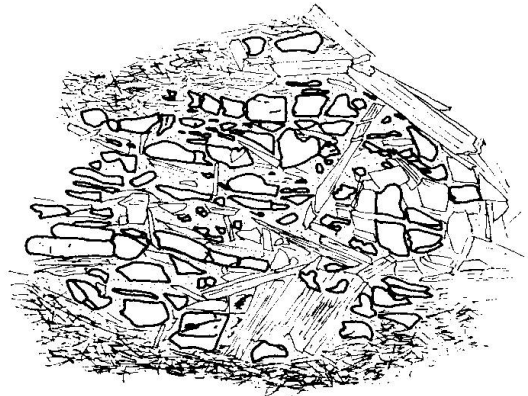


Fig. 30. Grobschuppiger Antigorit mit Forsteritrelikten im Serpentinitt (S₁₅). Vergr. 34×.

Antigorit ist vergesellschaftet mit Talk, Ankerit (Siderit), Grammatit, Pennin und Chrom-Chlorit, Diopsid, Olivin, reliktschem Pyroxen und Titanclinohumit. Kalzit tritt nicht zusammen mit Antigorit auf, während Brucit im Stockknubelserpentinitt zusammen mit Forsterit und Antigorit vorkommt (S₁₅, p. 174). In den Randzonen der Serpentinite wandelt sich der Antigorit in Talk um, bei Diopsid (und Grammatit) auch in Pennin. Mit Talk, Pennin, Olivin und reliktschem Pyroxen steht er nicht im Gleichgewicht. Er bildet sich aus den zwei letztgenannten Mineralien, ohne dass noch ein weiteres Mineral an der Umsetzung beteiligt ist.

13. Chloritoid

Chloritoid ist in der FZ ein seltenes Mineral. Am Stockknubel tritt er nur in sehr albitarmen Granatglimmerschiefern (bis Quarziten) als korrodierte, von Chlorit und Hellglimmer um- und durchwachsene Porphyroblasten auf (Fig. 31). Im Saastal, Furggtal und im Lorancotal trifft man ihn vereinzelt als Einschluss in Granaten von Granatglimmerschiefern.

Die optischen Daten der Chloritoide variieren wenig: Pleochroismus schwach: n_X grünlich, n_Y bläulich-grau, n_Z gelblich; Absorption $n_Y > n_X > n_Z$, Dispersion fast unmerklich; Elong. neg.; $2V_z$: $30-40^\circ$; $n_Z - n_X$: 0,006; Korngrösse: sehr selten Porphyroblasten bis 3 mm; als Einschlüsse $< 0,2$ mm; polysynthetische Verwachsungen $//(001)$ bei grösseren Kristallen. Einschlüsse: Rutil, Erz, Quarz, Chlorit; Verwachsungen mit Hellglimmer (Paragonit) und Chlorit $//001$. Regelung: die Chloritoide sind parallel den Glimmerzügen geregelt. Undulöse Auslöschung, Risse und Brüche weisen auf eine starke Deformation hin.

Die geringe Absorption spricht für Mg-reiche Chloritoide (Sismondin, BEARTH 1963, p. 276).

Die Chloritoide wandeln sich am Stockknubel in ein sparriges, schwach deformiertes Gemisch von Chlorit, Hellglimmer und sehr wenig Erz um. Während dieser Umwandlung sind die Chloritoide rotiert worden (Fig. 31).



Fig. 31. F_{74a} (p. 190), Erl. s. Text. Vergr. $8\times$.
Q: Quarz, C: Chlorit, H: Hellglimmer, Bildmitte: Chloritoid.

Weiter im Osten der FZ s.s. werden die Chloritoide durch Almandin ersetzt. Der Chloritoid wurde demnach vor dem Granat, dem Hellglimmer und dem Chlorit gebildet. Seine Kristallisation fällt in eine frühe Phase der alpinen Metamorphose.

Mit Chloritoid zusammen treten auf: Quarz, Chlorit, Hellglimmer (Paragonit u. a.), Granat, stark undulöser Klinozoisit mit bräunlich pleochroitischem Kern, Erz (Magnetit?), Rutil, Apatit und spärlich brauner Biotit.

14. Brucit

Brucit wurde nur in einer einzigen olivinführenden Probe des Stockknubelserpentinitis beobachtet. Da er optisch nicht sicher zu identifizieren war, wurde

er auf der Mikrosonde analysiert. Der Brucit bildet undulöse Schüppchen, Plättchen oder Fasern, die in Reihen parallel zur Schieferung angeordnet sind. Er verteilt sich über den ganzen Dünnschliff und ist nicht um die Forsteritrelikte angehäuft.

15. Feldspäte

a) Albit (Oligoklas)

Lediglich in den Ultrabasiten und in einigen Quarziten, Glimmerschiefern und Marmoren kann Albit fehlen. Er ist auch das verbreitetste und häufigste Mineral in Klüftfüllungen, Adern, Sekretionen und Konkretionen. Im Saastal und am Stockknubel bestehen grössere Gesteinspartien fast nur aus Albit, der in die ursprünglichen Gesteine eingedrungen ist und diese verdrängt hat.

Wenn hier von Albit die Rede ist, so ist das nur beschränkt richtig. Analysen auf der Mikrosonde und Messungen auf dem U-Tisch erbrachten das wichtige Faktum, dass der Anorthitgehalt der Plagioklase in der FZ s.s. vom Westen nach Osten zunimmt. Die zur Bestimmung herbeigezogenen Feldspäte entstammen Karbonatgesteinen, Prasiniten (karbonatführend) und einigen epidot- und karbonatführenden Glimmerschiefern, die jeweilen am Stockknubel, im Furggtal und im östlichen Lorancotal gesammelt wurden.

Am Stockknubel liegen reine Albite (0–5% An) vor. Diese Albite sind nicht oder nur schwach zoniert. Schon im Furggtal bewegt sich der Anorthitgehalt der Plagioklase um 10%. Im östlichen Lorancotal schliesslich tritt Oligoklas (20–30% An) auf. Die Plagioklase sind hier meist zonar und löschen fleckig undulös aus. Der Kern der Feldspäte besteht aus Albit mit 0–10% An, während die Randzone von Oligoklas bestritten wird. Der Oligoklas ist also jünger als der Albit.

Die regionale Grenze zwischen Albit (bis 10% An) und Oligoklas (20–30% An) zieht im obersten Lorancotal durch. Sie verläuft etwa senkrecht zum grosstektonischen Streichen der Gesteine, ist demnach in bezug auf die tektonischen Strukturen diskordant (p. 229).

Aus den Messungen auf dem U-Tisch ging hervor, dass weitaus die meisten Zwillinge (einfache und polysynthetische) dem Albitgesetz gehorchen. Hin und wieder tritt auch Verzwillingung nach dem Periklingesetz auf. Verzwillingt sind besonders die Albitidoblasten der Albitite, Albitgänge, einzelner Karbonatgesteine und Gneise. Sie sind unregelmäßig, aber meist stark deformiert und niemals zoniert. Seltener verzwillingt sind die oft parallel S gelängten Poikiloblasten (bis über 1 mm Grösse) der meisten Gneise, Schiefer und Prasinite. Die Albitpoikiloblasten schneiden häufig die Schieferung glatt ab und enthalten alle anderen Mineralien (selten Chlorit) des Gesteins als kleinere Einschlüsse.

Wo die Albitrekristallisation am Anfang steht – in vielen Amphiboliten, in Quarziten und Glimmerschiefern – bildet der Feldspat eine amöbenartige,

völlig unregelmässig ausgebildete Grund- und Zwischenmasse oder Zwickelfüllungen. Diese Feldspäte löschen undulös aus und zeigen weder Zwillinge noch Spaltrisse. Hie und da treten in Glimmerschiefern und Gneisen graphische Implikationsstrukturen mit Quarz auf.

b) Kalifeldspat

Kalifeldspat ist in der FZ s.s. ein sehr seltenes Mineral. Er findet sich untergeordnet in einzelnen Zweiglimmergneisen, die keine oder ganz wenige Amphibolitlinsen führen. Lediglich in der Augengneisschuppe des Lorancotals bilden die Kalifeldspäte bis mehrere Zentimeter lange Quader oder Linsen, die parallel S eingeregelt, zerbrochen und ausgewalzt sind und von den Schichtsilikaten umflossen werden. U. d. M. verraten unregelmässige Flecken mit Zwillingsgitterung den Mikroklin. Perthitstrukturen sind selten und sehr fein. Die grossen Kalifeldspäte gehören zu einer präalpinen (magmatischen?) Paragenese; anhand des untersuchten Materials ist es unmöglich zu entscheiden, ob Kalifeldspat auch alpin neu gebildet wurde.

