

Gesteins- und Mineralparagenesen aus den Ophiolithen von Zermatt

Autor(en): **Bearth, Peter**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **53 (1973)**

Heft 2

PDF erstellt am: **19.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-41387>

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.

Gesteins- und Mineralparagenesen aus den Ophiolithen von Zermatt*)

Von *Peter Bearth* (Basel)**)
Chemische Analysen von *H. Schwander* und *W. Stern*

Mit 7 Tabellen, 13 Figuren im Text und 1 Tafelbeilage

Zusammenfassung

Die Ophiolithe der Zone von Zermatt-Saas bildeten ursprünglich einen zusammenhängenden Komplex, der als Teil der ozeanischen Kruste der Thethys zu betrachten ist. Fragmente der ursprünglichen Sedimentbedeckung – Radiolarite (Malm), Kalke (Neocom) und Bündnerschiefer (Kreide) – sind, wenn auch metamorph, verschuppt und verfaltet, noch erkennbar. Zu olivinführenden Antigoritserpentiniten umgewandelte Peridotite – ursprünglich Teile des oberen Mantels – bilden die Basis des Ophiolithkomplexes.

Die Metamorphose setzte nach Bestimmungen mit der K-A-Methode (J. C. Hunziker, Bern) in der oberen Kreide mit der Bildung von Eklogiten und Glaukophaniten ein. (Die jüngeren Prozesse sind in BEARTH, 1967, beschrieben.) Es ist möglich, dass simultan mit Eklogiten auch Paragenesen von Lawsonit und Glaukophan entstanden sind. In der Regel aber überdauert die Kristallisation von Glaukophan diejenige von Omphazit. Lawsonit-Pseudomorphosen sind sehr verbreitet, doch glauben wir nicht, dass Lawsonit eine wesentliche Voraussetzung für die Bildung von Eklogit aus Spilit darstellt.

Wir konnten feststellen, dass sämtliche Kristallisationsvorgänge mehrfach von Deformationen überlagert worden sind. Neubildungen wie: Olivin, Omphazit, Glaukophan, Paragonit u. a. sind folglich in mehreren Generationen vertreten. Die regionale metamorphe Entwicklung erfolgte sehr wahrscheinlich nicht in zeitlich trennbaren Phasen – wie die tektonische –; sie scheint vielmehr ein kontinuierlicher Prozess gewesen zu sein.

*) Diese Arbeit wurde durch einen Kredit des Schweiz. Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung ermöglicht.

***) Adresse des Verfassers: Prof. Dr. P. Bearth, Mineralogisch-Petrographisches Institut, Bernoullianum, CH-4056 Basel.

Abstract

This paper should serve as a guide for mineralogists and petrologists, interested in alpine metamorphism of an ophiolitic sequence. The section which we are dealing with, belongs to the ophiolitic complex of Zermatt-Saas Fee (BEARTH, 1967). Most of the typical rocks are easily accessible along the path from Fluhalp to the Pfulwe Pass (3155 m), north of the Findelen Glacier. This section shows the diverse character of the alpine metamorphism very clearly. High pressure mineral parageneses (eclogites, glaucophan-bearing rocks a.s.o.) are the result of a cretaceous event (see HUNZIKER, in DAL PIAZ, HUNZIKER e MARTINOTTI, 1972), whilst the amphibolites and the prasinites are due to a tertiary stage.

After a very short description of the different rock units, the paper deals with the problem of the preeclogitic metamorphic history of these rocks, the relation of eclogites and glaucophanites, the rôle of pseudomorphs after lawsonit (see FRY and FYFE, 1971) and the relation between deformation and crystallisation.

A set of new chemical analyses, mainly of rocks and minerals formed during the cretaceous stage, have also been presented.

Anlass zu der folgenden Arbeit gaben verschiedene geologisch-petrographische Exkursionen, die ich im Laufe der Jahre in der Gegend von Zermatt führen konnte. So keimte der Gedanke, einen Führer für Mineralogen und Petrographen zu schreiben, der speziell dem Thema der Ophiolithe gewidmet sein und ein möglichst leicht zugängliches Gebiet erschliessen sollte. Ich glaube, dass der hier beschriebene Ausschnitt nicht nur diese Bedingung erfüllt, sondern darüber hinaus auch eine Vielfalt an Gesteinen und Mineralien zeigt, wie man sie sonst selten zu sehen bekommt.

Der Plan konnte allerdings erst nach der Herausgabe von Blatt 1348 Zermatt der Landeskarte der Schweiz 1 : 25 000 realisiert werden. Auf dieses Blatt beziehen sich alle Ortsangaben. Für die Kartierung wurde die von der Landestopographie zur Verfügung gestellte Unterlage dieser Karte im Massstab 1 : 10 000 verwendet.

Damit war es möglich geworden, einen besonders repräsentativen und interessanten Ausschnitt der Ophiolithzone von Zermatt-Saas mitsamt den begleitenden Sedimenten adäquater darzustellen, als dies auf dem vor 20 Jahren (1953) erschienenen Atlasblatt Zermatt oder in der 1967 publizierten Monographie über diese Zone geschehen war.

Ich habe diese Kartierung auch benützt, um meine Kenntnisse, vor allem der Eklogite und Glaukophangesteine, zu vertiefen und die Arbeit von 1967 – auf die hier öfters unter Oph. S. . . . Bezug genommen wird – zu ergänzen. Auch habe ich mich mit gewissen Ansichten auseinandergesetzt, die N. FRY und W. S. FYFE 1971 in einem Aufsatz geäußert haben und die sich hauptsächlich auf Beobachtungen im benachbarten Täschental stützen. Die Dissertation von N. FRY über dieses Gebiet ist leider noch nicht erschienen, stand mir aber zu Verfügung.

Eine kurze, für Petrographen bestimmte Einführung in die Problematik dieser Gesteine enthält mein Vortrag von 1970; mit einem speziellen Problem befasst sich die Arbeit von 1971.

Einleitung

In einer Übersicht über die Verbreitung gewisser Mineralien in den Westalpen habe ich 1962 (S. 135) die Ansicht ausgesprochen, dass die alpidische Metamorphose in den westlichen penninischen Alpen in zwei Phasen verlaufen sei, wobei in der ersten, auf eine externe Zone beschränkte Lawsonit- (\pm Glaukophan-) führende Paragenesen entstanden, in einer inneren Zone aber Granat- und Chloritoid-führende Glaukophanschiefer und Eklogite. Diese wurden von einer jüngeren, höher temperierten Phase überlagert, die ich die lepontinische nannte. Die Mehrphasigkeit der alpidischen Metamorphose ist nun durch zahlreiche Bestimmungen des absoluten Alters von Gesteinen und Mineralien durch J. C. Hunziker (Bern) bestätigt worden. Diese Datierungen zeigten aber überraschenderweise, dass die erste Phase schon in die Oberkreide (60–90 m. y.) fällt. Die mit einer Erwärmung verbundene zweite Phase hingegen erreichte ihre Kulmination im Lepontin vor ca. 38 m. y. (HUNZIKER, 1969, JÄGER, 1970, NIGGLI, 1970).

Die Zusammenarbeit von J. C. Hunziker mit G. V. Dal Piaz und G. Martignotti erbrachte ein weiteres, wichtiges Ergebnis, nämlich den Nachweis, dass auch die bisher als paläozoisch betrachtete Metamorphose der Zone von Sesia-Lanzo in die kretazische Phase fällt (siehe DAL PIAZ et al. 1972, SCHEURING et al. 1973). Hier sind Hochdruckparagenesen dominierend und ganz besonders schön entwickelt. In anderen Gebieten der Westalpen fehlen sie, sei es, dass sie dieser Phase entgangen oder durch die zweite, lepontinische Überprägung verwischt worden sind. Dies ist vor allem im Gebiet Simplon-Adula der Fall gewesen. Aus diesem Grunde erscheint das klassische Gotthardprofil, das bisher als Modell für alle Vorstellungen über die alpidische Metamorphose diente, relativ einfach (zu einfach!), denn hier sind alle früheren Ereignisse entweder ausgelöscht worden, oder Reste davon sind der bisherigen Beobachtung entgangen.

Es gibt nun aber auch ausgedehnte Gebiete, in denen Produkte der beiden Phasen miteinander vermischt sind. Zu ihnen gehört auch die Ophiolithzone von Zermatt-Saas, ganz gleichgültig, ob man diesen Begriff im weitesten (DAL PIAZ, 1972) oder im ursprünglich engeren Sinne (BEARTH, 1967) fasst; hierher gehört also auch der hier beschriebene Ausschnitt. Er wurde zunächst von einer kretazischen Phase betroffen, die zu Hochdruckparagenesen mit Omphazit, Glaukophan, Chloritoid u. a. führte. Der Temperaturanstieg der tertiären lepontinischen Phase wirkte sich zweifellos auch hier aus, war aber nicht im

Stände, die älteren Mineralassoziationen ganz zu zerstören. Demnach liegt hier ein Gemisch kretazischer und tertiärer Paragenesen vor. Die jüngsten Bildungen – die Albitamphibolite und die Prasinite – gehen nach Osten in die Plagioklas-führenden Amphibolite über, wobei die Eklogite und Glaukophangesteine allmählich verschwinden und die für das Lepontin charakteristischen Gesteinsassoziationen der hochtemperierten Amphibolitfazies dominierend werden.

Wenden wir uns von Zermatt nach Westen, so erscheinen die Ophiolithe der tektonisch höheren Einheiten (Theodul-Rothorn und Obere Zermatter Schuppen, BEARTH, 1953, 1967), also der östlichen Ausläufer der Combinzone s. l., in der Grünschieferfazies; Paragenesen einer Hochdruckfazies sind hier nicht gefunden worden und es ist möglich, dass diese Zone der kretazischen Phase entgangen ist (DAL PIAZ et al., 1972, S. 459).

Damit sind die Vorgänge kurz skizziert, die sich in der Zone von Zermatt-Saas aus der Sicht der Verfasser der eben zitierten Arbeit abgespielt haben. Diese Vorstellungen decken sich weitgehend mit den unsrigen. Es soll aber nicht verschwiegen werden, dass die Idee einer kretazischen, mit der Deckenbildung verknüpften Hochdruckphase, auf vorläufig schwer lösbare Widersprüche mit gewissen geologischen Evidenzen stösst. Doch ist hier nicht der Ort, um sich mit diesem Problem auseinanderzusetzen.

Hingegen sollen den obigen Ausführungen noch einige Ergänzungen hinzugefügt werden, die sich auf die Herkunft und die stratigraphische Stellung der untersuchten Ophiolithe beziehen. Diese umfassen: Ultramafite, Gabbros und basische Vulkanite verschiedener Art. Die ursprünglichen Verbandsverhältnisse sind im Laufe der Orogenese zerstört worden, doch kann man noch erkennen, dass sich dieser Verband ausschliesslich aus den oben erwähnten Gesteinen aufbaute, also keine Sedimente enthielt. (Der Bündnerschieferkeil, der den Meta-Gabbro (6, s. Tafel) spaltet, ist sicher eine tektonische Einschuppung.) Eine solche Gesteinsassoziation ist aber charakteristisch für die ozeanische Kruste mit Einschluss eines Teiles des oberen Mantels (COLEMAN, 1972).

Als einen Rest der sedimentären Bedeckung dieser ozeanischen Kruste fassen wir nun die S. 308 erwähnten quarzitischen und quarz-muskowitischen Gesteine auf, die mit dünnen Marmorlagen alternieren. Sie treten am Rande der Ophiolithzone von Zermatt-Saas auffallend häufig auf (s. Atlasblätter Zermatt, Saas und Monte Moro). An vielen Stellen innerhalb der Ophiolithe dieser Zone s. l. gehen diese Gesteine in Piemontit-führende Schiefer und Quarzite über, also in das metamorphe Äquivalent von Radiolariten (s. Erläuterungen Bl. Zermatt, S. 9 und Oph. S. 61–67). Von Debenedetti sind die Piemontitquarzite schon 1965 als Leithorizont – und zwar als Malm – betrachtet worden. Neue Beobachtungen von G. ELTER (1972) bestätigen diese Interpretation, wobei dieser Autor sich auf die lithologische Analogie mit den von

F. A. DECANDIA und P. ELTER (1969, 1972) beschriebenen und durch Fossilien belegten Serien aus dem ligurischen Apennin stützt.

Das folgende Schema illustriert den vermuteten Zusammenhang:

	<i>Ligurischer Apennin</i>	<i>Zone von Zermatt-Saas</i>
Kreide	{ Scisti della Val Lavagna Argille a palombini Calcare a Calpionelle	?
		Bündnerschiefer
		Kalkmarmore, hell
Malm	Radiolarite	{ Quarzite und Quarz-Muskowitschiefer
	Ofioliti	Ophiolithe (ozean. Kruste)

Wenn unsere Parallelisierung stimmt, dann wäre der Teil der Bündnerschiefer, der sich im Dach der Ophiolithe befindet, *kretazisch*; die Ophiolithe selbst müssten *mitteljurassisch* sein (s. auch G. ELTER, 1972). Diese letztere Annahme stimmt mit den von BERTRAND (1971) an Ophiolithen des Gêts gemessenen Werten (140–180 m. y.) überein. Die z. T. sicher synsedimentären Einlagerungen von ophiolithischem Material (Tuffe (?), Tuffite) in den Bündnerschiefern wären hingegen kretazisch (siehe S. 307).

Zur Geologie des Abschnittes zwischen Unterrothorn und Rimpfischhorn (s. Tafel)

Die grössere östliche Hälfte dieses Gebietes wird von Ophiolithen eingenommen, die andere von mesozoischen Sedimenten des Unter- und des Oberrothorns. Der Ophiolithkomplex ist ca. 1500 m mächtig. Er lässt sich in sieben lithologisch und tektonisch gut unterscheidbare Zonen gliedern. Sie sind in der Karte mit den Zahlen 1–7 bezeichnet.

Zone 1 entspricht dem Serpentin des Rimpfischhornes, dessen Basis erst weiter östlich aufgeschlossen ist. 2, 5 und 7 bestehen aus metamorphen basischen Effusiva (Pillowlaven, Grob- und Feinbrekzien, Tuffen oder Tuffiten (7)). 3 und 6 sind das Äquivalent zweier Gabbromassen. Ein grösserer Serpentin-körper (4) schiebt sich zwischen 3 und 5 ein; auch die übrigen Zonen sind durch Serpentinspäne voneinander getrennt. Alle Kontakte sind mechanischer Natur.

Es liegt also keine normale Folge Serpentin-Gabbro-Vulkanit-Sediment vor, auch können wir nicht sagen, ob das Ganze oder ein Teil davon invertiert ist oder nicht. Immerhin scheint das oberste Element (Zone 7) mit samt seiner Sedimentbedeckung in normaler Stellung vorzuliegen, ebenso erwecken einzelne Pillows des Aufschlusses B (Zone 2) diesen Eindruck.

Im untersuchten Gebiet fehlen übrigens einige, für die Ophiolithsequenz charakteristische Glieder, nämlich die Ophicalcite und Radiolarite, resp. ihre metamorphen Äquivalente.

Zur Petrographie der Zonen 1 bis 7

Zone 1. Der Serpentinitt der Rimpfischwänge besteht aus Grob- und Fein-Antigorit mit an der Oberfläche herauswitternden Schlieren von Magnetit. Stark deformierte Relikte von Augit, Neubildungen von Chlorit, Diopsid, Klino- und Titanklinohumit, dieser oft auf Zerrungsrissen, ebenso Vesuvian und Chlorit u. a. Verbreitet ist in diesem Gestein die Neubildung von Forsterit mit einem Fayalithgehalt von 7 Mol.-%. (Die sicher magmatischen Olivinrelikte im Allalingabbro haben im Mittel 17% Fa.) Der neugebildete Forsterit ist mit idiomorphem Antigorit – anscheinend im Gleichgewicht – verwachsen. Der Kontakt zur Zone 2 wird durch ein schmales Talk-Aktinolithband gebildet.

Zone 2 ist im Bereich der Karte ca. 200 m, weiter östlich, am Rimpfischhorn, aber mindestens doppelt so mächtig. In dieser Zone sind Pillowbildungen (Fig. 1) und Brekzien z. T. noch gut erhalten, so in den Felsen zwischen P. 2914 und P. 2982, im Aufschluss unmittelbar N 3 von P. 3162 (in Tafel mit B be-

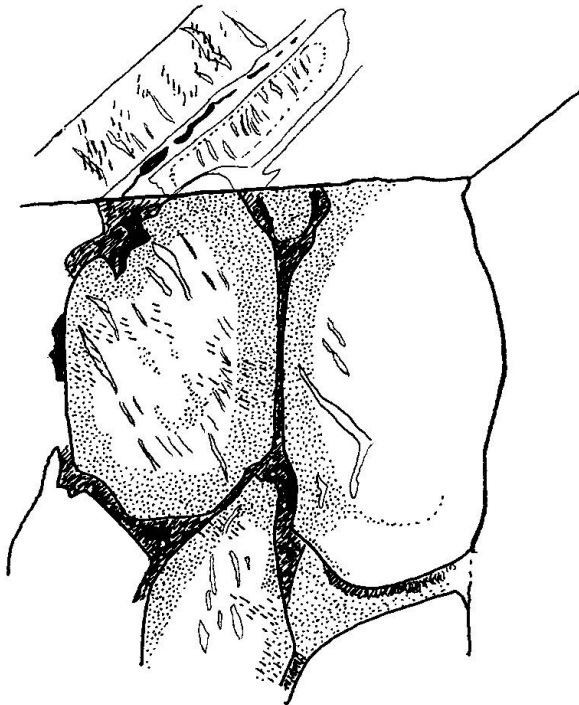


Fig. 1. Schnitt durch einen aus mehreren Pillows bestehenden Block. Der eklogitische Kern (ohne Signatur) ist von einer amphibolitischen Zone (punktiert) umhüllt. Die Matrix (dunkel schraffiert) besteht aus Epidot, Hellglimmer, Glaukophan und Omphazit. Darin durch Auslaugung von Karbonat gebildete Hohlräume (schwarz). Ein System paralleler Risse ist mit Omphazit, Hellglimmer und Epidot gefüllt. Nur lokal erkennbare Regelung von Hornblende und Omphazit ist durch kurze, parallele Striche angedeutet. Sie bestimmt auch die Orientierung der rissfüllenden Mineralien.

zeichnet) sowie östlich und nördlich davon, zwischen Pfulwe-Sattel (3155) und -Gipfel (3314) – vor allem aber in der Gipfelpartie des Rimpfischhornes (4100 bis 4200). Der Absturz zwischen Kote 3800 und 3920 zeigt einen mehrfachen Wechsel von Pillow- und Brekzienlagen.

Die häufigsten Gesteinstypen dieser extrem heterogenen Zone sind: *Eklogite*, meist Glaukophan-Epidot- und Hellglimmer-führend (bei A, s. Tafel), ferner Granat-Hellglimmer-Chloritoid-Chlorit- und Talk-führende *Glaukophanite* (bei B, s. Tafel), *Albit-* und *Epidot-Amphibolite* (\pm Granat) sowie *Prasinite*, die alle ohne kartierbare Grenze durcheinandergehen.

Grössere, einheitlich zusammengesetzte Bereiche fehlen. Es ist nicht einmal leicht, eine für die chemische Analyse genügend grosse, homogene Probe eines Eklogits oder eines Glaukophanits zu schlagen. Zuverlässige Angaben über die Streuung der Modalwerte im Bereich eines Aufschlusses würden eine spezielle Untersuchung und einen erheblichen Arbeitsaufwand erfordern.

Wie weit diese stofflichen Inhomogenitäten auf magmatisch bedingte oder bei der Spilitisierung erworbene Unterschiede im Gesteinschemismus zurückzuführen sind, ist eine offene Frage. Die bei manchen Pillows sichtbaren Differenzen in der Mineralogie von Kern, Rand und Matrix bedürfen noch einer Untersuchung; auch hier wissen wir nicht, was ursprünglich und was durch die Metamorphose bedingt ist.

Eine Hauptursache der Inhomogenität ist aber sicher die Überlagerung älterer eklogitischer oder glaukophanitischer Paragenesen durch spätere, amphibolitische und präsnitische. Man kann im gleichen Aufschluss teilweise oder ganz amphibolitisierte neben eklogitischen Pillows beobachten (BEARTH, 1970).

Zone 3 hat einen ganz anderen Aspekt. Dieser Metagabbro wird durch kompakte, auffallend gebänderte und stark verschiefterte Gesteine gebildet. Eklogitische und amphibolitische wechseln mit Zoisit- und Paragonit-reichen Lagen und Schlieren ab (s. Fig. 2 und 3). Diese hellen, flaserigen Schiefer umhüllen oft knauerartige, faustgrosse Omphazitaggregate, die durch Granulierung und Auswalzung von Omphazitpseudomorphosen nach grösseren Augitkristallen oder Pyroxenitschlieren entstanden sind. Auch in feinkörnigen,

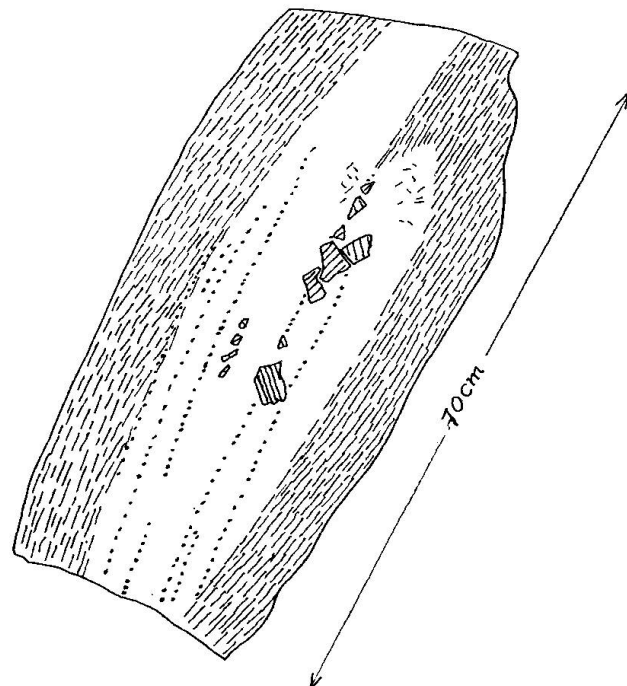
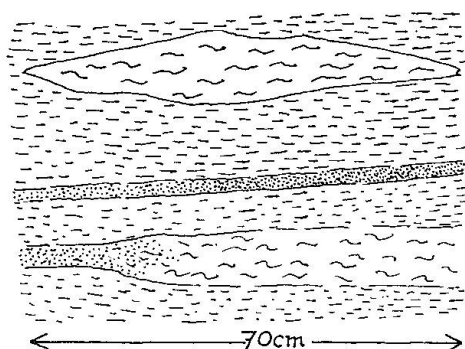
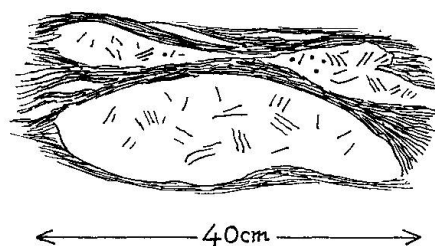


Fig. 2. Metagabbro der Spitzi Flue. Ohne Signatur: feinkörniger Eklogitmylonit mit Zeilen von Granat (Punkte). Schraffiert: Fragmente grösserer Omphazitkristalle (Smaragdite). Oben rechts im Eklogitband: wirres Aggregat von Hellglimmer. Gestrichelt: feinkörniger Granatamphibolit.



a) Punktiert: feinkörniger Eklogit, durch Auswalzung von grobkörnigem Smaragdit entstanden. Gestrichelt: Eklogitamphibolit. Flasersignatur: grobfaseriger Omphazit- und Granat-führender Paragonitschiefer z. T. in Eklogit übergehend (unten).



b) Aus grobkörnigem, z. T. unregelmäßigem Omphazit (+ Granat) bestehende Boudins, von Granatamphibolit umhüllt.

Fig. 3. Metagabbro der Spitzi Flue.

eklogitischen Lagen finden sich derartige Omphazitrelikte. Magmatische Gemengteile sind (mit Ausnahme von Apatit?) nicht, magmatische Strukturen nur ausnahmsweise erhalten. Die starke Lamination äussert sich vor allem im Auftreten mikroskopisch feiner, eklogitischer Blastomylonite; sie zeigen eine ausgeprägte Schieferung und unter dem Mikroskop mehrfache Durchbewegung. Glaukophan-führende Paragenesen sind, im Gegensatz zur Zone 2, selten.

Die stoffliche und strukturelle Inhomogenität ist hier durch primäre Differenzen in Zusammensetzung und Korngrösse (Feldspat- oder pyroxenreiche, pegmatoide bis feinkörnige Partien des Gabbros) und durch unterschiedliche, mehrfache Deformation bedingt, ferner wiederum durch die mehr oder weniger fortgeschrittene Verdrängung eklogitischer durch amphibolitische und prasinische Paragenesen. Ein Teil der Bänderung aber wird durch amphibolitisierte, subparallel, selten gabelförmig auseinanderlaufende Gänge verursacht. Am steilen Ostgrat der Spitzen Flue konnte ich auf einer Strecke von 10 m nicht weniger als 10 Gänge von 1,5–50 cm Mächtigkeit feststellen. Ich vermute, dass es sich bei der Zone 3 um ein Fragment eines «sheeted complex» handelt.

Der zwischen 3 und 5 eingeschaltete, sehr stark deformierte Serpentin (Zone 4) ist insofern bemerkenswert als er noch Relikte von bis cm-grossen Augitkristallen führt. Olivin habe ich hier nicht gefunden. Beachtung verdient aber vor allem sein Kontakt mit dem Gabbro der Zone 2. Dieser wird von einer Kette gerundeter und polierter Rollkörper gebildet, die in eine Serpentin-Talkhaut eingebettet sind. Zum Teil handelt es sich um Eklogite, z. T. um Amphibolite, auch gebänderte metagabbroide Fragmente sind darunter. Auf der glatten Oberfläche zeigen sie divergierende Kratzspuren. Im Sattel W Spitzi Flue, wo diese Zone stark reduziert in die Luft ausstreicht, sind die Rollkörper zu dünn gebänderten, mehrfach gefalteten Platten, die Eklogite

zu einem dichten, dunkelgrünen Diablastikfilm ausgewalzt. Hier lassen sich auch noch postkristalline Bewegungen nachweisen.

In kleinerem Massstab zeigt dieser wichtige Bewegungshorizont wohl das gleiche Phänomen, welches in Kalifornien (Franziscan) das Auftreten der viel-diskutierten, isolierten Eklogitkörper in Serpentin bedingt.

Die *Zone 5* entspricht Mineral- und Gesteins-paragenetisch der *Zone 2*, doch ist die Amphibolitisation weiter fortgeschritten. Die am S-Rand von 5, im Sattel 3225, anstehenden Gesteine zeigen besonders schön die S. 324 erwähnten Zoisit-Paragonitpseudomorphosen nach Lawsonit.

Der Metagabbro (*Zone 6*) zerfällt in zwei, durch eine Bündnerschiefer-Prasinitlamelle getrennte Hälften. Der ursprünglich leukogabbroide westliche Teil besteht überwiegend aus Zoisit-Epidot-Aktinolith-Chlorit-Fuchsit- und Albit-führenden Schiefen, während in der basischeren, östlichen Hälfte, gebänderte Amphibolite dominieren. Im Gegensatz zu 3 sind in 6 nur noch Spuren einer älteren, eklogitischen Paragenese erhalten. Der Bündnerschiefer, der den Gabbro der *Zone 6* zerteilt, besteht aus einem Wechsel von Kalkglimmerschiefer, kalkreichen Lagen und Granat-führenden Quarz-Muskowit-Schiefen mit geringen Mengen von Zoisit und Klinozoisit, Chloritoid, Chlorit, Albit, Rutil, Titanit und Apatit.

Die Prasinite der *Zone 7* sind fein gebänderte und gefältelte Gesteine, in denen helle, Albit-reiche mit Epidot- oder dunklen Hornblende-Chlorit-reichen Lagen abwechseln. Die Hauptmasse aber unterscheidet sich durch die hellere Farbe, den seidenartigen Glanz und die mm-grossen, runden Albite auf s von den eklogitogenen Prasiniten. Dünne Lagen von karbonatischem und quarzitischem Material sprechen für vulkanodetritische Herkunft (Tuffe oder Tuffite).

Diese Prasinite bilden z. T. konkordante Lagen in den Kalkglimmerschiefen des Oberrothorn-Ostgrates. Analog wie in der darüberliegenden Theodul-Rothornzone (Oph. S. 10–11) fehlen hier alle Anzeichen einer eklogitogenen Phase.

Die Kontakte mit den Bündnerschiefen scheinen primär zu sein. Eine fragliche tektonische Grenze ist nur am oberen (westlichen) Rand der Prasinitmasse zu beobachten, die zwischen P. 3230 und P. 3272 hindurchzieht.

Durchläuft man den ganzen, eben skizzierten Ophiolithkomplex von Osten nach Westen, d. h. von tieferen zu höheren Elementen, so wird der Anteil der eklogitischen und Glaukophan-führenden Gesteine zu Gunsten amphibolitischer und prasinitischer Paragenesen immer mehr zurückgedrängt, sehr rasch vor allem im letzten, ca. 1 km breiten Abschnitt.

Die Sedimente

Es ist ausschliesslich Mesozoikum vertreten, wenn man von einem fraglichen permischen Anteil, der zur unteren Trias gestellt wurde, absieht. Den

Hauptanteil am Aufbau von Unter- und Oberrothorn haben nicht näher datierbare (jurassische? oder/und kretazische) Bündnerschiefer. Die Triaszüge heben sich durch ihren helleren Farbton von diesen dunklen Schiefen ab.

Es müssen zwei, lithologisch z. T. andersartige Bündnerschieferkomplexe unterschieden werden, die durch die Triaszüge des Oberrothornes voneinander getrennt sind. In beiden bilden dunkelgraue, oft granatführende Kalkglimmerschiefer das Hauptelement; weniger häufig sind Kalkmarmore und carbonatarme bis -freie dunkle Schiefer, z. T. granat- und chloritoidführend. Beide Mineralien sind schwarz pigmentiert. Granat zeigt rotiertes Interngefüge, Chloritoid synkinematische Fältelung (Fig. 11b). Im oberen Teil des Unterrothorns wechsellagern die tonig bis kalkigen Bündnerschiefer mit brekzienreichen Horizonten, die feine oder gröbere dolomitische Komponenten in einem graubraun anwitternden, karbonatischen Zement führen (Lias?).

In allen Bündnerschiefen findet sich bald mehr, bald weniger Pyrit und graphitoides Pigment. Postkristalline Deformation ist sehr verbreitet.