Die Seltenheit von Kalifeldspat ist zum Teil darauf zurückzuführen, dass er sich in Hellglimmer umgewandelt hat (p. 189; BEARTH 1953, p. 47).

16. Quarz

Quarz fehlt nur in den Ultrabasiten. Im selben Gestein tritt Quarz oft in zwei Generationen auf.

Die älteren Körner sind gross (0,5–2 mm), oft //S gestreckt. Ihre Form ist unregelmässig, amöbenartig und verzahnt. Sie zeigen alle möglichen Deformationserscheinungen: undulöse Auslöschung, Brüche senkrecht zu S (Spalten nicht selten mit Erz oder Karbonat gefüllt), randliche Mörtelbildung in Gneisen und Glimmerschiefern bis zur völligen Zerreibung in Myloniten. Die zweite Generation ist kleiner (0,01–0,8 mm), mit polygonalen Umrissen, ± isometrisch und nicht oder wenig tektonisiert. Solche Quarze kommen vor allem in Amphiboliten (Grundmasse von idiomorphen Granaten), in Eklogiten, in rekristallisierten Quarziten und im Druckschatten von Granaten vor. Wenn Quarz als Einschluss in Albit, Granat, Hornblende, Epidot oder Karbonat auftritt, ist er gerundet und weder undulös noch zerbrochen.

17. Apatit

Apatit ist ein verbreiteter Neben- oder Übergengenteil aller Gesteine der FZ. Die Körner sind immer gerundet, farblos, mit sehr niedriger Doppelbrechung, einachsig negativ oder schwach zweiachsig. Der Brechungsindex liegt zwischen 1,63 und 1,64; bei den grossen Kristallen der Kalksilikatfelse und Karbonatgesteine war das Relief so hoch, dass die Unterscheidung von Vesuvian Schwierigkeiten bereitete (Apatite mit hohem Wasser-Gehalt). Grössere Kristalle sind mehr oder weniger tektonisiert, undulös, zerbrochen, in

Subindividuen aufgeteilt. Auffällig ist die Vergesellschaftung von Apatit mit Granat, entweder nahe bei Granat, als Einschluss oder bei zersetzten Granaten.

18. Zirkon, Rutil, Titanit

Rutil ist vornehmlich in kalziumarmen Gesteinen und in omphazitführenden Paragenesen reichlich vorhanden.

Die Körner sind klein (meist $<0,1$ mm), gerundet, von brauner bis honiggelber Eigenfarbe, klar oder trübe. In Eklogiten und ultrabasischen Gesteinen ist er manchmal perlschnurartig parallel S angeordnet. Brookit und Anatas wurden nicht beobachtet.

In Prasiniten und karbonat- oder epidotführenden Gesteinen nimmt Titanit als Titanitmineral teilweise oder ganz den Platz von Rutil ein. Er umwächst und verdrängt diesen völlig. Oft weist nur noch ein kleiner Rutilkern auf die Herkunft des Titanits. In einzelnen Amphiboliten wandelt sich Rutil in Ilmenit um.

Der Titanit wächst quer zu allen anderen Mineralen und schliesst diese auch ein: Hornblende, Klinozoisit, Granat, Erz, Hellglimmer. Er beweist damit, dass er mit oder nach den genannten Mineralien kristallisierte.

Neben der Umwandlung von Rutil in Titanit kann Titanit durch Sammelkristallisation in der Diablastik oder als Ausscheidungsprodukt von stark tektonisierten, titanhaltigen Mineralien, zum Beispiel Granat oder Hornblende, entstehen. Bei den Reaktionen Hornblende \rightarrow Biotit und Biotit \rightarrow Chlorit wird feinkörniger, filzartiger Titanit frei, der an den Spaltrissen ausgeschieden wird und später rekristallisieren kann.

Monazit (Zirkon?) mit einem radioaktiven Hof wurde nur in Glimmern von Glimmerschiefern gefunden.

19. Karbonate

Es zeigte sich, dass in den Gesteinen der FZ s.s. verschiedene Karbonate auftreten. Es wurden, besonders im Hinblick auf eine Unterscheidung der prä-mesozoischen Dolomite von den mesozoischen Dolomitmarmoren, Karbonate aus 21 Gesteinen auf der Mikrosonde analysiert (Fig. 32, p. 222).

Es sind drei verschiedene Karbonatgruppen zu unterscheiden, die durch Mischungslücken getrennt sind: Kalzite mit geringen Eisen- und Magnesiumgehalten, dann Dolomite, bei denen das Magnesium bis zu einem gewissen Teil durch Eisen ersetzt sein kann (bis 13% $\text{FeCO}_3 \rightarrow$ Ankerit), wobei der Anteil an Kalzium konstant bleibt, und schliesslich eisenhaltige Magnesite.

Ausser bei den Kalziten entspricht der bestimmte Eisengehalt nicht dem ursprünglichen Eisengehalt der Karbonate, weil stets eine mehr oder weniger umfangreiche Erzausscheidung (Limonit?) am Rand und an den Spaltrissen der Karbonatkristalle stattgefunden hat.

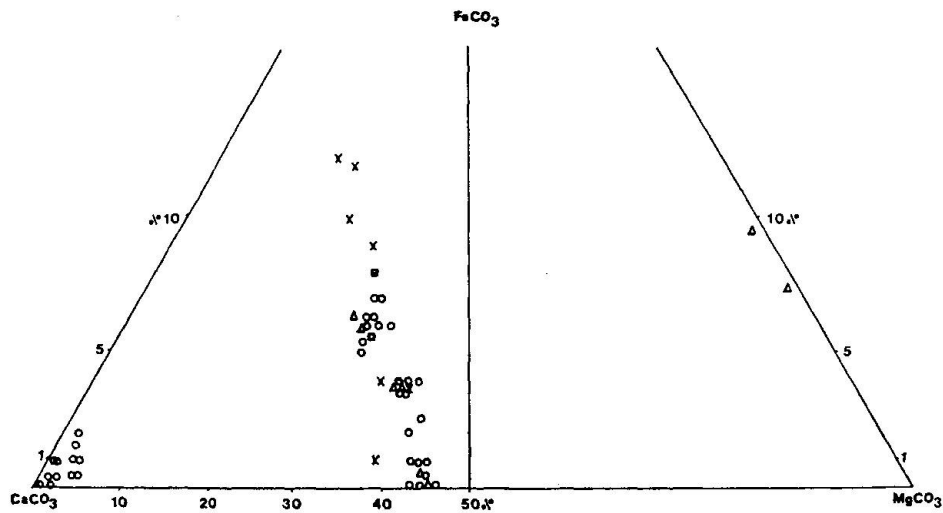


Fig. 32. Dreiecks-Diagramm mit den Karbonatanalysen in Gew% der Endglieder.
Karbonate in: O Karbonatgesteinen, Δ Ultrabasiten, × Glimmerschiefern, □ Klüften.

Die Mischbarkeit von Kalzit und Siderit ist sehr beschränkt (höchstens 2% FeCO_3 in CaCO_3). Dagegen kann der Magnesit bedeutend mehr Eisen einbauen. Bei Kalziten, die bei der Aktinolithbildung aus Dolomit kristallisierten, beträgt der Anteil an MgCO_3 am Stockknubel 1,5 bis 2,5%, im Furggtal etwa 2% und im Lorancotal steigt der Magnesitgehalt auf 4 bis 5%. Rekristallisierte Kalzite, die scheinbar nicht an einer Reaktion beteiligt sind, können am Stockknubel bis zu 3%, im Furggtal bis zu 5% MgCO_3 enthalten.