Am Unter- und Oberrothorn treten Ophiolithe (Prasinite) nur ganz sporadisch auf (Fig. 5), hingegen findet man zahlreiche Prasinitlagen in den Bündnerschiefen im östlichen Teil der Roten Bodmen. Stratigraphisch bemerkenswert sind hier aber vor allem die quarzmuskowitischen bis quarzitischen Lagen, die – im Gegensatz zu den Triasquarziten – oft Granat, Chlorit und Chloritoid führen. Sie alternieren mit feinen Lagen von hell anwitterndem Marmor. Diese Assoziation möchte ich mit G. ELTER (1971) als das metamorphe Äquivalent der Radiolarite und Calpionellenkalke des ligurischen Apennins interpretieren, und damit auch als Basis der assoziierten Bündnerschiefer (siehe S. 303).

Weniger mächtig als die Bündnerschiefer, aber klarer gegliedert, ist die *Trias*. Ihre Basis besteht aus Quarziten, die mit Konglomeraten, Phengit-Albitgneisen und Muskowitschiefen eine Einheit bilden. Als untertriadisch werden gewöhnlich nur die reinen, durch dünne Muskowitlagen (\pm Karbonat) unterteilten Quarzite betrachtet, das Übrige wird als permisch betrachtet. Diese ganze Serie ist zwei- oder dreifach gefaltet, wobei die Quarzgerölle der Konglomerate in Richtung der Axialebene der Hauptfaltung (siehe S. 327) abgeplattet und parallel zu den westfallenden Faltenachsen gestreckt sind.

Sehr schön kann diese Serie am Unterrothornspitze und nördlich davon studiert werden. Die Quarzitzüge des Oberrothornes haben analoge Zusammensetzung. Der mächtigere der beiden trägt eine Konglomeratkappe, der untere, östliche Rand hingegen wird von einem Muskowit-Chloritschieferband gebildet, das durch grosse Albitporphyroblasten auffällt.

Die mittlere Trias ist durch blaugraue Kalk- und gelbe Dolomitmarmore, sowie durch Rauhwaacke repräsentiert. Diese ganze Folge ist vor allem in den Roten Bodmen gut aufgeschlossen. Sie zieht, mehrfach verschuppt und verfaltet, in den Ostgrat des Oberrothornes hinein. Die beiden, auf der Karte (s. Tafel) angegebenen Quarzite dieses Grates schliessen eine interessante Serie

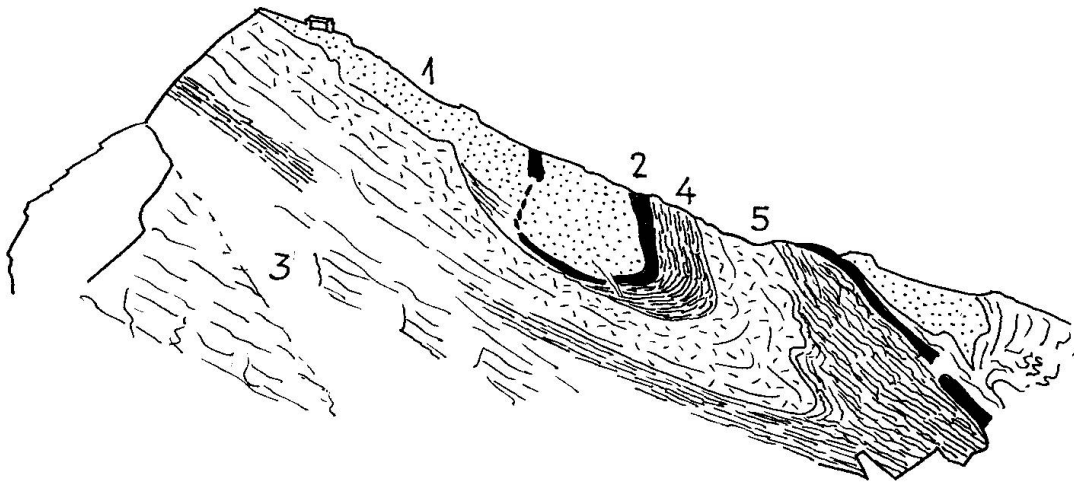


Fig. 4. Geologische Skizze des Unterrothornes, vom Oberrothorn aus gesehen. 1 Quarzite, Konglomerate, Muskowitschiefer etc. (untere Trias und Perm (?)). 2 Dolomit- und Kalkmarmore (mittlere Trias). 3, 4 und 5 Bündnerschiefer (Jura). 3 Kalkglimmerschiefer. 4 Dunkle, tonige Schiefer, z. T. pyritreich und Chloritoid-führend. 5 Kalkglimmerschiefer, mit Lagen von Fein- und Grobbrekzien.

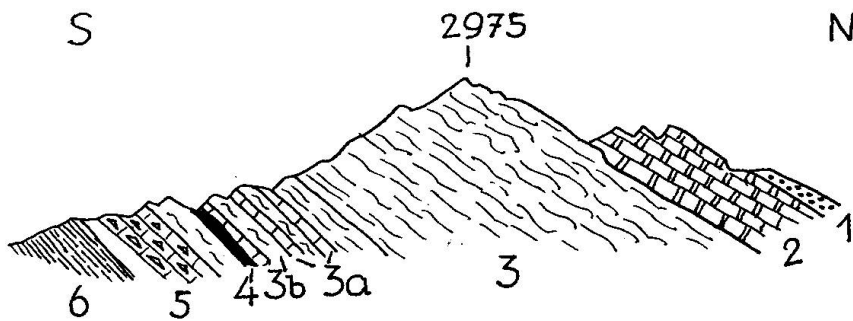


Fig. 5. Profil durch P 2975, N Unterrothorn. 1. Triasquarzite, 2. Marmore (mittlere Trias), 3. Kalkglimmerschiefer, 3a. Kalkmarmore, 3b. Quarzglimmerschiefer, 4. Prasinit, 5. Kalkglimmerschiefer mit Brekzienlagen, 6. Tonige Schiefer.

ein. Es sind dies dünnplattige pyritführende Lagen, die durch grobspätige, schwarze Knoten auffallen (Krinoiden?).

Ein Kalk- und Dolomitmarmorzug folgt der Kante, in der West- und Südwand des Oberrothorns sich schneiden. Er wird von einer geringmächtigen Kalkschieferbrekzie überlagert. Auch der Marmorzug, der den nördlichen Teil der Quarzite des Unterrothorns (P. 3019) umhüllt, ist im Sattel SW dieses Punktes von einer Brekzie begleitet. Hier handelt es sich aber um eine polygene Brekzie mit Dolomit-, Kalk- und Quarzmuskowitschiefer-Komponenten in dolomitischem Zement (Lias?).

Die Mineralparagenesen

1967 habe ich in der Ophiolitharbeit eine Tabelle veröffentlicht (S. 77), in welcher die Mineralparagenesen der alpinen Ophiolithe verschiedener Gebiete

in vier Gruppen zusammengefasst sind. Aufgrund der neuen chronologischen Daten wären die meisten Assoziationen der Gruppe I mit Glaukophan, Lawsonit, Pumpellyit u. a. heute zur kretazischen Hochdruckphase zu rechnen, während man II und IV, vielleicht gewisse Eklogite ausgenommen, zur höher temperierten lepontinischen Phase stellen würde.

Gruppe II, d. h. die Gesteine der Zone von Zermatt-Saas s. l. stellt ein Gemisch beider dar, da die kretazische Metamorphose in diesen Gebieten durch die tertiäre überlagert wird.

Im folgenden habe ich nun versucht, dieses Gemisch aufzulösen und die Paragenesen der beiden Phasen zu trennen. Das Ergebnis deckt sich nahezu ganz mit den Angaben von DAL PIAZ und MARTINOTTI (1972).

Die vollständige Liste der Mineralien, die im Zusammenhang mit der ersten Phase in der Zone von Zermatt-Saas kristallisierten, sind:

Omphazit (Px)*, Granat (Gr)*, Glaukophan (Gl)*, farblose, natronreiche Hornblende (Hb^I)*, Zoisit (Zo), Epidot (Ep), z. T. Lawsonit (Lw), Chloritoid (Ctd)*, Talk (Tk), Disthen (Ky), Paragonit (Pg^I)*, Muskowit (Ms)*, (Phengit), Quarz (Qz), Carbonat (Ca^I), Rutil (Ru) und Apatit (Ap^I?).

Von den mit einem Stern versehenen finden sich Analysen und kurze Hinweise auf S. 314 bis 320. Unter Epidot sind Klinozoisit bis Pistazit zusammengefasst. Lawsonit wurde nicht gefunden, hingegen sind «Pseudomorphosen» nach diesem Mineral verbreitet (s. S. 324). Disthen ist als Gesteinsgemengteil im Allalin-Gabbro sehr häufig. In Eklogiten der Zone 2 wurde er nur ganz sporadisch festgestellt (FRY, 1972), er ist hier, wie auch auf Klüften (Oph. S. 70) wahrscheinlich meistens durch Hellglimmer ersetzt. Quarz ist in Zone 2 sehr verbreitet als Einschluss in Granat, im Druckschatten und auf Rissen von Granat, als Bestandteil der Matrix zwischen Pillows (zusammen mit Carbonat) und mit anderen Mineralien auf Klüften. Unter Erz sind die opaken Mineralien wie Magnetit, Ilmenit, Pyrit u. a. zusammengefasst. Bemerkenswert ist die grosse Verbreitung von Pyrit. Rutil ist nicht nur regelmässiger Gesteinsgemengteil, sondern findet sich in grossen Kristallen, z. T. zusammen mit Chloritoid, auch auf Klüften, ebenso Prehnit.

Zu den Mineralien der höher temperierten Phase II, in der sich die Albit-amphibolite und die eklogitogenen Prasinite entwickeln, gehören:

Albit (Ab, randlich, z. T. in Olikoklas übergehend), Epidot (Ep) z. T., barroisitische und andere Hornblenden (Hb^{II}), Aktinolith, Chlorit (Ch), Paragonit (Pg^{II}) und Muskowit (Ms^{II}) (?), Biotit (Bi), Titanit (Ti), Calcit (Ce^{II}) und Quarz (Qz) (siehe dazu Oph. 53–60 und 80–105).

Das erste Anzeichen der Bildung von Paragenesen der Phase II ist der Zerfall von Omphazit, der von einer Kelyphitisierung des Granates gefolgt oder begleitet wird. Die entsprechenden Neubildungen fehlen nur ausnahmsweise in Eklogiten oder Glaukophaniten. Andererseits sind in allen eklogitogenen Prasiniten (und erst recht in den Amphiboliten) noch Relikte der Hochdruck-

paragenesen, vor allem Granat, aber auch Omphazit, Glaukophan, Rutil u. a. noch nachweisbar. (Eine Ausnahme machen die Ovardite.) Ich betrachte diese Relikte als Restbestände unvollständig abgelaufener Reaktionen und nicht als stabile, überschüssige Komponenten der Edukte von I (Tab. 1).

Die Bedeutung der einzelnen Gesteinsgruppen wechselt sowohl innerhalb einer Zone, wie auch von Zone zu Zone. Dass der Anteil der Hochdruck-Paragenesen gegen W zu abnimmt, habe ich schon erwähnt. Die verschiedenen Eklogitarten sind vor allem in 2 und 3 verbreitet, wobei in 2 Paragonit- und Glaukophan-führende Eklogite dominieren (s. Analysen PVB 878, 891, 941 und 942, Aufschluss A). Chlorit-führende Eklogite sowie Glaukophanite können

Tabelle 1. *Mineralparagenesen*I *Erste, kretazische Phase*

Eklogite	Px	Gr	Gl	Hb ^I	Hb ^{II}	Zo	Ep	Pg	Ms	Chl	Ctd	Tk	Bi	Ab	Q	Cc	Ru	Tit	Erz	Ap
1	x	o					o								
2	x	o		o			o								
3	x	o	o				o	o							
4	x	o	o				o	o	o						
5	x	o	o	o			o	o							
6	x						o				x				
7	x	o	o				o	o			x				
8	x	o	o								x	o			
Zoisit-Paragonitschiefer	9	o	o	o		x		x							o	.		.	.	
1a Glaukophanite	10		o	x			o	o						
	11		o	x			o	o		o	o				
	12		o	x			o			x	o	o			

II *Zweite, lepontinische Phase*

Albit-Amphibolite	13				x		o	o						o				.	.	
	14				x		o	o					.	o
	15				o		o	o		o				o				.	.	.
	16				o	x	o							o				.	.	.
Prasinite (eklogitogen)	17				o		o			o				o				.	.	
Ovardite	18				o		o			x				x				.	.	
Prasinitlagen im Bündnerschiefer	19				o		o	o		o			.	x				.	.	

x Hauptgemengteil, o Nebengemengteil, . Akzessorien

Tabelle 1 ist das Extrakt von ca. 150 Dünnschliffuntersuchungen. Die Proben stammen zum grössten Teil aus Zone 2. Die aufgeführten Paragenesen sind nicht gleich häufig. So sind 1 und 2 in Zone 2 selten, ebenso die Chloritoid- und die Talk-führenden Eklogite 11 und 12. Am häufigsten ist hier die Assoziation 3. In der Zone 3 erlangen hingegen 1, 2 und 9 grössere Bedeutung. Im Aufschluss B sind alle Paragenesen, mit Ausnahme von 9, vertreten. In Kategorie II dominieren die Amphibolite. Die eklogitogenen Prasinite unterscheiden sich von ihnen nur durch den grösseren Anteil von Albit und Chlorit. In den Ovarditen tritt Hornblende noch stärker zurück und bleibt hauptsächlich als Einschluss in Albit erhalten. Diese Gesteine bilden sich lokal am Kontakt von Albitadern mit Eklogiten oder Amphiboliten (s. Oph. 68-69.)

Die Hellglimmer von II wurden nicht untersucht. Die Zoisit-führenden Paragenesen von I und II sind für Gesteine gabbroider Herkunft typisch.

im Aufschluss B studiert werden (siehe petrographischer Teil). Ausschliesslich auf Zone 3 sind die mit den Eklogiten syngenetischen Zoisit-Paragonitschiefer beschränkt. Sie gehen aus plagioklasreichen Partien des Gabbros hervor, etwa durch folgende Umsetzung: $4 \text{ Anorthit} + 1 \text{ Albit} + 2 \text{ H}_2\text{O} = 1 \text{ Zoisit} + 1 \text{ Paragonit} + 2 \text{ Quarz}$. Der Rest an Albit wird bei der Umwandlung von Augit in Omphazit verbraucht (BEARTH, 1970). Es ist möglich, dass obige Reaktion – wie beim Allalingabbro – über Disthen als Zwischenprodukt verläuft, doch habe ich keine Relikte dieses Minerals finden können.

Die chemisch \pm äquivalenten Gesteine im Metagabbro der Zone 6 führen ebenfalls Zoisit (\pm Epidot) als Hauptgemengteil, ferner Albit, Aktinolith und Chlorit. Die beiden Paragenesen sind demnach durch die folgende, summarisch angedeutete Reaktion miteinander verknüpft: $\text{Omphazit} + \text{Granat} + \text{Paragonit} = \text{Albit} + \text{Aktinolith} + \text{Chlorit}$.

Chemischer Teil¹⁾

Für die chemische Untersuchung haben wir uns hier ausschliesslich auf die Zone 2 (Metavulkanite) beschränkt und zwar auf Gesteine und Mineralien der ersten (Hochdruck)-phase. Probleme, die mit dem Übergang der Paragenesen I in II zusammenhängen, wurden, soweit möglich ausgeklammert, ebenso Vergleiche zwischen den verschiedenen Zonen.