Abgesehen davon, dass in den alten Marmoren des Stockknubels sehr wenig neugebildeter Kalzit auftritt, unterscheiden sich diese Dolomite chemisch nicht von den jüngeren Dolomiten. Nach GOOSSENS sollen (1965) sich die prämesozoischen Dolomitmarmore durch ihren ausserordentlich hohen MgCO_3 -Gehalt sowohl von den Marmoren der Valpelline-Serie (magnesiumhaltige Kalzite) als auch von den Marmoren der mesozoischen Mulden (meist Glieder der Reihe Kalzit-Dolomit) abheben. Dass viele der von GOOSSENS analysierten Karbonate Mischglieder zwischen Kalzit und Dolomit sind, ist wahrscheinlich darauf zurückzuführen, dass seine analysierten Proben sowohl Kalzit als auch Dolomit enthielten.

Die eisenreichsten Dolomite kommen in Glimmerschiefern und auf Klüften vor (bis 13% FeCO_3). In Ultramafiten wurde selten auch bräunlich-gelblich pleochroitischer Siderit angetroffen.

Magnesit tritt nur in einem Talk-Magnesitschiefer im Kontakthof eines Serpentinits im Lorancotal auf.

Das verbreitete Karbonat in Klüften und Drusen, die weit von Karbonatgesteinen entfernt sind, zeigt, dass die Karbonatsubstanz sehr mobil war. Das Karbonat in vielen Gneisen und Glimmerschiefern ist erst sehr spät, das heisst mit oder nach der Kristallisation des Albits, in diese Gesteine eingedrungen

und ausgeschieden worden. Die Kristallisation von Dolomit hat auch die spätesten Bewegungsphasen überdauert.

Karbonate (vor allem Kalzit) entstehen häufig durch Zersetzung von anderen Mineralien: von Hornblende, Epidot, Zoisit und Granat. Weiterhin können Dolomit oder Kalzit aus der Diablastik rekristallisieren. Bei der Umwandlung von Diopsid in Grammatit wird das freigesetzte Kalzium zum Teil als Kalzit festgehalten, ebenso bildet sich Kalzit bei der Reaktion $\text{Dolomit} + \text{Quarz} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Aktinolith} + \text{Kalzit} + \text{CO}_2$.

DIE METAMORPHOSE

1. Falten, Klüfte, Mylonite und Schieferungen

Bevor Kluft- und Faltenachsenmessungen ausgewertet werden können, müsste die Frage beantwortet werden: welche Rolle spielt die Inhomogenität der Gesteine bei Faltung und Bruchbildung?

Die FZ ist durch ihre Inhomogenität ausgezeichnet; kompetente und inkompetente Schichten wechseln ständig miteinander ab. Oft fiel mit auf, dass Klüfte beim Übergang in ein anderes Gestein unvermittelt die Lage änderten oder überhaupt verschwanden; oder dass Faltenachsen in der Nähe von ultrabasischen Linsen ganz andere, aussergewöhnliche Richtungen aufweisen. Auch die Schieferungsfläche verändert ihre Lage je nach den Amphibolitlinsen ständig.

a) Falten

Grossfalten sind in der FZ s.s. eine Seltenheit, während Falten mit Amplituden bis in den Meter-Bereich sehr häufig auftreten. Man kann mindestens drei Faltensysteme unterscheiden.

Die B-Achsen des jüngsten Systems laufen etwa N-S und fallen schwach gegen N. Diese Falten haben Amplituden vom Zentimeter- bis höchstens in den Meter-Bereich und sind besonders in Quarziten und tafeligen Kalkschiefern gut erkennbar.

Ein zweites Faltensystem mit etwa E-W streichenden und nach W tauchenden B-Achsen bildet viel grössere Falten. Im Osthang des Saastales und unten im Vallone Pasquale (Lorancotal), an der Grenze zur Antronamulde, trifft man solche Falten an. In beiden Fällen ist der Südschenkel von einer Störungszone abgeschnitten. Diese B-Achsen-Richtung geht etwa parallel zur Hauptstreckungsachse der Amphibolitlinsen und zur Hauptlineation, die vor allem durch die linear geregelten Hornblendestengel markiert ist. Sie deckt sich mit der Achsenrichtung der alpidischen Grossfalten in den Rahmengesteinen der FZ (BEARTH 1967, p. 108).

Ein drittes System von B-Achsen beobachtete ich an den intensiv verfalteten Amphibolitlinsen des Stockknubels. Sie laufen NW-SE und fallen etwa 40° nach NW ein. Auch die hellen Bänder und die Feinfältelungen scheinen nach diesem System verfaltet zu sein. Die Falten dieses Systems sind in der FZ s.s. am zahlreichsten.

b) Klüfte, Mylonite

Die meisten Gesteine der FZ sind stark zerklüftet. Doch erschweren die Aufschlussverhältnisse die Kluftrichtungenmessungen. Die 180 Messungen, welche für die stereographische Projektion (s. Fig. 33) verwendet wurden, genügen nicht, um alle Maxima der Kluftpole aufzuspalten.

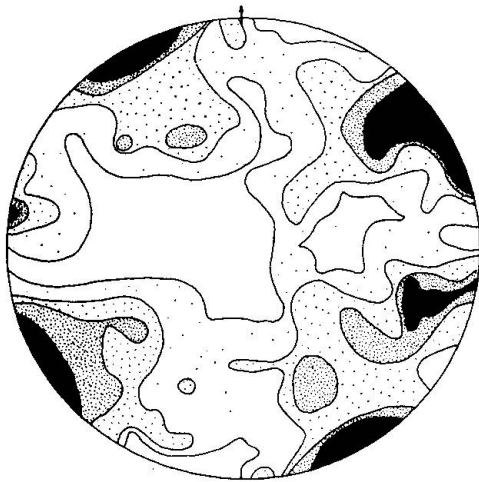


Fig. 33. 180 Kluftpole aus der FZ, projiziert auf die obere Halbkugel (Schmidtsches Netz); Abstufung: 0-1, 2-3, 4-5, 5-6, 7-8, 10 und $>10\%$.

Aus Fig. 33 ist zu entnehmen, dass die Werte für eine Kluftrichtung beträchtlich schwanken. Deutlich in Erscheinung treten zwei Maxima.

Das eine Maximum steht für zwei sich überschneidende Klufsysteme: K_1 N140-150E \perp bis 70NE und K_2 330-340E \perp bis 75SW. K_1 sind die jüngsten Klüfte. Sie treten als enge Scherklüfte auf, die mit Karbonat und Chlorit, seltener mit Albit gefüllt sind. Entlang derselben beobachtet man dextrale Versetzungen bis in den Meter-Bereich. Die Klüfte K_2 sind offene Zerrklüfte; gewöhnlich sind sie mit grobkristallinem Albit, Chlorit, Karbonat und Quarz zugewachsen. Manchmal laufen sie parallel zu K_1 , sind jedoch älter als K_1 ; K_2 ist stellenweise schwach gewellt und steht senkrecht zur Hauptlineation (ac-Klüfte); sie ist die verbreitetste und am schönsten ausgebildete Kluft.

Das andere Maximum entspricht einem Zerrklufsystem K_3 , das N240-250E streicht und senkrecht steht oder steil nach SE fällt. Diese Klüfte können mit Epidot und Albit gefüllt sein.

Neben den Hauptklufsystemen K_1 , K_2 und K_3 treten noch andere, weniger wichtige Klüftungen mit wechselnder Häufigkeit auf. K_4 läuft N200-210E und

fällt durchschnittlich 70° gegen SE. Es handelt sich um offene Zerrklüfte, die oft mit Albit, Chlorit, Quarz und Erz gefüllt sind. Sie sind jünger als K_2 .

Die ältesten Klüfte sind die Scherklüfte parallel S: N70E/40–50NW. Auf ihnen findet man keine Mineralien; die Klüftflächen sind meist schwach verbogen.

Die jüngsten Tektonisierungsphänomene in der FZ s.s. sind die Mylonit-zonen. Ausser Dolomit, Chlorit und Turmalin sind in ihnen keine Mineralien rekristallisiert. Sie ziehen in subparallelen Scharen ungefähr N70E (das heisst im Streichen der FZ) und stehen steil. Man trifft sie häufig im Lorancotal; sie werden gegen W seltener und fehlen am Stockknubel vollständig. Wahrscheinlich stehen sie mit der Simplon-Centovalli-Störung im Zusammenhang.

c) Schieferungen

Neben der stark ausgeprägten Hauptschieferung S_1 , die parallel zur Stoffbänderung läuft, existiert noch eine jüngere Schieferung. Sie entgeht dem Beobachter sehr leicht und ist nur vereinzelt in Albitgneisen und Glimmerschiefern festzustellen. Die jüngere Schieferung schneidet die ältere unter einem Winkel von $20\text{--}30^\circ$ und liegt parallel zur Axialebene einer Feinfältelung (drittes Faltensystem: NW-SE/40NW?).

2. Reaktionen

Es gibt in der ganzen FZ s.s. kein Gestein, in welchem nicht irgendeine Reaktion «eingefroren» ist. Obwohl die Identifizierung von Reaktionen u.d.M. oft sehr problematisch ist, wurde in der Tab. 13 versucht, die häufigsten und eindeutigsten Umsetzungen zusammenzustellen. Die Korrosion durch Albit wurde weggelassen.

Es mag auffallen, dass keine der Umsetzungen als stöchiometrische Gleichung aufgeschrieben wurde. Das liegt daran, dass nur in den wenigsten Fällen alle festen Reaktionspartner u.d.M. zu beobachten sind. Vielmehr ist gewöhnlich ein Teil der an der Reaktion beteiligten Komponenten zugeführt worden und ein anderer Teil wegdiffundiert. Am mobilsten scheinen dabei das Natrium und das Kalzium (Kalium?) zu sein.

Es ist bemerkenswert, dass die Zahl der Phasen bei den Umwandlungen fast immer erhöht wird. Die Umwandlung vollzieht sich an einem einzelnen Mineralkorn, wobei die zur Umsetzung benötigten Komponenten an die Stelle der Reaktion wandern.

Aus der Tabelle ist ersichtlich, dass die meisten Reaktionen auf eine Hydratisierung (seltener Karbonatisierung), das heisst auf eine Zufuhr von H_2O (CO_2) hinauslaufen. Es handelt sich also um Reaktionen, welche für eine Retromorphose charakteristisch sind. Unten soll gezeigt werden, dass in der

Tabelle 13. Die häufigsten Umsetzungen

Ausgangs- mineral	Reaktionsprodukte	freigesetzte* Komponenten	benötigte* Komponenten	Gestein
Omphazit	Diablastik, Hornblende, Albit, Karbonat, Epidot, Zoisit, \pm Biotit		H ₂ O, CO ₂	
Granat	Albit + blassblaue Hornblende Epidot + Diablastik Epidot (Zoisit) Epidot + blaugrüne Horn- blende \pm Erz, Glimmer grüner Biotit		H ₂ O H ₂ O H ₂ O H ₂ O	
Rutil	Titanit Ilmenit		H ₂ O, K H ₂ O, K Ca, Si Fe	Basite
Hornblende	Chlorit \pm Kalzit Biotit	\pm Ca Ca	H ₂ O, CO ₂ , Al? H ₂ O, K	
Epidot	Chlorit + Kalzit		H ₂ O, CO ₂ , Mg	
Plagioklas	Zoisit + Albit + Quarz		H ₂ O	
Biotit	Chlorit + \pm Erz	K, Fe	H ₂ O	
relikt. Pyroxen	Dipsid + Antigorit \pm Chlorit, Erz			
Olivin	Antigorit (zum Teil Brucit?)		H ₂ O, Si	
Antigorit	Talk (Chlorit V)		Si, (Al)	Ultra- basite
Diopsid	Grammatit (zum Teil mit Kalzit)	zum Teil Ca	H ₂ O	
Grammatit	Talk (zum Teil mit Kalzit)	zum Teil Ca		
Chloritoid	Granat Chlorit + Hellglimmer (Paragonit?) \pm Erz	H ₂ O	H ₂ O, Na/K, Mg	
Granat	Chlorit \pm Biotit, Hell- glimmer, Epidot, Erz		H ₂ O, K	Glim- mer- schiefer und Gneise
Hornblende	Chlorit Chlorit + Albit + Hellglimmer	Ca Ca	H ₂ O H ₂ O, K?, Al?	
Biotit	Chlorit \pm Titanit, Erz Phengit + Erz	K	H ₂ O	
Zoisit	Kalzit + Hellglimmer + Chlorit		K/Na	Kar- bonat- gesteine
Dolomit	aktinolithische Hornblende + Kalzit	CO ₂	Al, Si, H ₂ O	

* In den Spalten «freigesetzte Komponenten und benötigte Komponenten» sind nur jene Elemente angeführt, welche dem Ausgangsmineral und den Reaktionsprodukten nicht gemeinsam sind. Das Verhältnis der Komponenten zwischen den Reaktionspartnern wurde nicht berücksichtigt.

FZ s.s. nicht alle Hydratisierungsreaktionen als Anzeichen einer Diaphtorese gedeutet werden können (p. 239).

3. Verlauf der Metamorphose und Metamorphosegrad

Eindeutige Spuren einer präalpinen Metamorphose sind in der FZ s.s. nirgends beobachtet worden. Dies darf nicht erstaunen, denn ihre Gesteine sind während der alpinen Metamorphose völlig rekristallisiert. Zwei Dinge nur deuten

darauf hin, dass die Gesteine polymetamorph sind: der hohe Grad der Kristallinität. Wenn man die Gesteine der FZ mit chemisch ähnlichen, aber monometamorphen Gesteinen in anderen Regionen der Alpen vergleicht, fällt sogleich die viel weiter fortgeschrittene Rekristallisation der Gesteine der FZ auf, auch wenn die monometamorphen Gesteine noch höheren Temperaturen ausgesetzt waren (zum Beispiel Quartenschiefer im Lukmaniergebiet, M. FREY 1969). Den zweiten Hinweis liefern Diopsid und Granat, welche in Marmoren (Kalksilikatfelsen) der FZ in der Südabdachung der Monte Rosa-Decke vorkommen (G. V. DAL PIAZ 1966, p. 114). Die Kristallisation von Diopsid in Marmoren erfordert normalerweise eine höhere Temperatur, als sie sonst in dieser Region der MR-Decke geherrscht hat. In den Marmoren der FZ s.s. tritt Diopsid nie auf.

Wenn im folgenden von Metamorphose die Rede ist, so ist die alpine Metamorphose gemeint und es wird – mangels Gegenbeweisen – angenommen, dass alle heute noch erkennbaren Reaktionen und Neubildungen durch die alpine Metamorphose bedingt sind.

Für das Verständnis des metamorphen Geschehens in der FZ s.s. ist die penetrative Durchbewegung von grundlegender Bedeutung. Diese Durchbewegung hat wesentlich dazu beigetragen, dass die FZ s.s. als System geöffnet wurde. Einerseits wurde dadurch die Zirkulation der fluiden Phase bedeutend erleichtert, andererseits leistete die Kornzerkleinerung der Rekristallisation (Oberflächenvergrößerung) Vorschub.

Die Zufuhr von H_2O und CO_2 (und?) löste eine ganze Reihe von Umwandlungen und Reaktionen aus. Es ist auffällig, dass die Reaktionen selektiv eingesetzt haben (selektive Durchbewegung), und dass sie nur in den seltensten Fällen ganz abgelaufen sind. Gewöhnlich stehen die Mineralien der Gesteine miteinander im Ungleichgewicht. Dies äussert sich in der hohen Zahl von Phasen, in den Verwachsungen und Umsetzungen, in den zahllosen Korrosionserscheinungen, den Implikationsstrukturen und nicht zuletzt in den häufigen Zonarstrukturen oder im Auftreten verschiedener Generationen derselben Mineralart im gleichen Gestein.

a) Zum Ablauf der Metamorphose

Die selektive Wirkung der «Retromorphose» und die «eingefrorenen» Reaktionen erlauben, den Ablauf der Metamorphose cum grano salis zu rekonstruieren. Die wichtigsten hierzu verwendeten Beobachtungen werden an dieser Stelle in Kürze zusammengestellt:

In Abhängigkeit von der Zeit

1. Die Kristallisationsabfolge in basischen Gesteinen: Omphazit – Glaukophan – blaugrüne Hornblende – (aktinolithische) Hornblende.