Von den vier analysierten Eklogiten (Tab. 2) stammen zwei (941 und 942) vom Aufschluss A. Sie sind schon 1971 publiziert worden (BEARTH und STERN) und werden hier lediglich zum Vergleich nochmals angeführt. Von den analysierten Proben (878 und 891) kommt 878 aus der Gipfelpartie des Rimpfischhorns (Westgrat, Kote 4100), 891 vom Aufschluss B, Fig. 1.

Nicht weniger als 6 der 7 bisher analysierten Eklogite (Oph. S. 55 und BEARTH, 1971) stammen aus Zone 2 oder deren Fortsetzung. Fünf davon haben spilitischen Chemismus. Mit Ausnahme von 891 und PB 494 sind sie alle normativ ungesättigt (Ne 2,2–13,9). Im übrigen sind grössere Unterschiede vor allem bei SiO_2 , CaO und Na_2O vorhanden, deren Ursachen wir ebensowenig nachgehen konnten, wie der Variation in der mineralogischen Zusammensetzung. Bei 878 überrascht der sehr hohe K_2O -Gehalt, der bei allen andern Eklogiten und eklogitogenen Gesteinen stets $< 0,5$ ist. Es ist einer der anscheinend selteneren Eklogite, der neben Paragonit noch Phengit führt und der möglicherweise aus der Randpartie eines Pillows stammt (STEEN, 1972). Ein

¹⁾ Für die Analysen sind die Herren Prof. H. Schwander und Dr. W. Stern verantwortlich, für die Berechnungen und den Text der Verfasser. Die Vollanalysen der Gesteine und Mineralien wurden nach der Röntgenfluoreszenzmethode (RF) von Dr. W. Stern ausgeführt, die Teilanalysen der Mineralien von Prof. H. Schwander mittels der Mikrosonde (RMS). Bei Omphazit und Granat wurde überdies FeO mit RF bestimmt. Die Angabe H_2O umfasst die Summe der flüchtigen Bestandteile.

Tabelle 2

	PVB 878 Paragonit- u. Muskowit- führender Eklogit RF	PVB 891 Paragonit- u. Glaukophan- führender Eklogit RF	PVB 941 Paragonit- führender Eklogit RF	PVB 942 Glaukophan- u. granat-paragonit- führender Eklogit RF
SiO ₂	49,4	48,5	51,4	53,3
Al ₂ O ₃	18,0	17,1	16,7	16,8
Fe ₂ O ₃	3,0	3,7	3,8	3,3
FeO	6,8	5,9	4,9	5,1
MnO	0,2	0,2	0,2	0,1
MgO	4,5	4,6	3,5	4,4
CaO	6,4	9,1	8,3	6,8
Na ₂ O	4,1	6,2	7,4	6,6
K ₂ O	1,5	0,4	0,1	0,1
TiO ₂	3,1	2,4	2,4	1,7
P ₂ O ₅	0,4	0,5	0,5	0,2
H ₂ O	2,3	1,2	1,3	2,2
	<u>99,7</u>	<u>99,8</u>	<u>100,5</u>	<u>100,6</u>

Molekularnormen (nach P. NIGGLI)

	PVB 878	PVB 891	PVB 941	PVB 942
Or	9,1	2,2	1,0	—
Ab	37,5	34,4	43,0	55,3
An	27,0	17,8	11,7	16,5
Ne	—	12,9	13,8	2,2
Wo	1,7	10,0	11,8	6,8
En	9,6	7,8	9,6	4,0
Hy	3,2	2,2	1,8	2,8
Fo	2,4	3,7	—	6,1
Fa	1,2	1,0	—	0,5
Mt	3,7	3,8	3,9	3,4
Ilm	4,4	3,4	3,4	2,4
Cp	0,2	0,8	—	—
	<u>100,0</u>	<u>100,0</u>	<u>100,0</u>	<u>100,0</u>

PVB 878: Or 9,1, Ab 37,5, An 27,0, Ne —, Wo 1,7, En 9,6, Hy 3,2, Fo 2,4, Fa 1,2, Mt 3,7, Ilm 4,4, Cp 0,2. Zusammenfassung: 73,6 Plag. An 42, 3,4 Di, 8,4 En, 2,7 Hy, 3,6 Ol.

PVB 891: Or 2,2, Ab 34,4, An 17,8, Ne 12,9, Wo 10,0, En 7,8, Hy 2,2, Fo 3,7, Fa 1,0, Mt 3,8, Ilm 3,4, Cp 0,8. Zusammenfassung: 54,4 Plag. An 34, 20,0 Di, 4,7 Ol.

PVB 941: Or 1,0, Ab 43,0, An 11,7, Ne 13,8, Wo 11,8, En 9,6, Hy 1,8, Fo —, Fa —, Mt 3,9, Ilm 3,4, Cp —. Zusammenfassung: 55,7 Plag. An 21, 23,2 Diopsid.

PVB 942: Or —, Ab 55,3, An 16,5, Ne 2,2, Wo 6,8, En 4,0, Hy 2,8, Fo 6,1, Fa 0,5, Mt 3,4, Ilm 2,4, Cp —. Zusammenfassung: 71,8 Plag. An 23, 13,6 Di, 6,6 Ol.

Modaler Mineralbestand (Vol-% geschätzt)

Omphazit	53	Omphazit	48	Omphazit	70	Omphazit	48
(Diablastik	<5)	(Diablastik	6)	Granat	13	Diablastik**)	
Granat	19	Granat	33	Glaukophan	<1	(Albit+Horn-	
—		Glaukophan	4	Paragonit	12	blende	20)
Paragonit	} 24	Paragonit	9	Quarz+Epidot	~3	Granat	9
und Muskowit				Rutil	~2	Glaukophan	7
Rutil, Carbonat,		Epidot	<1		Paragonit	11	
Epidot, Quarz,	} <2				Calcit	2	
Apatit je						Albit+Quarz	3
Rutil kann auch	>2 sein				Rutil	~2	

Vergleich mit Eklogiten vom Monviso (MOTTANA, 1971) zeigt, dass die bisher analysierten Gesteine von Zermatt SiO₂-, MgO- und CaO-ärmer, aber Al₂O₃-reicher sind, und dass bei gleich hohem Mittelwert von Na₂O (5,97), der spilitische Charakter hier viel ausgeprägter ist.

Mineralien der Eklogite

Omphazit

Hauptgemengteile sind Omphazit und Granat. Vom Eklogit PVB 941 wurden beide separiert und analysiert (RF). Das Resultat der Omphazitanalyse ist in Tabelle 3 enthalten. Da das Material nach der Separation noch ziemlich viel Rutil und etwas Hornblende enthielt, wurde alles TiO_2 und H_2O abgezogen und unter Vernachlässigung von P_2O_5 auf 100 umgerechnet (Kolonne b). Die danebenstehenden Kolonnen enthalten die Ergebnisse der RMS-Analysen der Omphazite von PVB 878 und 891, ergänzt durch eine FeO-Bestimmung.

Tabelle 3

	PVB 941		PVB 878	PVB 891	PB 1305 (Oph. S. 38)	PB 1320 (Oph. S. 82)	PVB 1002a	PVB 1002c
	a	b						
SiO_2	53,8	55,8	54,8	54,5	56,2	56,2	56,7	56,5
Al_2O_3	13,0	13,4	12,3	12,8	10,2	10,4	12,8	12,7
Fe_2O_3	5,3	5,5	7,8	6,3	1,5	3,1	—	—
FeO	1,6	1,6	2,1	2,1	2,3	2,8	1,3*	1,7*
MnO	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	—	—
MgO	5,5	5,7	5,7	5,9	10,2	7,7	9,3	9,1
CaO	9,9	10,2	9,0	9,2	12,2	12,0	12,7	12,7
Na_2O	7,6	7,8	8,4	9,2	5,8	6,9	7,5	7,8
K_2O	0,0				0,2	0,2		
TiO_2	2,3				0,2	0,1		
P_2O_5	0,2				—	—		
H_2O	0,6				0,8	0,4		
	99,8	100,0	99,5	99,5	99,7	99,9		

Formelkoeffizienten, berechnet auf 0 = 6

Si	1,98	1,96	1,96	1,96	2,03	2,03	1,98	1,98
Al^{IV}	0,02	0,04	0,04	0,04	—	—	0,02	0,02
Al^{VI}	0,55	0,48	0,48	0,50	0,43	0,44	0,51	0,50
Fe^{3+}	0,15	0,21	0,21	0,17	0,04	0,08	0,04*	0,05*
Fe^{2+}	0,05	0,06	0,06	0,06	0,07	0,08		
Mg	0,30	0,30	0,30	0,32	0,55	0,42	0,49	0,48
Ca	0,39	0,34	0,34	0,35	0,47	0,47	0,48	0,48
Na	0,54	0,58	0,58	0,64	0,41	0,49	0,51	0,53
Ac	15,4	22,0	22,0	16,9	4,9	8,8		
Jd	41,4	37,7	37,7	45,0	36,9	41,1	* Fe-tot. als FeO	
Ts	8,9	7,7	7,7	3,7	3,9	1,9		
Hd	5,0	6,4	6,4	6,0	7,3	8,8		
Di	29,3	26,2	26,2	28,4	47,0	39,4		
	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0		
Überschuss an SiO_2	+3,8	+2,2	+2,2	-1,9	+3,3	+2,1		

Optische Daten

n_α	1,675	1,677	1,680 ± 0,003
n_β	1,684	1,682	1,687 ± 0,003
n_γ	1,696	1,687	1,702 ± 0,003
Δn	0,021	0,010	0,022
$2 V_z$	79 ± 1°	78 ± 1°	80 ± 1°
D	3,38	3,18	3,32

In der unteren Hälfte der Tabelle sind noch zwei RMS-Omphazitanalysen vom Allalingabbro (1002a und 1002c) aufgeführt, ferner die älteren Analysen (PB 1305 und PB 1320, Oph. S. 38 und S. 82). Die Endglieder Acmit (Ac), Jadeit (Jd), Tschermak Mol. (Ts), Hedenbergit (Hd) und Diopsid (Di) sind nach dem Vorschlag von WHITE (1964) berechnet.

Alle Analysen fallen nach der Klassifikation von ESSENE und FYFE (1967) in das Feld der Omphazite, ausgenommen 878, der als Chloromelanit zu bezeichnen wäre, optisch sich aber von den andern nicht unterscheidet. Wie diese ist er im Dünnschliff blassgrün und kaum pleochroitisch, verdient somit die Bezeichnung Chloromelanit nicht.

Die Omphazite 941, 878 und 891 unterscheiden sich durch ihren hohen Acmit- und den niedrigen Diopsidgehalt von den rechts aufgeführten 5 Analysen. Sie scheinen für die Zone 2 charakteristisch zu sein. In allen drei Fällen ist $Jd + Ac \sim 60$ Mol.-%, während bei den Fe-armen Omphaziten 1002a und 1002c aus Allalingabbro der Jd-Anteil um 50 Mol.-% liegt und nur wenig grösser ist als die Diopsidkomponente. Es bestehen also grosse Unterschiede in der Zusammensetzung unserer Omphazite und zwar nur z. T. in Abhängigkeit vom Gesteinschemismus. PB 1305 stammt ebenfalls aus dem Allalingabbro, PB 1320 aus einem Metagabbro von Mellichen (Oph. S. 38 und S. 82).

Stichproben mit der Mikrosonde zeigten, dass die Omphazitkristalle chemisch nicht homogen sind. Um einen Begriff von diesen Schwankungen und zugleich eine methodisch unabhängige Kontrolle der RF-Analyse zu erhalten, hat H. Schwander 3 Omphazitkörner des Eklogites PVB 941 mit der Elektronenmikrosonde analysiert. Das Ergebnis ist in den drei ersten Kolonnen der folgenden Tabelle 4 reproduziert. Kolonne 4 enthält den Mittelwert der drei Analysen, 5 die auf 100% umgerechnete RF-Analyse des separierten Minerals.

Sowohl im Vergleich zur RF-Analyse, wie auch unter sich, zeigen die RMS-Analysen z. T. beträchtliche Differenzen. In allen Fällen bleibt nach Bildung von Jadeit ein Na-Überschuss, der in das Akmitmolekül eingehen muss. Nehmen wir an, dass der Akmitgehalt bei allen Omphaziten des Eklogites PVB 941 gleich gross ist, nämlich entsprechend 5,5 Gew.-% Fe_2O_3 , dann ergibt die Berechnung der Analysen die im untersten Teil der Tabelle 4 angegebenen Werte.

Von den drei Analysen fällt die zweite durch den niedrigen Al_2O_3 - und Na_2O -Gehalt, vor allem aber durch das sehr niedrige CaO auf. Es bleibt infolgedessen nach der Berechnung ein beträchtlicher SiO_2 -Überschuss übrig. Derartige Abweichungen sind bei heterogenen Kristallen infolge der punktförmigen Analysentechnik zu erwarten. Vollständige Harmonie der Einzelwerte wäre nur dann möglich, wenn der Kristall überall gleiche Zusammensetzung hätte. Das ist offenbar nicht der Fall.

Die RF-Analyse repräsentiert den Mittelwert einer sehr grossen Anzahl Omphazitkörner. Leider gelang aber die Separation von der damit verwach-

Tabelle 4

	1	2	3	4	5
SiO ₂	55,0	55,5	55,0	55,2	55,4
Al ₂ O ₃	13,5	12,5	14,5	13,5	13,7
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	5,5
FeO	6,8*	6,4*	7,6*	6,9*	1,7
MgO	4,6	5,5	5,1	5,0	5,7
CaO	9,2	7,0	8,2	8,1	10,2
Na ₂ O	8,9	8,0	9,2	8,7	7,8

* Fe-tot. als FeO

Formelkoeffizienten, berechnet auf 0=6

Si	1,98	2,03	1,95	1,98
Al ^{IV}	0,02	—	0,05	0,02
Al	0,55	0,54	0,55	0,55
Fe ³⁺	0,15	0,15	0,15	0,15
Fe ²⁺	0,06	0,04	0,08	0,05
Mg	0,25	0,30	0,27	0,30
Ca	0,35	0,28	0,31	0,39
Na	0,62	0,57	0,63	0,54
Ac	16,4	17,2	16,2	15,4
Jd	47,4	45,4	47,7	41,4
Ts	5,6	7,0	6,6	8,9
Hd	4,9	4,3	6,9	5,0
Di	25,6	26,1	22,6	29,3
	99,9	100,0	100,0	100,0
SiO ₂	+2,3	+7,3	+1,2	+3,8

senen Hornblende nicht vollständig, auch enthielt die Analysenprobe noch Rutil und Spuren von Erz. Den gegenüber allen RMS-Analysen zu hohen CaO- und zu niedrigen Na₂O-Wert führen wir auf die Hornblendezumischung zurück.

Analysen von Omphaziten aus Eklogiten des Monviso (MOTTANA, 1971) zeigen durchwegs höhere CaO- und MgO-Werte, aber niedrigeres Na₂O als diejenigen aus Zone (2). Aber auch hier haben wir es keineswegs mit homogenem Material zu tun.

Bisher ist die Streubreite im Chemismus der Omphazite weder für einen einzelnen Gesteinskörper (z. B. den Allalin-Gabbro), noch für eine Zone (z. B. diejenige von Zermatt-Saas), geschweige denn für den ganzen Ophiolitkomplex der Westalpen auch nur annähernd bekannt. Entsprechendes gilt auch für die andern Mineralien.