- | | | |
|---------------------------------|---|--|
| 2. | Stockknubel | Lorancotal |
| älteste Paragenesen in Basiten: | Omphazit, Granat,
Rutil | Omphazit, Granat,
Rutil |
| jüngste Paragenesen: | akt. Hornblende
Albit
Epidot
Chlorit (Biotit)
Titanit | Hornblende
Oligoklas
Epidot
Chlorit (Biotit)
Titanit |
3. Kristallisationsabfolge in chloritoidführenden Gesteinen: Chloritoid – Granat – Chlorit, Hellglimmer
4. Die Kristallisationsabfolge in Ultramafiten: Serpentinisierung I – Forsteritneubildung (Diopsid)
Serpentinisierung II

In Abhängigkeit vom Ort

1. Albit mit 0–5% An im Westen, Albit mit ~10% An im mittleren Teil und Oligoklas mit 20–30% An im Osten der FZ s.s. Der Oligoklas bildet oft nur den äussersten Rand um einen Albitkern (~10% An): invers zonare Plagioklase.
2. Aktinolithische Hornblenden in Prasiniten vom Stockknubel, echte Hornblenden in «Prasiniten» des östlichen Lorancotals s. F₄₅, p. 209). Dabei ändert sich vor allem der Aluminiumgehalt der Hornblenden. Nur die zuletzt kristallisierten Hornblenden der basischen Gesteine zeigen eine eindeutige Änderung des Chemismus von Westen nach Osten. Bei den Chloriten ergibt sich kein Zusammenhang zwischen Chemismus und Metamorphosegrad.
3. In Glimmerschiefern der StZ tritt Chloritoid auf, der sich in Chlorit und Hellglimmer umwandelt. Im Osten der FZ s.s. erscheint Chloritoid nur noch selten und nur als gepanzertes Relikt in grossen Almandingranaten.
4. Von Westen nach Osten der FZ s.s. nimmt die Häufigkeit von Omphazit, Glaukophan und Diablastik stark ab. Glaukophan fehlt im östlichen Lorancotal (das heisst in der Oligoklaszone). Diablastik und Omphazit finden sich noch vereinzelt. Dafür sind die blaugrüne Hornblende und die echte Hornblende schön ausgebildet. Die Rekristallisation der basischen Gesteine ist hier viel weiter fortgeschritten als im Westen der FZ s.s.
5. Im Lorancotal ist der Biotit häufiger und schöner ausgebildet als im Westen.
6. Im mittleren Bognancotal tritt Staurolith auf.

Mit welchem Modell für den Ablauf der Metamorphose sind nun diesen Beobachtungen am besten vereinbar? Als eine erste allgemeine Schlussfolge-

rung ergibt sich, dass während der Metamorphose mehrere Kristallisationsphasen einander abgelöst haben, das heisst, dass die Metamorphose mehrphasig ist. BEARTH (1958, 1959 und 1966), VAN DER PLAS (1959), NICOLAS (1969) und HUNZIKER (1970) haben schon die Mehrphasigkeit der alpinen Metamorphose nachgewiesen. Die drei erstgenannten Autoren sind zu ganz analogen Ergebnissen hinsichtlich der Abfolge der Kristallisationsphasen in basischen Gesteinen gekommen. Abgesehen davon, dass der Glaukophan in der FZ s.s. nach dem Omphazit kristallisierte, stimmen auch meine Beobachtungen mit jenen der genannten Autoren überein.

Lediglich die ältesten und die jüngsten Paragenesen (ausser den retrograden Bildungen) sind in der FZ mit einiger Sicherheit fassbar. Dazwischen spielten sich eine grosse Zahl von komplexen Umsetzungen ab, die man in den einzelnen Gesteinsarten wohl auseinanderhalten kann, die sich jedoch nicht ohne weiteres miteinander korrelieren lassen. Immerhin lassen sich die einzelnen Phasen durch die Kristallisationsabfolge der verschiedenen Hornblenden für die basischen Gesteine definieren.

In den Eklogiten und Omphazitfelsen hat man die ältesten metamorphen Paragenesen vor sich (BEARTH 1959, 1965). Das heisst, dass der Omphazit (Chloromelanit), der mit diesem assoziierte Granat und der Rutil in der ersten jetzt noch ausscheidbaren Phase der Metamorphose gebildet wurden. Möglicherweise fällt die Kristallisation von Chloritoid ebenfalls in diese Phase. Es darf angenommen werden, dass bei der Entstehung von Eklogiten sehr hohe Drucke herrschten. Die Grössenordnung der zugehörigen Temperaturen ist schwierig abzuschätzen. YODER und TILLEY (1959) nehmen an, dass eklogitische Paragenesen bei 10 kbar oberhalb 700°C nicht stabil sind, dass sie aber bei über 10 kbar in wasserlosem Milieu auch unter dieser Temperaturgrenze gebildet werden könnten. Da in dieser Region der Alpen während der alpinen Metamorphose 700°C bei weitem nicht erreicht wurde, muss die Bildungstemperatur für diese Eklogite viel tiefer angesetzt werden. GREEN und RINGWOOD (1967) halten es für möglich, dass Eklogite selbst im Temperaturbereich der Glaukophanschieferfazies gebildet werden konnten, sofern der P_{H_2O} genügend niedrig ist. Die Eklogite in unserem Gebiet scheinen im Temperaturbereich der Grünschieferfazies entstanden zu sein (BEARTH, 1966).

Wichtig ist die Feststellung, dass am Anfang der alpinen Metamorphose eine Hochdruckphase steht, deren Paragenesen vom Westen bis in den Osten der FZ s.s. vertreten waren. Die PTX-Bedingungen der ersten Phase dürften in der ganzen FZ s.s. ähnlich gewesen sein, das heisst, dass die isofaziellen Flächen die FZ nicht geschnitten haben (und möglicherweise parallel zu den grosstektonischen Strukturen liefen).

Ganz anders ist der Tatbestand während jener Phase der Metamorphose, in der sich in den Basiten der StZ aktinolithische Hornblende (und Albit), im Lorancotal jedoch gemeine Hornblenden (und Oligoklas) gebildet haben

(jüngste Phase der Metamorphose, wenn man von der Retromorphose absieht). Die oben aufgezählten Beobachtungen zeigen, dass sich in dieser Phase der Metamorphosegrad von Westen nach Osten der FZ s.s. geändert hat. Die Temperatur nahm gegen Osten hin zu. Die Isograden laufen diskordant zum Streichen der FZ s.s. (zum Beispiel die Grenze zwischen Albit und Oligoklas, s. auch BEARTH 1958; E. WENK 1962). Im östlichen Lorancotal wurde demnach die anfängliche Hochdruckphase von einer Phase mit erhöhter Temperatur abgelöst (s. auch BEARTH 1958, p. 371; G. V. DAL PIAZ 1966, p. 117). Der neugebildete Forsterit in den Ultramafiten, die Kornvergrößerung von Granat, Epidot und Hornblende bei der Umwandlung Eklogit \rightarrow Prasinit weisen darauf hin, dass auch im Westen der FZ nach der Hochdruckphase eine Temperung stattgefunden hat (BEARTH 1962, p. 135). Doch ist die Temperatur nicht so hoch gestiegen wie im östlichen Lorancotal.

Ob die anfängliche Hochdruckphase mit den grossen Deckenüberschiebungen oder mit den späteren Rückfaltungserscheinungen (Einengung) zusammenhängt und ob man die Phase der Temperaturerhöhung in Verbindung mit der Tessiner Wärmebeule (E. WENK, 1962) sehen muss, sind noch offene Fragen.