Glaukophan (Tabelle 5) (siehe auch Oph. S. 90–93)

PVB 942 stammt aus dem Eklogitaufschluss A, PVB 865 von einem Chloritoid-Chlorit- und Paragonit-führenden Glaukophanit, Aufschluss B (BEARTH 1971, Analyse PVB 940). Die RMS-Analyse 907 wurde zum Vergleich hinzugefügt. Dieser Glaukophan stammt aus dem Gabbro der Spitzzi Flue. 1098 entspricht einer eher seltenen, farblosen Hornblende aus Zone 5, P. 3225 im

Schwarzgrat. Sie bildet den Kern einer blaugrünen Hornblende (WETZEL, 1972).

Glaukophan-Analysen aus Ophioliten der Cottischen Alpen (NICOLAS, 1966, und CHATTERJIE, 1971) zeigen ähnliche Na-Gehalte, etwa gleichviel (N.) oder weniger (Ch.) SiO_2 , während Al_2O_3 bei N. niedriger, bei Ch. ähnlich hoch ist. Bei beiden sind die Mg-Gehalte niedriger, dafür die Ca-, vor allem aber die Fe-Werte höher, letztere ganz wesentlich. Auch bei kalifornischen Glaukophanen ist Mg niedriger bis viel niedriger, hingegen Ca meistens grösser und Fe durchgehend erheblich höher (ERNST, 1970).

Tabelle 5

	PVB 942	PVB 865	PVB 907	PVB 1098 Hornblende
SiO_2	57,0	58,6	56,8	44,7
Al_2O_3	11,6	12,4	12,2	15,6
Fe_2O_3	1,8	2,0	—	4,6
FeO	6,8	4,0	7,4*	7,3
MnO	0,0	0,0	0,1	0,2
MgO	10,7	12,2	12,0	10,0
CaO	0,9	1,4	1,1	9,7
Na_2O	7,2	6,6	6,9	4,3
K_2O	0,0	0,0	n. b.	0,5
TiO_2	0,9	0,4	n. b.	0,7
P_2O_5	0,0	0,0	0,0	0,0
H_2O	2,6	2,5	n. b.	2,3
	99,6	100,1	96,5	99,9

Kationen, auf 0 = 23 berechnet				
	PVB 942	PVB 865	PVB 907	PVB 1098 Hornblende
Si	7,80	7,60	7,65	6,79
Al^{IV}	0,20	0,40	0,35	1,21
Al^{VI}	1,70	1,48	1,62	1,58
Fe^{3+}	0,17	0,19	0,38*	0,53
Ti	0,09	0,04	0,38*	0,08
Fe^{2+}	0,78	0,43	2,46	0,95
Mg	2,18	2,35	2,46	2,25
Ca	0,13	0,19	0,16	1,57
Na	1,92	1,66	1,84	1,26
K				0,10
$\text{H}_2\text{O}^1)$	1,2	1,08	* Fe-tot. als Fe^{2+}	1,16
			Ti n. b.	

Optische Daten				
n_α	1,611	1,609	$1,605 \pm 0,001$	
n_β	1,631	1,623	$1,625 \pm 0,001$	
n_γ	1,633	1,632	$1,631 \pm 0,001$	
Δn	0,022	0,023	0,026	
$2 V_z$	$46 \pm 1^\circ$	$47 \pm 1^\circ$	$48 \pm 1^\circ$	

Der gleiche Mg-reiche, aber Fe-arme gastalditische Glaukophan ist auch im Aosta- und Susatal verbreitet; er ist also keineswegs eine Spezialität von Zermatt. Die für diese Spezies in Italien übliche Benennung Gastaldit ist also durchaus berechtigt.

Granate

Tabelle 6

Gew.-%	aus Eklogiten (s. auch Oph. S. 83–87)				aus Glauko- phanit (B)
	PVB 941 RF	PVB 878 RMS	PVB 891 RMS	PVB 913 RMS	PVB 901 RMS
SiO ₂	38,6	38,5	38,5	37,0	37,8
Al ₂ O ₃	20,0	20,8	21,1	19,2	19,1
Fe ₂ O ₃	0,3	0,2	2,2	—	—
FeO	26,1	26,8	25,2	30,2*	27,8*
MnO	1,0	1,6	0,6	1,2	1,0
MgO	5,5	3,3	4,6	5,4	6,9
CaO	7,2	8,2	7,6	8,4	6,6
Na ₂ O	0,0				
K ₂ O	0,0				
TiO ₂	1,3				
P ₂ O ₅	0,0				
H ₂ O	0,0				
	100,0	99,4	99,6	101,4	99,2
Kationen ber. auf 0 = 12					
Si	3,05	3,05	3,04	2,99	3,05
Al	1,88	1,96	1,95	1,83	1,82
Fe ³⁺	0,02	0,01	0,13	—	—
Fe	1,73	1,78	1,66	1,83*	1,69*
Mn	0,07	0,11	0,04	0,08	0,07
Mg	0,65	0,39	0,54	0,65	0,83
Ca	0,61	0,69	0,64	0,73	0,57
Alm	56,6	59,8	57,5	Mol.-%	
Gro	19,0	22,9	15,9		
Py	21,2	13,2	18,7		
And	1,0	0,4	6,6		* Fe-tot. als FeO
Spess	2,2	3,7	1,3		
	100,0	100,0	100,0		
Differenz					
SiO ₂	—	+1,0	+2,0		
Al ₂ O ₃	—1,85	—0,4	+2,2		

Die Endglieder wurden in der Reihenfolge Spessartin, Andradit, Pyrop, Grossular und Almandin berechnet und nach Umrechnung auf 100 ein Überschuss (+) oder Manko (–) an SiO₂ oder Al₂O₃ (auf diese Summe bezogen) unten angegeben.

Diese Grossular- und Pyrop-führenden Almandine sind nicht einheitlich! Allgemein ist der Kern spessartinreicher als der Rand, dieser enthält mehr Pyrop

Paragonit

Hellglimmer ist ein in allen Zonen sehr verbreiteter Gemengteil. Es handelt sich meist um Paragonit. Von 15 mit dem Difraktometer untersuchten Proben aus den Zonen 2, 3 und 5 enthalten 11 nur Paragonit, 2 nur Muskowit und 5 beides (Ms-Analysen s. Oph. S. 96). Es scheinen ausschliesslich nahezu reine Endglieder zu existieren. Beide können, wie Untersuchungen am Allalin-

Gabbro zeigen, schon sehr früh nebeneinander entstehen. Zu dieser frühen Generation rechne ich auch die idiomorphen Hellglimmer (Paragonit) der Eklogite von Aufschluss A (PVB 869, 941, 942). Eine jüngere Generation Paragonit entsteht u. a. beim Zerfall von Chloritoid und von Disthen (s. Oph. S. 97, siehe auch E-AN ZEN, 1964). Der Glaukophanitaufschluss B ist besonders reich an Paragonit (PVB 862 und 865) 862 ist hauptsächlich von Glaukophan begleitet, bei 865 kommt noch Epidot hinzu.

Tabelle 7

	PVB 860	PVB 862	PVB 865
SiO ₂	46,0	45,9	46,0
Al ₂ O ₃	38,3	39,0	38,1
Fe ₂ O ₃	0,2	0,0	0,4
FeO	0,0	0,3	n. b.
MnO	0,0	0,0	0,0
MgO	0,1	0,0	0,0
CaO	0,9	0,2	0,7
Na ₂ O	8,0	7,7	8,1
K ₂ O	0,8	0,7	0,4
TiO ₂	0,4	0,2	0,1
H ₂ O ¹⁾	5,3	5,7	5,4
	<u>100,0</u>	<u>99,7</u>	<u>99,2</u>

Kationen auf 0 = 22 berechnet

Si	5,97	5,98	6,02
Al	5,87	5,98	5,88
Fe ³⁺	0,02	0,00	0,04
Fe ²⁺	0,00	0,03	n. b.
Ti	0,04	0,02	0,01
Mg	0,02	0,00	0,00
Ca	0,12	0,02	0,08
Na	2,01	1,94	2,06
K	0,13	0,06	0,06

¹⁾ Glühverlust

Chloritoid und Chlorit (s. Tabelle 8)

Chloritoid fand sich als Gesteinsgemengteil im Aufschluss B und zwar sowohl in Eklogit wie in Glaukophaniten, auf Adern im Eklogit von Rollkörpern im Dach der Zone 3 (S. 306) zusammen mit Rutil, und im Felskopf NE Pfulwe (3155) (Koord. 631 450/96 500) mit Epidot, eingebettet in Quarz. Aus einer solchen Ader stammt das Material für die Analyse PVB 956.

Der Chloritoid PB 1536 wurde ebenfalls aus einer Quarzader vom selben Fundort wie PVB 956 separiert, Ad 1 aus einer Ader des Allalin-Gabbros (BEARTH, 1963). Sie werden hier nochmals aufgeführt, um zu zeigen, dass die chemische Zusammensetzung innerhalb eines sehr weiten Bereiches variiert, teils in Abhängigkeit vom Gesteinschemismus, teils bedingt durch unbekannte, lokale Faktoren.

Tabelle 8

	PVB 956 RF	PB 1536	Ad 1	Chlorit PVB 873 RF
SiO ₂	25,8	24,1	24,7	28,6
Al ₂ O ₃	41,0	37,3	43,8	19,6
Fe ₂ O ₃	1,9	7,6	3,0	1,2
FeO	18,5	16,8	8,9	10,2
MnO	0,2	0,1	0,1	0,05
MgO	4,7	5,9	10,8	27,2
CaO	0,1	0,2	0,2	0,1
Na ₂ O	0,0	0,1	0,0	0,0
K ₂ O	0,0	0,3	0,0	0,0
TiO ₂	0,0	0,1	0,0	0,2
H ₂ O	7,4	7,4	7,7	12,6
	99,6	99,9	99,2	99,75

Formelkoeffizienten, auf 0 = 10 berechnet				Auf Σ Kat. = 20 berechnet			
Si	2,09	1,99	1,93	Si	5,60	} 8,0	
Al	3,90	3,64	4,04	Al ^{IV}	2,40		
Fe ³⁺	0,11	0,47	0,18	Al ^{VI}	2,14	} 12,0	
Fe ²⁺	1,26	1,18	0,59	Ti	0,03		
Mg	0,57	0,72	1,26	Fe ³⁺	0,18		
OH	4,00	4,08	4,01	Fe ²⁺	1,67		
				Mn	—	} 16,42	
Optische Daten				Mg	7,96		
n _α	1,712 ± 0,002			Ca	0,02		
n _β	1,717 ± 0,002			OH			
n _γ	1,728 ± 0,002						
Δ _n ^γ	0,016						
2 V _z	55 ± 1°						

Der Zerfall von Chloritoid in Paragonit + Chlorit + Magnetit wurde in der Arbeit von 1963 beschrieben.

Der Chlorit PVB 873 ist ein Hauptbestandteil von Schieferlagen im Aufschluss B. Diese führen neben Paragonit und Epidot vor allem Granat, Glaukophan und Chloritoid in z. T. cm-grossen Porphyroblasten. Mindestens ein Teil des Chlorits ist aus Chloritoid hervorgegangen (Oph. S. 101–102.)

Zur Klassifikation der Eklogite

SMULIKOWSKI (1964) und COLEMAN (1965) haben unabhängig voneinander die Eklogite nach gesteinsparagenetischen und chemischen Kriterien gruppiert. Es zeigt sich dabei, dass zwischen Eklogiten aus glaukophanführenden Serien (Zermatt, Kalifornien) und solchen aus der Amphibolitfazies (z. B. Ötztal) chemische Unterschiede bestehen. Die erste Gruppe der sog. «ophiolithischen» Eklogite von SMULIKOWSKI (Gruppe C von COLEMAN) enthält vorwiegend Na-reiche Gesteine; dahin fallen also auch u. a. alle Eklogite mit deutlich spilitischem Chemismus. Mineralogisch zeichnen sie sich durch einen Jadeit-reichen Pyroxen aus; der Pyropgehalt der Granate liegt unter 30 Mol-%. Beide Kennzeichen treffen für die analysierten Zermatter Eklogite zu.

Nun gibt es aber auch im Lepontin, d. h. im Bereich der Amphibolitfazies, alpidisch gebildete Eklogite. Fallen diese nun in die Gruppe der «gewöhnlichen» Eklogite SMULIKOWSKIS? (Gruppe B von COLEMAN). Wäre dies der Fall, müsste man mit einer metamorphosebedingten Verschiebung im Chemismus beim Übergang vom Penninikum ins Lepontin rechnen. Leider sind die lepontinischen Eklogite noch kaum studiert worden. Ähnliches gilt auch für die Eklogite im Monte-Rosa-Kristallin (DAL PIAZ, G., 1971, WETZEL, 1972), die vermutlich aus herzynischen Amphiboliten (?) entstanden sind.

Bis jetzt ist lediglich festgestellt worden, dass zwischen den verschiedenen Eklogitgruppen chemische Unterschiede bestehen, aber nicht warum! SMULIKOWSKI hat in seiner neuesten Arbeit (1972) die Überschneidung der Felder der «gewöhnlichen» durch die «ophiolithischen» Eklogite diskutiert und verschiedene Erklärungen dafür gegeben. Gerade an alpidischen Eklogiten liessen sich diese Fragen prüfen.

Es besteht übrigens kaum ein Zweifel, dass auch herzynische, kaledonische und noch ältere Eklogite aus Ophiolithen hervorgegangen sind, so dass die Ausdrücke «gewöhnliche» und «ophiolithische» Eklogite ebensowenig zu befriedigen vermögen, wie das von mir früher benutzte Adjektiv «alpinotyp». Die neutralen Bezeichnungen COLEMANS sind vorzuziehen.

Zur Beziehung Eklogit-Glaukophanit

Glaukophan entsteht in der Regel nach und auf Kosten von Omphazit (s. Oph. S. 92–93). In den weitaus meisten Fällen bildet sich aus Omphazit allerdings nicht Glaukophan, sondern das als Diablastik bezeichnete Aggregat von Albit und blaugrüner Hornblende. Die Glaukophanbildung hat aber nichts zu tun mit der Umwandlung von Eklogit in Amphibolit. Seine Bildung fällt wahrscheinlich noch in die kretazische Phase und die Untersuchung der Zonen 2 und 3 ergab, dass er nicht nur nach, sondern auch gleichzeitig mit Omphazit kristallisieren kann. Davon hat mich vor allem eine neue Bearbeitung des Allalin-Gabbros überzeugt. Aber auch in den Zonen 2 und 3 lassen sich entsprechende Beobachtungen machen. Granate der Glaukophanite (Aufschluss B) führen vor allem Omphazit als Einschluss und zwar auch dann, wenn sie in einem rein glaukophanitischen, grobkörnigen Grundgewebe eingebettet sind. Dieses enthält übrigens korrodierte Bruchstücke von Eklogiten, die ein ganz anderes Gefüge zeigen. Beides spricht für eine postomphazitische Bildung von Glaukophan.

Aber es gibt hier Granate, die neben Omphazit auch Glaukophan, diesen z. T. als randliche Umwachsung von Omphazit, führen, und folglich in einem glaukophan- und omphazitführenden Milieu gewachsen sind. Die Kristallisation von Granat hat zum Teil diejenige von Glaukophan begleitet und überholt.

Ferner findet man im Druckschatten und auf Streckungsrissen von Eklogitgranaten – vor allem im Metagabbro 3 – neben Omphazit auch Glaukophan als synkinematische Bildung. Auch hier hat er wenigstens streckenweise die Omphazitbildung begleitet.

Ein einziger Fall ist mir bekannt (ebenfalls aus Zone 3), wo Omphazitkristalle winzige Einschlüsse von teilweise idiomorphem Glaukophan enthalten, grösserer Glaukophan aber seinerseits Omphazit umschliesst.