Für die Umwandlung der Eklogite in Prasinite beziehungsweise Amphibolite ergibt sich aus dem hier angedeuteten PT-Verlauf, dass sie nicht ohne weiteres als retrograder Prozess gedeutet werden darf. BEARTH hat 1967 auf diesen Sachverhalt hingewiesen. Es scheint, dass Druckentlastung und Temperaturerhöhung in Eklogiten zu Reaktionen führen können, die definitionsgemäss als «retrograd» bezeichnet werden (Hydratisierung). Zweifellos hat auch eine «echte» Retromorphose in den Gesteinen der FZ s.s. eine grosse Rolle gespielt. Die Mehrzahl der erwähnten Reaktionen (p. 226) ist kennzeichnend für eine Retromorphose, so zum Beispiel die Chloritisierung der Biotite oder der Granate, die Umsetzungen Hornblende oder Epidot \rightarrow Chlorit (\pm Kalzit), Forsterit \rightarrow Antigorit, Diopsid \rightarrow Grammatit (\pm Kalzit) oder Chloritoid \rightarrow Hellglimmer und Chlorit. Der grösste Teil dieser Umsetzungen (vor allem die Chloritisierung und Karbonatisierung) erfolgte sehr spät.

b) Zu den PT-Bedingungen der Metamorphose

Ich beschränke mich hier auf die Abschätzung des Temperatur-Druck-Bereichs der jüngsten Phase der Metamorphose. In der StZ ist für diese Phase in Basiten die Paragenese Albit – aktinolithische Hornblende – Epidot – Chlorit (\pm Biotit, \pm Almandin) charakteristisch. Nach TURNER (1968) und WINKLER (1965) befinden wir uns damit im oberen Bereich der Grünschieferfazies. Im östlichen Lorancotal erscheinen in basischen Gesteinen Oligoklas und gemeine Hornblende. Wenn als Grenze zwischen der Grünschieferfazies und der Almandinamphibolitfazies der Albit-Oligoklasisograde gewählt wird, so gehören die Gesteine der östlichsten FZ s.s. schon in den niedrigst tempe-

rierten Bereich der Almandinamphibolitfazies. Staurolith als fazieskritisches Mineral tritt allerdings erst ein wenig weiter östlich, also im höher gradigen Bereich auf.

In der ganzen FZ s.s. wurden sowohl Biotit als auch almandinreicher Granat alpin neugebildet. Dass Oligoklas erst im Osten der Zone, also weit innerhalb der Biotit-(Almandin)Zone, auftritt weist auf einen sehr kleinen Temperaturgradienten hin.

Für die quantitative Abschätzung des Druck- und des Temperaturbereichs stehen nur wenige experimentell untersuchte Reaktionen zur Verfügung. Eine weitere Schwierigkeit erwächst daraus, dass die FZ s.s. als Ganzes gesehen zeitweise (nach der Eklogitbildung) ein offenes System war, wenigstens was das H₂O und CO₂ anbetrifft. In diesem Fall kann der Belastungsdruck nicht gleich dem Druck der fluiden Phase gesetzt werden.

Wie gross war nun etwa der Belastungsdruck während der letzten Phase der Metamorphose?

Die Mineralien und Reaktionen in der FZ erlauben keinen direkten Schluss auf die Höhe des Drucks. Eine Abschätzung des minimalen Belastungsdruckes hat BEARTH (1967, p. 109) gegeben. Der unterste Grenzwert beträgt 1,5–2 kbar. Dabei wurde nur die heute noch sichtbare Bedeckung berücksichtigt. Auf Grund des Vorkommens von Kluftdisthenen in den Ophiolithen an der Pfulwe schliesst BEARTH nach den Ergebnissen von FONTEILLE (1965) auf Drucke von 5–6 kbar.

In der FZ s.s. selbst fehlt Disthen. Doch steht etwa 100 m südlich der FZ im Saastal ein Disthenquarzit an. Man geht sicher nicht sehr fehl, wenn man auch für die FZ Drucke in der Grössenordnung von 5–6 kbar annimmt.

Folgende Tatbestände lassen einen Rückschluss auf den Temperaturbereich zu:

1. Der Magnesium-Gehalt des Kalzits. Nach GRAF und GOLDSMITH (1958) ist der Gehalt an MgCO₃, welcher in CaCO₃ gelöst ist, von der Temperatur (und vom Druck) abhängig (s. auch E-AN ZEN 1956). Nach der Kurve von GRAF und GOLDSMITH ergäbe sich bei einem Druck von 725 bar (= P_{CO₂}) eine Temperatur von 400–430°C am Stockknobel (3,6–4 Mol% MgCO₃), im Lorancotal hingegen etwas über 500°C (~5 Mol% MgCO₃).

Bei beiden Proben ist der Kalzit bei der Reaktion: Fe-schüssiger Dolomit + Quarz + H₂O \rightleftharpoons Aktinolith + Kalzit + CO₂ gebildet worden. Die Kurve von GRAF und GOLDSMITH wurde linear extrapoliert. Der Einfluss des Drucks wurde vernachlässigt.

2. Die Reaktion Fe-schüssiger Dolomit + Quarz + H₂O \rightleftharpoons Aktinolith + Kalzit + CO₂. Diese Reaktion wurde in der ganzen FZ s.s. beobachtet. Meistens tritt auch Aluminium in den neugebildeten Aktinolith ein. Durch das Eisen wird die Gleichgewichtstemperatur der Reaktion etwas gesenkt (TURNER 1968, p. 286), während die tiefste Bildungstemperatur von aktinolithischer Horn-

blende gegenüber jener von Al-freien Aktinolithen um etwa 35° ansteigt (SCHÜRMAN 1966, p. 32). Nach TURNER (1967) und WINKLER (1965) bewegen sich die Temperaturen für diese Reaktion in einem reinen System bei hohen Gesamtdrücken und einem mittleren $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ -Verhältnis um 450°C .

3. Die Neubildung von Forsterit aus Antigorit in Serpentiniten. Bei dieser Umsetzung sollte entweder Talk gebildet oder Brucit verbraucht werden. Brucit ist lediglich in einem forsteritführenden Serpentin gefunden worden, während Talk im Zusammenhang mit dieser Umsetzung überhaupt nicht auftritt. Dies weist daraufhin, dass Mg oder/und SiO_2 weggewandert beziehungsweise zugeführt worden ist und dass die Reaktion $\text{Antigorit} \rightleftharpoons \text{Olivin} + \text{Talk} + \text{H}_2\text{O}$, die erst bei Temperaturen oberhalb 500°C bei Drücken über 1 kbar einsetzt, in den Serpentiniten der FZ s.s. nicht abgelaufen ist. Die Reaktion $\text{Serpentin} + \text{Brucit} \rightleftharpoons \text{Forsterit} + \text{H}_2\text{O}$ wurde durch BOWEN und TUTTLE (1949) S. KITAHARA et al. (1966) und JOHANNES (1968) experimentell untersucht. Die Gleichgewichtstemperatur ändert sich nur schwach mit steigendem Druck ($P_{\text{H}_2\text{O}}$). Für Drücke zwischen 3 und 10 kbar betragen die Temperaturen etwa 450°C bis 500°C .

4. Die experimentellen Daten über die Stabilität der monoklinen Hornblenden von SCHÜRMAN (1966, 1967) erlauben eine weitere Abschätzung der Temperatur. Allerdings bleibt der Einfluss des höheren Druckes unberücksichtigt (Experimente bei $p_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ kbar und $p_{\text{CO}_2} = 50$ bar). Die beiden aktinolithischen Hornblenden aus Prasiniten vom Stockknubel F_{59} und F_{61} besitzen Mg-Fe Verhältnisse von $\text{Mg}_{77} \text{Fe}_{23}$ beziehungsweise $\text{Mg}_{80} \text{Fe}_{20}$. Aus dem Phasendiagramm von SCHÜRMAN (1967) ergibt sich eine minimale Bildungstemperatur von etwa 440°C . Für die beiden Hornblenden aus «Prasiniten» vom Lorancotal, F_{32} und F_{45} , kommt man auf eine minimale Bildungstemperatur von ungefähr 500°C .