Die Kristallisation der beiden Mineralien überschneidet sich also teilweise und es ist demnach möglich, dass Glaukophanite simultan mit Eklogiten gebildet worden sind.

Simultane Kristallisation von Omphazit und Glaukophan ist auch von NICOLAS (1964) postuliert worden, weil diese beiden Phasen in chemischer Hinsicht sich ergänzen. In einem viel grösseren Ausmass ist dies der Fall in der Zone 2, wo die Mg-reichen, aber Ca-armen Glaukophanite (Aufschluss B) sich zu den Ca-reichen Eklogiten (Aufschluss A) kompensatorisch verhalten. Denkt man sich diese beiden Gesteinsgruppen zu einem Ganzen zusammengefügt, so wäre der heutige Zustand ohne eine erhebliche chemische Migration, die vor- oder synmetamorph erfolgt sein kann, gar nicht zu verwirklichen (BEARTH, 1970).

Ist die Umwandlung von Eklogit in Amphibolit oder Prasinit ein retrograder Prozess?

Diese Frage wurde früher generell bejaht, weniger aufgrund von Tatsachen als von der Vorstellung ausgehend, dass Eklogite immer Produkte einer hochgradigen Metamorphose seien. Die Experimente von RINGWOOD und GREEN (1966) und die mit der «plate tectonic» verknüpften Ideen der Metamorphose (ERNST, COLEMAN, u. a.), lassen die Bildung unserer Eklogite bei relativ niedriger Temperatur (300–400°) und Drucken > 5 Kb zum mindesten als möglich erscheinen.

Diese ersten kretazischen Paragenesen aber wurden in der Folge von Amphiboliten und Prasiniten abgelöst. Es handelt sich dabei aber *nicht* um einen retrograden Prozess. Retrograd ist er nur bezüglich des Druckes, nicht aber der Temperatur. Das folgt zwingend aus der regionalen Situation. Die Zone von Zermatt-Saas liegt sicher noch im Bereich des lepontinischen Wärmedomes. Allerdings erreicht hier die Aufheizung, die von einer Hydratation begleitet war, bei weitem nicht den Betrag wie im Lepontin (600–700°), sondern höchstens etwa 500°. Für eine Erwärmung aber sprechen auch petrographische Indizien, so z. B. die randliche Umwandlung von Albit in Oligoklas und die Neubildung von Olivin im Serpentin. Letzteres ist übrigens ein Dehydrationsprozess.

Die bisherigen Druck-Temperaturangaben (BEARTH, 1967, WETZEL, 1971)

beziehen sich alle auf den zweiten Akt der alpidischen Metamorphose, sie sind folglich nicht auf die Eklogitbildung übertragbar.

Zur Frage einer voreklogitischen Geschichte der Metamorphose

Die älteste, voll entwickelte Paragenese der Zonen 2, 3, 5 und 6 ist die eklogitische. Hat sich diese unmittelbar aus dem magmatischen Gestein oder seinem spilitischen Äquivalent entwickelt oder über eine frühere metamorphe Paragenese? Relikte voreklogitischer Prozesse könnten

- a) in Form von Einschlüssen in den Mineralien der Eklogite, vor allem der Granate, oder
- b) als Pseudomorphosen instabil gewordener Mineralien erhalten sein.

Zu a) *Die Einschlüsse in Granat:*

Die Eklogitgranate widerspiegeln den ganzen Ablauf der Metamorphose unserer Gesteine, den ersten Teil, indem sie vor oder während ihres Wachstums entstandene Mineralien und Gefüge einschliessen und konservieren, den zweiten Teil, indem sie sich an posteklogitischen Reaktionen beteiligen (Oph. S. 83–86).

Die *Granate der Eklogite* führen meist reichlich Einschlüsse, die in der Regel auf den Kern konzentriert sind. Der pyropreichere Rand ist meistens einschlussfrei. Am häufigsten sind Einschlüsse von Rutil, Epidot und Omphazit, seltener sind Quarz, Titanit und Glaukophan, sehr selten Chloritoid, Erz und Apatit. Das sind die gleichen Mineralien, die auch die Grundmasse bilden, und zwar in etwa derselben Häufigkeit, d. h. *der Granat ist von Anfang an in einem Milieu gewachsen, in dem auch die übrigen Eklogitmineralien kristallisierten.*

Die auffallendste Diskrepanz bildet der Titanit, ein Mineral, das sich in der Grundmasse auf Kosten von Rutil erst dann zu bilden beginnt, wenn der Zerfall des Eklogits einsetzt. Abgesehen vom Einschlusstitanit, der noch ein Erbstück des spilitischen Ausgangsgesteins sein könnte, deutet nichts auf die Existenz einer voreklogitischen, metamorphen Paragenese hin. Die Metamorphose des Gabbros, der Basalte und Spilite setzte direkt mit der Bildung eklogitischer Paragenesen ein, z. T. parallel mit glaukophanitischen. Neue Studien am Allalin-Gabbro bestätigen das; auch hier sind im Granat keine Anzeichen einer voreklogitischen metamorphen Phase nachweisbar.

Pseudomorphosen

In einigen Eklogiten, vor allem aber in eklogitogenen Amphiboliten sind häufig rechteckig oder rhombisch begrenzte, helle Aggregate aus Zoisit, Klinozoisit oder Epidot und Hellglimmer (Paragonit) zu sehen. Sie wurden von mir und anderen als Pseudomorphosen nach Plagioklas betrachtet. Das ist, wie

FRY (1971) gezeigt hat, nur teilweise richtig. Tatsächlich sind es Zerfallsprodukte eines Minerals, das oft ein bevorzugtes Wachstum in *s* zeigt, auch auf Adern in Eklogiten und Amphiboliten auftreten kann (Fig. 6), also selber eine metamorphe Bildung sein muss. Aus Analogie mit ausseralpinen Vorkommen (Griechenland, Arizona, Kolumbien) schliesst FRY, dass das fragliche Mineral Lawsonit war. Ich halte diese Deutung für zutreffend, obwohl Lawsonit selbst bisher weder von FRY noch von mir gefunden worden ist²⁾.

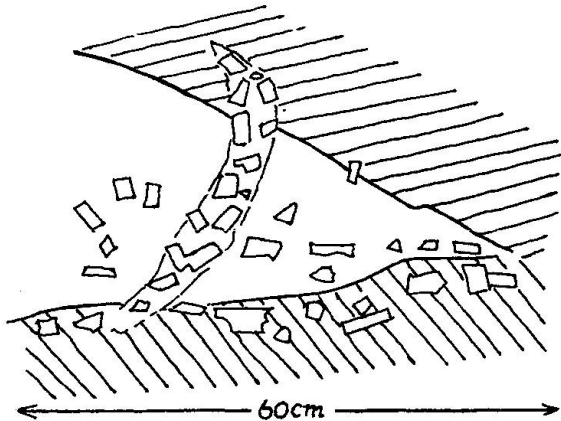


Fig. 6. Eklogitischer Kern eines Pillows (ohne Signatur) umhüllt von Granatamphibolit (schraffiert); beide von einem Riss durchsetzt. In diesem häufen sich «Pseudomorphosen» nach Lawsonit.

Nach FRY und FYFE (1971) spielt nun Lawsonit bei der Bildung von Eklogit eine grosse Rolle. Sie gehen dabei von der Voraussetzung aus, dass bei niedriger Metamorphose Eklogite nur aus wasserfreiem basaltischem Material entstehen können. Wasserreichen Spiliten müsste demnach zuerst das Wasser entzogen werden. Unter anderem soll nun Lawsonit (11,4 Gew.-% H_2O) bei der Kristallisation wasserentziehend wirken, worauf der wasserarme Rest des Gesteins Eklogit bilden würde. Lawsonit selbst müsste demnach prä- oder früheklotisch kristallisieren.

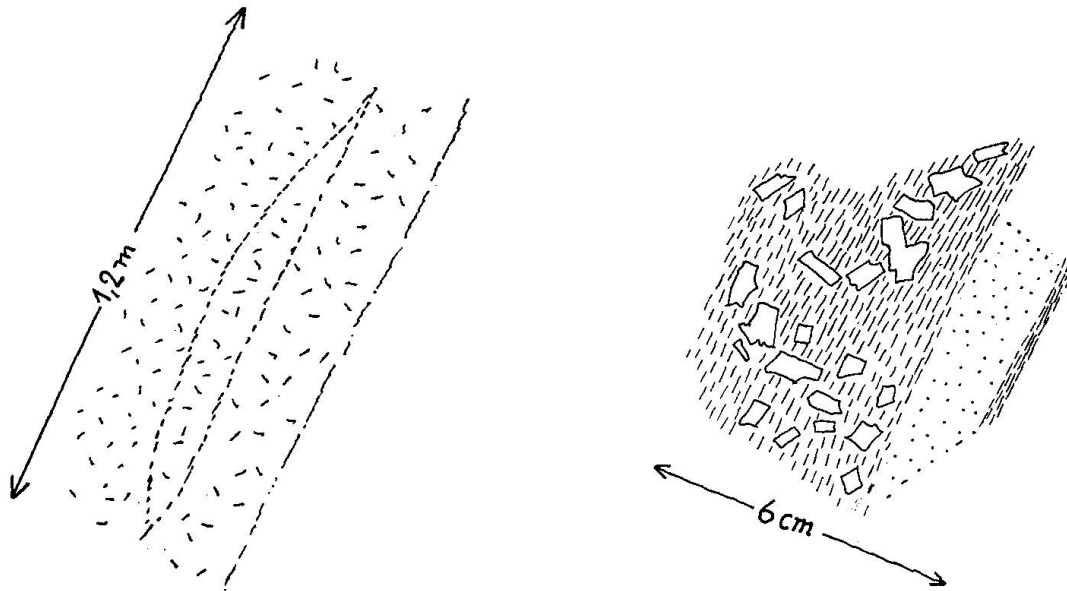
Nun sind reine, hydrاتفreie, nur aus Omphazit, Granat und Rutil bestehende Gesteine in allen unseren Zonen eher selten; ihr Volumen ist stets klein. Epidot und Zoisit, Glaukophan, Paragonit und Muskowit, seltener auch Chloritoid und Talk sind normale Begleiter, die z. T. simultan, z. T. nach Omphazit und Granat kristallisieren. Dasselbe könnte auch für Lawsonit gelten!

Bei wasserfreiem gabbroidem Ausgangsmaterial müsste man eine direkte Umwandlung in Eklogit erwarten. Aber auch im Gabbro der Spitzen Flue (3) sind Eklogite mit wasserreichen Paragenesen von Zoisit und Paragonit vermengt, ohne irgendwelche Anzeichen von Umwandlung der eklogitischen

²⁾ Einzig J. R. SCHNELL erwähnt 1921 in einer Arbeit in SMPM, Bd. 1 S. 28 und 34–36, einen Lawsonit-Chloritschiefer vom (près du) Allalpass. Aus der Beschreibung ist nicht ersichtlich, ob das betreffende Gestein zum Allalin-Gabbro gehört oder nicht. Tatsächlich wäre die Chance, Lawsonit zu finden, hier am grössten, bisher blieb aber alles Suchen erfolglos.

Komponenten. Im Allalingabbro setzt die Eklogitisierung überhaupt erst mit dem Eindringen von Wasser längs Kapillarrissen ein. Tatsache ist, dass auch hier neben wasserfreien Phasen wie Omphazit, Granat, Disthen, Jadeit (?) und Quarz *simultan* auch wasserführende wie Zoisit, Glaukophan und Nareiche, farblose Hornblende, Talk, Chloritoid, Paragonit und Muskowit kristallisieren. Zudem findet man alle diese Komponenten auf monomineralischen Adern; auf Kapillarrissen wurde auch die Assoziation Omphazit und Granat festgestellt.

Das alles zeigt klar, dass sich Eklogite bei niedrig temperierter Metamorphose auch in einem wasserhaltigen Milieu bilden können. Es erscheint demnach unzulässig, die Ergebnisse der Experimente von RINGWOOD und GREEN ohne Einschränkung auf den Tieftemperaturbereich auszudehnen.



a) Eklogitamphibolitband aus dem Metagabbro der Spitzen Flue, voll von Lawsonitpseudomorphosen (kurze Striche), die besonders entlang Rissen konzentriert sind.

b) Detail aus der Randpartie. Punktiert: Eklogit. Gestrichelt: Eklogitamphibolit, links mit Lawsonitpseudomorphosen.

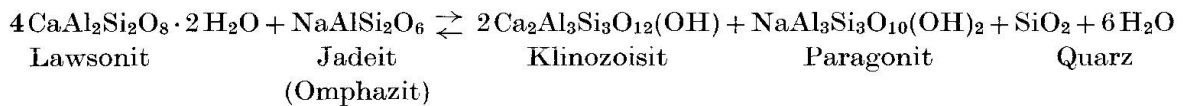
Fig. 7.

Welche Rolle spielt nun Lawsonit? Meiner Meinung nach keine andere als die übrigen Hydrosilikate. In der Epidot-, Glaukophan- und Paragonit-reichen Zone 2 (Meta-Spilit!) scheint er nahezu ganz durch diese Hydrosilikate ersetzt zu sein. Im Gabbro (3) findet man merkwürdigerweise neben rein eklogitischen und den erwähnten Zoisit-Paragonitassoziationen auch eklogit-amphibolitische Lagen mit 20–30 Vol.-% Lawsonitpseudomorphosen (Fig. 7). Hier müssen allein zur Deckung des Wasserbedarfes von Lawsonit 2–4 Gew.-% Wasser *zugeführt* worden sein. Wann erfolgte diese Wasserzufuhr, vor- oder nach-eklogitisch? Ich vermute: posteklogitisch, denn die Kristallisation einer derart

grossen Menge von Lawsonit würde soviel Ca und Al erfordern, dass der Rest des Gabbros kaum mehr zur Eklogitbildung genügen würde. Das gilt übrigens erst recht für Ca-armes, spilitisches Material.

Es wäre natürlich wichtig, wenn man den Zeitpunkt der Kristallisation von Lawsonit feststellen könnte. Nun fehlt uns aber das Mineral selbst und überdies sind die Pseudomorphosen stets deformiert (Fig. 8)³⁾. Allerdings habe ich sie nie als Einschlüsse in Granat oder Omphazit gefunden, was wiederum gegen eine prä- oder früheklogitische Bildung spricht.

Über den Zeitpunkt des *Zerfalls* von Lawsonit wissen wir ebensowenig, wie über denjenigen seiner Entstehung. Nach GREEN und LOCKWOOD (1968) erfolgt der Zerfall durch eine Umsetzung mit Omphazit nach folgender Gleichung:



Nach meinen Beobachtungen ist der Paragonitgehalt der Pseudomorphosen davon abhängig, wie weit die Amphibolitisierung des Eklogits gediehen ist; er nimmt mit ihr zu, in Übereinstimmung mit der obigen Gleichung. Er nistet sich dann auch Albit ein und der anfänglich dominierende Klinozoisit wird mehr und mehr durch eisenreicheren Epidot ersetzt.



Fig. 8. Lawsonitpseudomorphose, leicht deformiert, besteht aus Zoisit, wenig Epidot und Chlorit in geregelter Grundmasse von Diablastik. (PVB 1127) Vergr. 10 × .