Es ist gewiss nicht zufällig, dass alle nach Experimenten abgeschätzten Temperaturen in der gleichen Größenordnung liegen. Für das westliche Ende der FZ s.s. gelangen wir zu Temperaturen von ungefähr 450°C , während das östliche Ende auf über 500°C erwärmt wurde. Diese Temperaturen stimmen gut mit den Temperaturen überein, welche BEARTH (1967) und HUNZIKER (1970) für das Gebiet der MR-Decke angegeben haben. Auf Grund von mineralfaziellen Kriterien gibt BEARTH einen Temperatur-Bereich von 400° bis 500°C an. HUNZIKER (1970) schätzt die maximal erreichte Temperatur in der Region von Zermatt auf etwa 450°C , während sie im Simplongebiet auf über 500°C gestiegen ist. Diese Temperaturen wurden anhand von Glimmern (Phengiten) abgeschätzt (B. VELDE, 1965).

LITERATURVERZEICHNIS

SMPM = Schweiz. Mineral. u. Petrogr. Mitt.
 Eclogae = Eclogae geol. Helv.
 Beitr. Schweiz = Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz

- ALBEE, A. L. (1962): Relationships between the mineral association, chemical composition and physical properties of the chlorite series. — *Amer. Mineral.* 47, p. 851–870.
- ANDREATTA, C. (1956): Il problema delle facies metamorfiche e delle fasi petrogenetiche nelle formazioni del cristallino antico alpino. — *Rend. Soc. mineral. ital.* 12, 42–46.
- ANGEL, FR. (1957): Einige ausgewählte Probleme eklogitischer Gesteinsgruppen der österreichischen Ostalpen. — *N. Jb. Mineral., Abh.* 91, 151–192.
- ARGAND, E. (1910): Les nappes de recouvrements des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. — *Imp. Stämpfli, Bern* 1911.
- (1923): La géologie des environs de Zermatt. — *Soc. Helv. Sci. Nat.* II^e partie, p. 96–110.
- AXELROD, J. M. and GRIMALDI, F. S. (1949): Muscovite with small optic axial angle. — *Amer. Mineral.* 34, p. 559–572.
- BAMBAUER, H. U. (1959): Direkte Bestimmung der Auslöschungsschiefe nach (h01) verzwillingter monokliner Kristalle von allgemeiner Schnittlage, dargestellt an Pyroxenen und Amphibolen. — *Z. Krist.* III 6, p. 421–434.
- BANNO, S. (1964): Petrologic Studies on Sanbagawa Crystalline Schists in the Bessino District, Central Sik Koku, Japan. — *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sec. II, Vol. 15, Part 3*, p. 203–369.
- BARTH, T. F. W. (1952): *Theoretical petrology*. — New York, Wiley; London, Chapman & Hall, p. 387.
- (1957): Temperature Relations of the Mineral Facies of Metamorphic Rocks. — *J. Madras Univ. B*, 27/1 Centenary Number.
- BEARTH, P. (1939): Über den Zusammenhang von Monte Rosa- und Bernhard-Decke. — *Eclogae* 32/1, 1939.
- (1945): Über spätalpine granitische Intrusionen in der Monte Rosa–Bernhard-Decke. — *SMPM* 25/1, p. 1–22.
- (1948): Über Albitisierung im Altkristallin des Monte Rosa. — *SMPM* 28/1.
- (1949): Bemerkungen zur Metamorphose und Granitbildung im Monte Rosa-Gebiet. — *SMPM* 29/1.
- (1952b): Über das Verhältnis von Metamorphose und Tektonik in der penninischen Zone der Alpen. — *SMPM* 32, p. 338–347.
- (1952a): Geologie und Petrographie des Monte Rosa. — *Beitr. Schweiz.* NF 96.
- (1953): Erläuterungen zu Blatt 535 Zermatt. — *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Nr. 29.
- (1956): 1. Zur Geologie der Wurzelzone östlich des Ossolatales. 2. Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der lepontinischen und penninischen Alpen. — *Eclogae* 49/2.
- (1957): Die Umbiegung von Vanzone. — *Eclogae* 50/1.
- (1957): Erläuterungen zu Blatt Saas und Monte Moro. — *Geol. Atlas Schweiz* 1:25 000, Nr. 30 und 31.
- (1959): Über Eklogite, Glaukophanschiefer und metamorphe Pillowlaven. — *SMPM* 39, p. 267–286.
- (1962): Versuch einer Gliederung alpinmetamorpher Serien der Westalpen. — *SMPM* 42, 127–137.

- (1963): Chloritoid und Paragonit aus der Ophiolith-Zone von Zermatt-Saas Fee. — SMPM 43, p. 269–286.
- (1964): Erläuterungen zu Blatt Randa. — Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Nr. 43.
- (1965): Zur Entstehung alpinotyper Eklogite. — SMPM 45, p. 179–188.
- (1966): Zur mineralfaziellen Stellung der Glaukophan-Gesteine der Westalpen. SMPM 46.
- (1967): Die Ophiolithe der Zone von Zermatt-Saas-Fee. — Beitr. Schweiz, NF. 132.
- BERTRAND, J. M. L. (1968): Etude structurale du versant occidental du Massif du Gran Paradis. — Extrait des Travaux du Lab. Géol. de la Faculté des Sci. de Grenoble, 44.
- BIANCHI, A. e DAL PIAZ, GB. (1963): Gli inclusi di «micascisti eclogitici» della Zona Sesia nella formazione porfiriteica permiana della Zona del Canavese fra Biella ed Oropa. — Ann. Mus. geol. Bologna, ser. 2a, 31, 39–76.
- BLUMENTHAL, M. M. (1953): Beobachtungen über Bau und Verlauf der Muldenzone von Antrona. — Eclogae 45/2.
- BRINKMANN, R. (1966): Abriss der Geologie. Zweiter Band: Historische Geologie (9. Auflage). — Enke, Stuttgart.
- BOWEN, N. L. and TUTTLE, O. F. (1949): The System MgO-SiO₂-H₂O. — Bull. Geol. Soc. Amer., 60.
- BURRI, C. (1959): Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. — Birkhäuser, Basel.
- CADISCH, J. und NIGGLI, E. (1953): Geologie der Schweizer Alpen. — Verlag Wepf & Cie., Basel.
- CALLEGARI, E. e VITERBO, C. (1966): I graniti delle eclogite comprese nella «formazione dei micascisti eclogitici» della Zona Sesia-Lanzo. — Rend. Soc. Min. Ital., 22.
- DAL PIAZ, G. V. (1963): Considerazioni geologico-petrografiche sul versante meridionale del Monte Rosa. — Estr. dal fasc. 2, Soc. min. Ital. Serie VIII, Vol. XXXIV, p. 190–194.
- (1964): Il cristallino antico del versante meridionale del Monte Rosa paraderivati a prevalente metamorfismo alpino. — Estr. Soc. Min. Ital. Anno XX.
- (1965): La formazione mesozoica dei calcescisti con pietre verdi fra la Valsesia e la Valtournanche ed i suoi rapporti strutturali con il ricoprimento Monte Rosa e con la zona Sesia-Lanzo. — Boll. Soc. geol. ital. 84/1, 67–104.
- (1966): Gneiss ghiandoni, marmi ed anfiboliti antiche del ricoprimento Monte Rosa nell'alta Valle d'Ayas. — Boll. Soc. geol. Ital. 85, 103–132.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. and ZUSSMANN, J. (1962): Rock forming Minerals. — Longmans, London.
- EICHENBERGER, R. (1926): Die geologischen Verhältnisse des oberen Saastales. In: Lütshg, O.: Über Niederschlag und Abfluss im Hochgebirge. — Schweiz. Wasserwirtschaftsverb. Schr. Nr. 14, Zürich.
- ELLENBERGER, F. (1952): Sur l'âge du métamorphisme dans la Vanoise. — C. R. Soc. géol. France, 318–321.
- (1958): Etude géologique du pays de Vanoise. — Mém. Carte géol. France.
- (1966): Le Permien du pays de Vanoise. — Atti del Symposium sul Verucano. Soc. Tosc. Sci. Nat., Pisa.
- FONTEILLE, M. (1965): Sur la profondeur de formation des veines à disthène géodique de la région de Baud (Morbihan) et sur la signification des veines à disthène en général. — Bull. Soc. franç. Minéral. Crist. 88, 281–289.
- FOSTER, M. D. (1962): Interpretation of the Composition and a Classification of the Chlorites. — U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 414-A.