Nach der obigen Gleichung wäre sowohl die Menge an Paragonit wie auch die an Zoisit proportional zum umgesetzten Omphazit. In wenig zersetzten Eklogiten sollte man also noch Rückstände von Lawsonit finden. Sie fehlen aber; statt dessen findet man Aggregate, die fast nur aus Zoisit und Klinozoisit bestehen. Es scheint also ausser dem obigen Vorgang noch eine direkte Umwandlung Lawsonit → Zoisit zu erfolgen, ohne dass es möglich wäre, anzu-

³⁾ Die Figuren 8, 11, 12 und 13 wurden mit einem Spektrenprojektor mit 20 × Vergrößerung gezeichnet.

geben, warum sie erfolgt und was mit der dabei freigesetzten Tonerde und Kieselsäure geschieht.

Das beim Zerfall freiwerdende Wasser bewirkt nach FRY eine Hydratisierung der Umgebung. Tatsächlich kann man in Eklogiten einen Amphibolithof um isolierte Lawsonitpseudomorphosen sehen und es fällt auf, dass die vorhin erwähnten Lawsonit-reichen Lagen meist amphibolitisiert sind. Zwischen dem Lawsonitzerfall und der Amphibolitbildung scheint also ein kausaler Zusammenhang zu bestehen.

Aber analoge Hornblende- und Epidot-führende Höfe bilden sich auch um Granat. Vor allem aber können auch Lawsonit-freie Eklogite zu Amphiboliten hydratisiert werden, wie man z. B. am Gabbro der Spitzi Flue feststellen kann. In solchen Fällen kommt man ohne eine Zufuhr von Wasser nicht aus.

Kristallisation und Deformation

Beim Studium der Gesteine habe ich, soweit möglich, auch strukturelle Elemente berücksichtigt. Dabei wurden die Sedimente des Unter- und des Ober-Rothorns mit einbezogen, da die Möglichkeit bestand, dass sich diese mechanisch anders verhalten würden als die Ophiolithe. Diese Sedimente gehören zu einer höheren tektonischen Einheit, der Combinzone s. l., die aber, wie wir mit DAL PIAZ für wahrscheinlich halten, nur die tertiäre Phase der Metamorphose und die mit ihr gekoppelten Deformationen erfahren hat. Es stellte sich nun heraus, dass die im Felde einmessbaren strukturellen Elemente der Ophiolithe mit denjenigen der Sedimente übereinstimmen. Das bedeutet, dass die früheren Aussagen (z. B. BEARTH, 1967, S. 107), wonach die verschiedenen, übereinander gestapelten tektonischen Körper als ein Ganzes para- bis postkristallin deformiert worden sind, sich lediglich auf die jüngere, lepon-tinische Phase der Metamorphose bezieht.

Das auffallendste Strukturelement, das sowohl in den Sedimenten wie in den Ophiolithen eingemessen werden kann, ist ein ungefähr EW-streichendes und W-fallendes System von Faltenachsen. Es hat regionale Bedeutung und umfasst Falten verschiedener Grössenordnung (cm bis deka m) und Typus (offene und liegende Falten mit vorwiegend S-Vergenz).

Wahrscheinlich handelt es sich hier um zweite Falten (f_2), da am Unter-Rothorn in Quarziten und Bündnerschiefern Quarzgänge auftreten, die im Zusammenhang mit einer ersten Faltung entstanden sind und durch diese zweite Faltung wiedergefaltet wurden (VOLL, 1962).

Ein drittes System von meist subhorizontalen Falten (f_3), das in diesem Abschnitt selten zum Ausdruck gelangt, verläuft in ungefähr N-S-Richtung (also senkrecht zu f_2). Auch diese sind Falten verschiedenen Typus und verschiedener Grössenordnung, doch sind enggescharte Faltengruppen hier – im Gegensatz zu f_2 – selten. Liegende Falten zeigen meist Ostvergenz.

Ausnahmen von diesen Regeln, vielleicht bedingt durch lokale Inhomogenitäten, wurden gelegentlich beobachtet. Vereinzelt wurden auch Spuren einer ungefähr NE laufenden Faltung festgestellt.

Die Deformation der Sedimente wie der Ophiolithe erfolgte demnach in mehreren Phasen. Wir hofften nun, die verschiedenen minerogenetischen Prozesse, die in den Ophiolithen unterschieden werden können, mit diesen Phasen korrelieren zu können. Das ist nicht gelungen. Soweit die Faser der Mineralien wie Hornblende, *Glaukophan* u. a. eingemessen werden kann, fällt sie mit f_2 , damit aber auch mit der Streckungsachse von Geröllen, von Pillows und konkretionären Bildungen etc. zusammen. In den Fällen, wo f_3 enggeschart in kleinem Bereich auftritt, waren die Faserachsen von Hornblende parallel zu f_3 .

Besonders interessant ist die erwähnte Regelung von Glaukophan. Da dieses Mineral in der Regel postkristallin nicht deformiert ist, müssen wir annehmen, dass sich f_2 entweder mit einer alten Achse deckt, oder dass Glaukophan bei der jüngeren Deformation rekristallisiert ist.

Schon makroskopisch lässt sich nun feststellen, dass das *Verhältnis von Kristallisation und Deformation*⁴⁾ sehr komplex sein muss. Das wird besonders evident, wenn wir den Gabbro der Spitzzi Flue betrachten. Hier sind Relikte mit magmatischer Struktur noch sporadisch erhalten. In ihnen ist aber Augit schon in Omphazit umgewandelt. Wie beim Allalin-Gabbro muss auch hier entweder zuerst eine Umkristallisation ohne penetrative Durchbewegung erfolgt sein oder die Durchbewegung während der Eklogitbildung war selektiv und vermochte nur einen Teil des Materials zu überwältigen.

Die sehr feinkörnigen, eklogitmylonitischen Lagen dieses Gabbros zeigen im Mikroskop neben Granat grössere Omphazitrelikte in einer Grundmasse

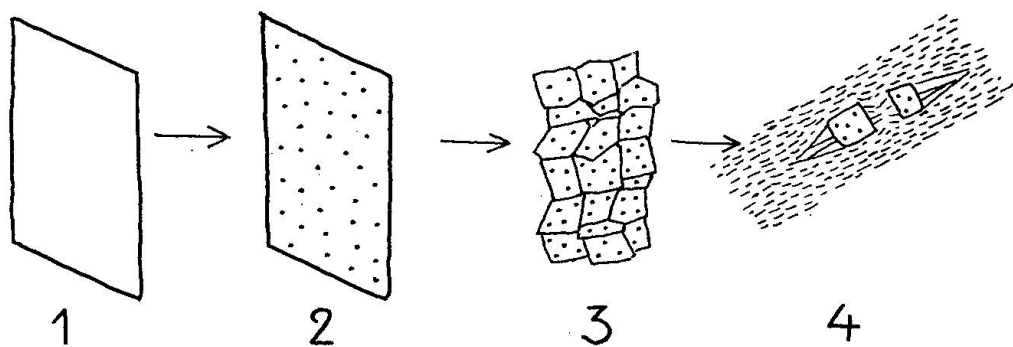
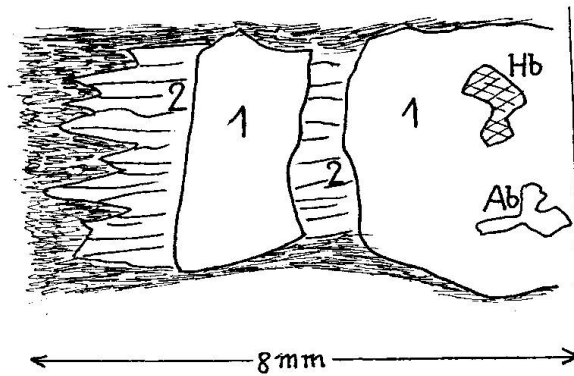


Fig. 9. Schematische Darstellung der Entwicklung von Gabbro zu mylonitischem Eklogit. 1. Augit, 2. Omphazit, 3. granulierter und rekristallisierter Omphazit (z. T. geregelt), 4. feinkörniger, geregelter Omphazit mit porphyroklastischen Relikten von 3. Auf Fugen und im Druckschatten solcher Relikte (ebenso bei Granat) bilden sich grössere Kristalle von Omphazit (\pm Glaukophan).

⁴⁾ Die Anregung zu diesem Teil der Studie verdanke ich vor allem den sehr interessanten Arbeiten von P. MIRSCH (s. Literaturverzeichnis).

a) Zerrissener Omphazitkristall (1) mit Einschlüssen von farbloser Hornblende (Hb) und Albit (Ab). In den Rissen und im Druckschatten wächst eine zweite Generation Omphazit (2) (PB 682).



b) Rotierter Granat mit Einschlüssen von Omphazit und Rutil. Im Druckschatten wachsen grosse Omphazitkristalle (\pm Glaukophan) in einer feinkörnigen Grundmasse von regeltem Omphazit. Am Granatrand Bildung von Diablastik. Ein Omphazitkristall ist zur Hälfte (schraffiert) in blaugrüne Hornblende umgewandelt. (PVB 889.)

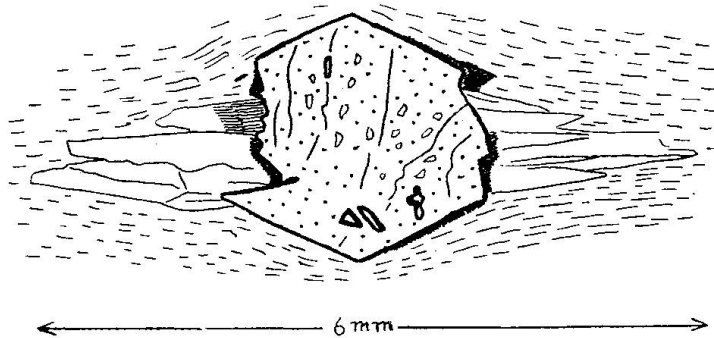


Fig. 10. Metagabbro der Spitzi Flue.

von regeltem, mikrokristallinem Omphazit. Der Granat ist z. T. rotiert oder auch zerrissen; die Fugen sind durch gröberkörnige Neubildungen von Omphazit (z. T. auch Glaukophan) verheilt. Auch im Druckschatten von Granat und auf Rissen der Omphazitrelikte bildet sich diese zweite Generation von Omphazit. Bezogen auf diese Deformation ist also der Omphazit sowohl prä- wie synkinematisch (Fig. 9 und 10).

Die Bildung dieser Gesteine kann in folgende Vorgänge zerlegt werden:

- a) Umwandlung von Augit in Omphazit, von Plagioklas in Zoisit, Paragonit (via Disthen (?)) und Quarz. Bildung von Granat. Das magmatische Gefüge bleibt erhalten.
- b) Erste Deformation. Sie führt (teilweise?) zur Zerlegung (Granulierung) der in a) gebildeten Kristalle und zur Bildung einer ersten groben Schieferung.
- c) Entstehung der Eklogitmylonite durch weitgehende, aber selektive Lamination der Produkte von b), begleitet von einer zweiten Rekristallisation und Regelung von Omphazit. Ausscheidung von Erz (Magnetit?)

Der Metagabbro der Spitzi Flue zeigt jedenfalls klar, dass schon die erste (Hochdruck-) Phase der Metamorphose von mindestens zwei Deformationen begleitet war, die beide Hand in Hand mit Kornzerlegung und Rekristallisation gingen.

Sowohl im Metagabbro der Spitzi Flue wie auch in den Eklogiten der Zone 2 kann man zwei Generationen Omphazit unterscheiden; eine erste als Ein-

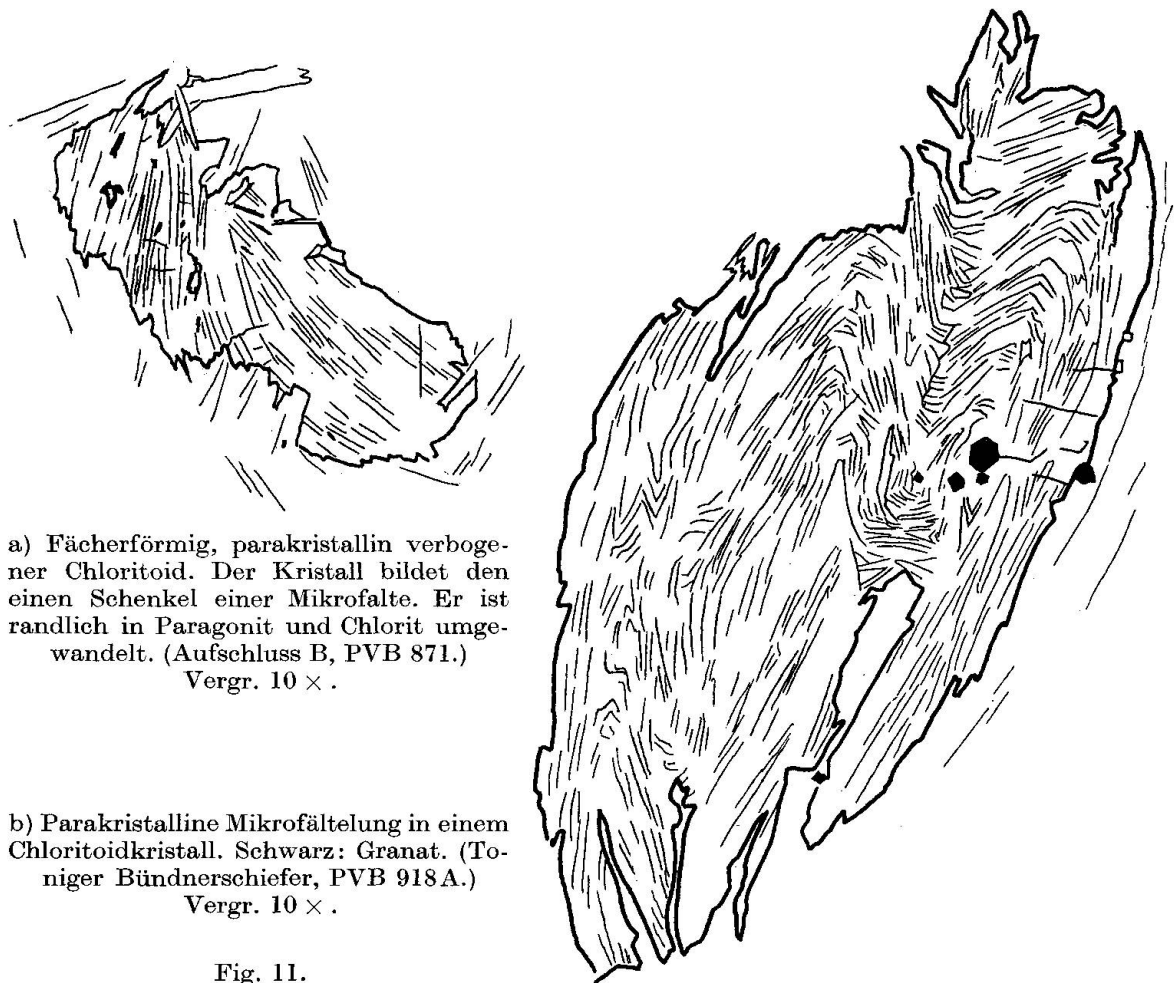
schluss im Granat, unregelmäßig oder geregelt und oft ein altes *s* abbildend, das gegenüber dem umgebenden, grobkörnigen Gefüge rotiert ist oder nicht.

Wahrscheinlich gibt es auch im selben Gestein zwei Generationen Granat, die sich durch Grösse, Zahl und Art der Einschlüsse unterscheiden.

Besonders interessant ist das Verhalten des Glaukophans der Eklogite. Neben idiomorphen Porphyroblasten mit korrodierten Einschlüssen von Omphazit (s. Oph. S. 93) findet man ihn als feinkörnige Komponente von geregelten Partien, zusammen mit Omphazit. In vielen Eklogitmyloniten der Zone 3 ist er *nur* im Druckschatten der Granate, verwachsen mit grobstengeltem Omphazit, vorhanden. Er schiebt sich dann meistens zwischen Granat und Omphazit ein, d. h. aber, dass er synkinematisch und *nach* Omphazit kristallisiert ist.

Hier wurde Glaukophan auch als idiomorpher Einschluss in Zoisit und, als zweite Generation diesen umfließend, beobachtet.

K-A-Altersbestimmungen an Glaukophanen aus der Zone 2 bestätigen die Existenz mehrerer Generationen dieses Minerals, deren Alter zwischen 80 und 25 m. y. variieren (mündliche Mitt. von J. C. Hunziker).



a) Fächerförmig, parakristallin verbogener Chloritoid. Der Kristall bildet den einen Schenkel einer Mikrofalte. Er ist randlich in Paragonit und Chlorit umgewandelt. (Aufschluss B, PVB 871.)
Vergr. 10 × .

b) Parakristalline Mikrofältelung in einem Chloritoidkristall. Schwarz: Granat. (Toniger Bündnerschiefer, PVB 918A.)
Vergr. 10 × .

Fig. 11.

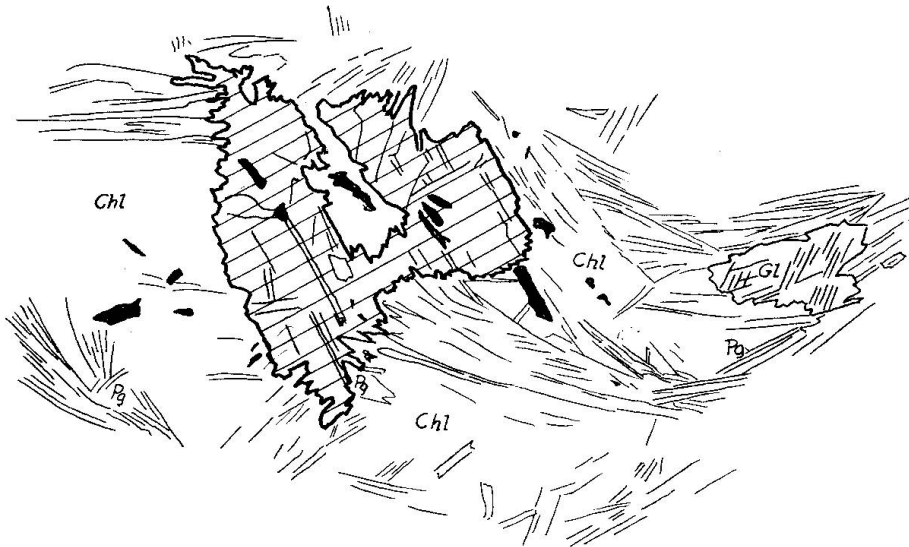


Fig. 12. Chloritoidrelikt, umgeben von Paragonit (Pg) und Chlorit (Chl). Diese Zerfallsprodukte des Chloritoids bilden eine Falte ab (rechts) Glaukophan (Gl). Rutil (schwarz) (Aufschluss B, PVB 870). Vergr. 10 × .

Bei Chloritoid deuten die sehr seltenen Einschlüsse in Granat auf eine im Vergleich zu den Porphyroblasten ältere Generation hin. Diese Porphyroblasten zeigen in einzelnen Fällen parakristalline Deformation (Fig. 11 a und 11 b), ebenso ihre Zerfallsprodukte (Fig. 12).

Dass auch Paragonit in mindestens zwei Generationen erscheint, wurde auf S. 319 schon erwähnt. Die erste bildet idiomorphe Porphyroblasten und ist vermutlich zu gleicher Zeit mit den Glaukophanidioblasten gewachsen. Die zweite ist teils syn- teils postkinematisch, und erscheint in geregelten oder radial angeordneten Aggregaten, die ein postomphazitisches Gefüge durchschneiden.

In der leontinischen Phase erfolgte dann eine teilweise Transformation der Eklogite und Glaukophanite in Amphibolite und Prasinite. Auch sie war von Bewegungen begleitet. Das zeigt sich z. B. an parakristalliner Fältelung der Zerfallsprodukte von Omphazit (Diablastik) Fig. 13, oder von Chloritoid, an der Streckung von Pseudomorphosen des Granats und der Rotation von Albit-Poikoloblasten.

Das schönste Beispiel aber liefern wohl die Olivin-führenden Serpentine. Die Olivinkristalle sind postkinematisch bezüglich einer ersten (?) Regelung von Antigorit und z. T. zusammen mit diesem rekristallisiert. Sie sind dann teilweise wieder granuliert oder zerrissen worden. Der feinkörnige Mörtel ist danach neu kristallisiert und die Fugen wurden durch eine zweite Olivin-generation verheilt. Ganz ähnliche Erscheinungen sind durch BUCHER und PFEIFER aus dem Malenco-Serpentin beschrieben worden (Vortrag vom 24. Februar 1973 in Fribourg).

Sind nun die Eklogite durch diese jungen (tertiären) Bewegungen ebenfalls

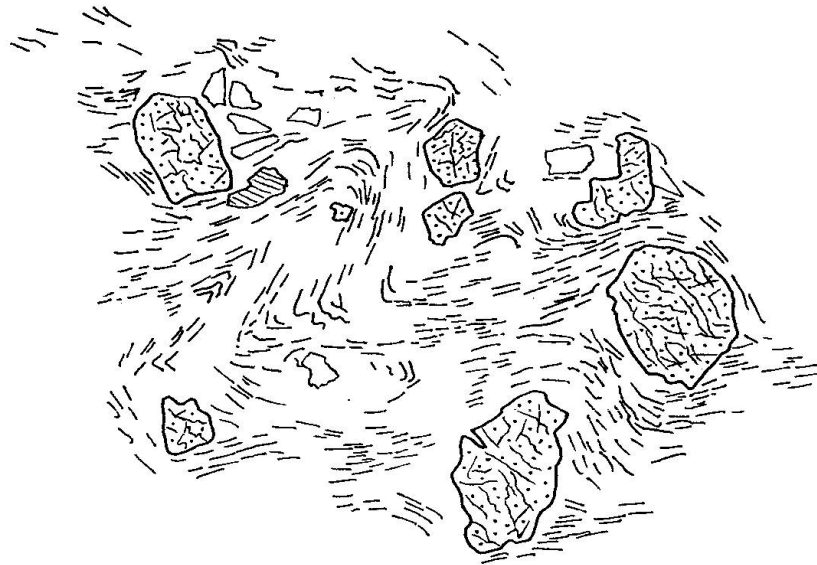


Fig. 13. Gefältelte Diablastik mit Relikten von Granat (punktiert), von Glaukophan (ohne Signatur) und Epidot (schraffiert). Beispiel einer postkretazischen Deformation. (PVB 1097.)
Vergr. 10 × .

deformiert worden? Wäre dies der Fall, so müsste mindestens ein Teil der Strukturen der Eklogite jung und die Gesteine in der höher temperierten, lepontinischen Phase metastabil rekristallisiert sein. Das wäre nur denkbar, wenn sie gegen Hydratisierung abgeschirmt wären. Bewegungsflächen aber sind gewöhnlich bevorzugte Wege des Lösungstransportes. Die eklogitreichen Zonen oder Teile davon wurden in der lepontinischen Phase als ± rigide Platten relativ zueinander bewegt und blieben von der Hydratisierung verschont.

Die Altersbestimmung von Glaukophan aus der Zone 2, die 80 m. y. ergab, schliesst eine Umkristallisation dieses Minerals und damit auch von Omphazit aus. Für Paragonit hingegen, der ein Alter von 40 m. y. ergab, ist sowohl mit einer Neubildung während der lepontinischen Phase, als auch mit einer Umkristallisation des von mir als frühalpiner betrachteten, idiomorphen Paragonits zu rechnen.

Der Verfasser verdankt den Herren Dr. M. Frey (Bern) die Bestimmung der Hellglimmer, PD Dr. A. Steck (Lausanne) und H. Hännly (Basel) die optischen Daten von Omphazit und Glaukophan, M. d'Allessandro (Neapel) die Zeichnung der Karte. Ihnen allen danke ich herzlich für ihre Mitarbeit.

Literaturverzeichnis

SMPM = Schweiz. Mineralogische und Petrographische Mitteilungen

- BEARTH, P. (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, 269–286.

- (1967): Die Ophiolithe der Zone von Zermatt-Saas Fee. Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 132.
- (1970): Zur Eklogitbildung in den Westalpen. Fortschr. Mineral. 47, 27–33.
- (1971): Zum Chemismus der Eklogite und Glaukophanite von Zermatt. SMPM 51, 349–359.
- BOCQUET, J. (1971): Cartes de répartition de quelques minéraux du métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes. *Eclogae geol. Helv.*, Bd. 64, 71–103.
- CARON, J. M. et SALIOT (1969): Nouveaux gisements de lawsonite et de jadéite dans les Alpes franco-italiennes. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 268, 3153–3156.
- (1971): Influence possible du comportement des constituants fluides sur les associations à lawsonites et glaucophanes dans les Alpes franco-italiennes à la latitude de Briançon. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 272, 1937–1939.
- CHATTERJEE, N. D. (1971): Phase Equilibria in the Alpine Metamorphic Rocks of the Environs of the Dora Maira Massif. *N. Jb. Mineral. Abh.* 114, 109–135 und 211–245.
- COLEMAN, R. G., LEE, D. E., BEATTY, L. B. and BRANNOCK, W. W. (1965): Eclogites and eclogites: their differences and similarities. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 76, 483–508.
- (1971): Petrology and Geophysical Nature of Serpentinities. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 82, 897–918.
- DAL PIAZ, G. V. (1971): Nuovi ritrovamenti di cianite alpina nel cristallino antico del Monte Rosa. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petr.* XXVII, 437–477.
- DAL PIAZ, G. V., HUNZIKER, J. C. e MARTINOTTI, G. (1972): La zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle alpi nordoccidentali interne. *Mem. Soc. Geol. Ital.* 11, 449–486.
- EDGAR, A. D., MOTTANA, A., MACRAE, N. D. (1969): The chemistry and cell parameters of omphacites and related pyroxenes. *Miner. Mag.* 37, 61–74.
- ELTER, G. I. (1971): Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies). – Hypothèses sur l'origine des ophiolites. *Geol. Alpine*, 47, 147–169.
- ERNST, W. G. (1971): Metamorphic zonations on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps. *Contr. Mineral. Petrol.* 34, 43–59.
- (1972): Occurrence and mineralogic evolution of blue-schist belts with time. *Amer. J. Sci.* 272, 657–668.
- ERNST, W. G., SEKI, Y., ONUKI, H. and GILBERT, M. C. (1970): Comparative study of lowgrade metamorphism in the California Coast Ranges and the Outer Metamorphic Belt of Japan. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 124, 276.
- ESSENE, E. J. and FYFE, W. S. (1967): Omphazite in Californian metamorphic rocks. *Contr. Mineral. and Petrol.* 15, 1–23.
- FRY, N. and FYFE, W. S. (1971): On the Significance of the Eclogite Facies in Alpine Metamorphism. *Verh. Geol. Bundesamt. (Wien)* 2, 257–265.
- (1972): A study of metamorphic eclogite (unpublished thesis, University Manchester).
- GREEN, D. H. and LOCKWOOD, J. P. (1968): Eclogite and almandine-jadeite-quartz rock from the Guajira Peninsula, Colombia, South-America. *Amer. Mineral.* 53, 1320–1335.
- LADURON, D. et MARTIN, H. (1971): Coexistence de paragonite, muscovite et phengite dans un micaschiste à grenat de la zone du Mont Rose (Valle Anzasca, Prov. de Novara, Italie). *Ann. Soc. Géol. Belg.* 92, 159–172.
- JÄGER, E. (1970): Radiometrische Altersbestimmung in der Erforschung metamorpher Prozesse. *Fortschr. Mineral.* 47, 77–83.
- MISCH, P. (1969): Paracrystalline microboudinage of zoned grains and other criteria for synkinematic growth of metamorphic minerals. *Amer. J. Sci.* 267, 43–63.

- (1970): Paracrystalline Microboudinage in a Metamorphic Reaction Sequence. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 81, 2483–2486.
- MOTTANA, A. (1969): Determinazione rapida roentgenografica dei pirosseni delle eclogiti. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petr.* XXV, 1–13.
- MOTTANA, A. e EDGAR, A. D. (1969): The significance of amphibole compositions in the genesis of eclogites. *Lithos* 3, 37–49.
- MOTTANA, A. (1971): Pyroxenes in the Ophiolitic Metamorphism of the Cottian Alps. *Mineral. Soc. Japan, Paper I*, p. 140–146.
- NICOLAS, A. (1964): Données minéralogiques sur l'omphacite et la glaucophane d'un schiste à glaucophane des Alpes piémontaises. *Bull. Soc. franç. Minér. Crist.* V. 87, 105–108.
- (1966): Le complex Ophiolithes-Schistes lustrés entre Dora-Maira et Grand Paradis. Thèse, Nantes.
- DE ROEVER, W. P. and NIJHUIS, H. J. (1964): Plurifacial alpine metamorphism in the eastern Betic Cordilleras (SE Spain) with special reference to the genesis of the glaucophane. *Geol. Rundsch.* 53, 324–336.
- (1972): Glaucophane Problems. *SMPM* 18, 64–75.
- SCHOURING, B., AHRENDT, H., HUNZIKER, J. C. und ZINGG, A. (im Druck): A Tertiary Andesite Complex NW Biella on the Boundary between central and southern Alps. *Eclogae Geol. Helv.*
- SCHNELL, J. R. (1921): Les roches basiques des Nappes Penniques. *SMPM* 1, 7–101.
- SMULIKOWSKI, K. (1964): An Attempt at Eclogite Classification. *Bull. Acad. pol. Sci., Sér. Sci. géol. et géogr.*, V. XII, 27–33.
- (1964): On so called «Dry Metamorphism». *XXII Int. Geol. Congr. India 1964, Part XIII*, 128–141.
- (1965): Chemical Differentiation of Garnets and Clinopyroxenes in Eclogites. *Bull. Acad. pol. Sci.* 13, 11–18.
- (1972): Classification of Eclogites and allied Rocks. *Krystallinikum* 9, 107–130.
- STEEN, D. M. (1972): Étude géologique et pétrographique du complexe ophiolitique de la Haute-Ubaye (Basses Alpes, France). Thèse 1599, Genève.
- TRÖGER, W. E. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2, Textband. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandl. Stuttgart.
- VOLL, G. (1960): New work on petrofabrics. *Liverpool and Manchester Geol. J.* 2/3, 503–567.
- WENK, E. (1970): Zur Regionalmetamorphose und Ultrametamorphose im Lepontin. *Fortschr. Mineral.* 47, 34–51.
- WETZEL, R. (1972): Zur Petrographie und Mineralogie der Furggzone (Monte Rosa-Decke). *SMPM* 52, 161–236.
- WHITE, A. J. R. (1964): Clinopyroxenes from eclogites and basic granulites. *Amer. Mineral.* 49, 883–888.
- WINKLER, G. F. (1970): Einige Probleme der Gesteinsmetamorphose. *Fortschr. Mineral.* 47, 84–105.
- ZEN, E-AN (1964): Paragonite from Täsch valley near Zermatt. *Amer. Mineral.* 49, 183–190.

Manuskript eingegangen am 2. April 1973.

Kartenskizze des Gebietes Unterrothorn-Spitzi Flue
östlich Zermatt