- FREY, M. (1969): Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmanier-Gebiet. – Beitr. Schweiz, NF. 137.
- GOOSSENS, P. (1965): Etudes sur le métamorphisme à Zermatt. – Diss. Univ. Louvain.
- GRAF, D. F. and GOLDSMITH, J. R. (1958): The Solid Solubility of $MgCO_3$ in $CaCO_3$: a Revision. – *Geochem. Cosmochim. Acta*, Vol. 13, 218–219.
- GREEN, D. H. and RINGWOOD, E. A. (1966): An Experimental Investigation of the Gabbro to Eklogite Transformation and its Petrological Applications. – Dept. Geophys. Geochem., Australian Univ., Publ. 444.
- GRUBENMANN, U. (1906): Über einige schweizerische Glaukophangesteine. – Festschr. Harry Rosenbusch, Verl. Schweizerbart, 1–24, Stuttgart.
- GÜLLER, A. (1947): Zur Geologie der südlichen Mischabel- und der Monte Rosa-Gruppe. – *Eclogae* 40, 39–161.
- HALL, A. J. (1941): The relation between colour and chemical composition in the Biotites. – *Amer. Mineral.* 26, 29–34.
- HARKER, A. (1932): *Metamorphism*. – Methuen & Co., London.
- (1962): *Petrology for Students*. – Cambridge University Press.
- HELLNER, E. and SCHUERMAN, K. (1966): Stability of Metamorphic Amphiboles: the Tremolite-Ferroactinolite Series. – *J. Geol.* 74/3, 322–331.
- HEIM, ALB. (1921): *Geologie der Schweiz*. Bd. 2: Die Schweizer Alpen. – Tauchnitz, Leipzig.
- HERITSCH, H. et al. (1957): Die Struktur von Karinthin und einer barroisitischen Hornblende. – *Tschermak Min. Petr. Mitt.*, F. 3, 6, 215–225.
- (1965): Der Natrium-Amphibol aus dem Glasbachgraben bei Schlaining, Burgenland. – *Tschermak Min. u. Petr. Mitt.*, F. 3, 10, 209–217.
- HEY, M. H. (1954): A new review of the Chlorites. – *Mineral. Mag.* 30, 277–292.
- HUANG, T. K. (1935): Etude géologique de la région Weissmies-Portjengrat. – Thèse, Bull. Soc. neuchât. Sci. nat., 60.
- HUNZIKER, J. C. (1969): Rb-Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen, Hellglimmer- und Gesamtgesteinsalterwerte. – *Eclogae* 62/2, 527–542.
- (1970): Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps. – *Eclogae* (in Vorbereitung).
- JOHANNES, W. (1968): Experimental Investigation of the Reaction $Forsterite + H_2O \rightleftharpoons Serpentine + Brucite$. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 19/4.
- KITAHARA et al. (1966): Phase relations in the system $MgO-SiO_2-H_2O$ at high temperatures and pressures. – *Amer. J. Sci.*, 264.
- NIGGLI, E. (1960): Mineral-Zonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen. – *Int. geol. Congr. Copenhagen XII*, 132–138.
- NIGGLI, P., QUERVAIN, F. DE und WINTERHALTER, R. U. (1930): *Chemismus schweizerischer Gesteine*. – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 14.
- (1948, 1952): *Gesteine und Minerallagerstätten*, Bd. I und II, Birkhäuser, Basel.
- NOVARESE, V. (1895): Nomenclatura e sistematica delle rocce verdi nelle Alpi Occidentali. – *Boll. R. Com. geol. Ital.* 26, 164–181.
- PAULITSCH, P. (1950): Zwei Hornblenden aus Metabasiten der Hochalm-Ankogelgruppe. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, III, Bd. I, 16–18.
- PLAS, L. VAN DER (1960): Petrology of the northern Adula region, Switzerland. – *Leidse geol. Med.* 24, 418–598.
- QUERVAIN, F. DE und FRIEDLAENDER, C. (1942): *Chemismus schweizerischer Gesteine*. 1. Nachtrag. – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 20.
- QUERVAIN, F. DE und JENNI, V. (1956): *Chemismus schweizerischer Gesteine*. 2. Nachtrag. – Beitr. Geol. Schweiz, geotechn. Ser. 34.

- RAMSAY, J. G. (1967): *Folding and Fracturing of Rocks*, McGraw-Hill, New York.
- REINHARD, M. (1931): *Universal Drehtischmethoden*. – Wepf, Basel.
- REINHARDT, B. (1966): *Geologie und Petrographie der Monte Rosa-Zone, der Sesia-Zone und des Canavese im Gebiet zwischen Valle d'Ossola und Valle Loana*. – SMPM 46, 554–678.
- LUGEON, M. et ARGAND, E. (1905): *Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont*. – R. séances de l'acad. sci.
- MACHATSCHKI, K. und WALITZI, E. M. (1963): *Hornblenden aus Eklogiten und Amphiboliten der südlichen Koralpe*. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* 8/1, 140–151.
- MICHEL, R. (1953): *Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo*. – *Sci. Terre* 1/3, 4.
- MICHARD, A. et VIALON, P. (1961): *Gneiss, Marbres, Prasinities en coussins et Polymétamorphisme dans la partie sudoccidentale du massif Dora-Maira*. – *Soc. géol. de France*, 7^e série, III, 345–354.
- RUTLAND, R. W. R. (1965): *Tectonic Overpressures*. – In: *Controls of Metamorphism*, ed. by W. S. Pitcher & G. W. Flinn, Oliver & Boyd.
- SCHMIDT, C. (1907): *Bild und Bau der Schweizeralpen*. – Birkhäuser, Basel.
- SCHÜRMAN, K. (1966): *Zur Stabilität metamorpher monokliner Hornblenden*. – Diss., Görlich & Weiershäuser, Marburg.
- (1967): *Hydrothermale experimentelle Untersuchungen an metamorphen monoklinen Hornblenden. Teil II: Zur Stabilität der aktinolithischen Hornblende*. – *N. Jb. Mineral., Mh.* 11, 346–353.
- TRÖGER, W. E. (1959): *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. 1. Teil: Bestimmungstabellen (3. Auflage)*. – Schweizerbart, Stuttgart.
- (1959): *Die Granatgruppe: Beziehung zwischen Mineralchemismus und Gesteinsart*. – *N. Jb. Mineral., Abh.*, Bd. 93, 1–44.
- (1969): *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. 2. Teil*. Schweizerbart, Stuttgart.
- TROMMSDORFF, V. (1966): *Progressive Metamorphose kieseliger Karbonatgesteine in den Zentralalpen zwischen Bernina und Simplon*. SMPM 46, 431.
- TRÜMPY, R. (1960): *Paleotectonic evolution of the central and western Alps*. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 71/6, 843–908.
- TURNER, F. J. and VERHOOGEN, J. (1960): *Igneous and metamorphic petrology*. – McGraw-Hill, New York.
- TURNER, F. J., VERHOOGEN, J. and WEISS, L. E. (1963): *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. – McGraw-Hill, New York.
- (1968): *Metamorphic Petrology*. – McGraw-Hill, New York.
- VELDE, B. (1965): *Phengite Micas: Synthesis, Stability and Natural Occurrence*. – *Amer. J. Sci.* 263.
- WENK, E. (1962): *Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen*. – SMPM 42, 139–152.
- (1963): *Zur Definition von Schiefer und Gneiss*. – *N. Jb. Mineral., Mh.* 1963, 97–107.
- WENK, E. und KELLER, F. (1969): *Isograde in Amphibolitserien der Zentralalpen*. – SMPM 49/1, 157–198.
- WINCHELL, H. (1958): *The Composition and Physical Properties of Garnet*. – *Amer. Mineral.* 43, 595–600.
- WINKLER, H. G. F. (1965/67): *Die Genese der metamorphen Gesteine*. – Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.
- ZEN, E-AN. (1956): *Correlation of Chemical Composition and Physical Properties of Dolomit*. – *Amer. J. Sci.* 254, 51–60.

Manuskript eingegangen am 15. November 1971.