

**Beiträge
zur Geologischen Karte der Schweiz**

herausgegeben von der
Schweizerischen Geologischen Kommission
(Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft)

**Matériaux
pour la Carte Géologique de la Suisse**

publiés par la
Commission Géologique Suisse
(Organe de la Société Helvétique des Sciences Naturelles)

Materiali per la Carta Geologica della Svizzera

pubblicati dalla
Commissione Geologica Svizzera
(Organo della Società Elvetica di Scienze Naturali)

Neue Folge, 132. Lieferung

Des ganzen Werkes 162. Lieferung

Die Ophiolithe der Zone von Zermatt-Saas Fee

Mit 42 Textfiguren, 17 Tabellen, 17 Phototafeln und einer Kartenbeilage (Tafel XVIII)

Von

Peter Bearth

Basel

BERN

In Kommission bei KÜMMERLY & FREY AG, Geographischer Verlag, Bern

1967

Druck Stämpfli & Cie, Bern

Vorwort der Geologischen Kommission

Die vorliegende Arbeit von Prof. Dr. P. Bearth ist das Resultat seiner langjährigen Untersuchungen in den Ophiolithgebieten von Zermatt–Saas Fee (Wallis), ferner aber auch aus den französischen Westalpen und aus verschiedenen ausseralpinen Regionen, welche der Autor z. T. dank einem finanziellen Beitrag des Nationalfonds bereisen konnte. Das Hauptgewicht seines Werkes liegt auf der Detailbeschreibung seiner mannigfaltigen Beobachtungen sowohl im Felde als auch beim Mikroskopieren. Das reichhaltige Tatsachenmaterial wird vor allem für denjenigen, welcher sich mit Ophiolithproblemen auseinanderzusetzen hat, von grossem Wert sein.

Die kartographischen Grundlagen zu dieser Arbeit bilden die von Herrn Bearth in früheren Jahren publizierten Karten des «Geologischen Atlas der Schweiz 1:25 000», nämlich der Blätter Zermatt, Saas, Monte Moro und Randa. Die der Arbeit beiliegende Kartenskizze (Tafel XVIII) ist eine vereinfachte Darstellung der geologischen Verhältnisse aus dem Bereich dieser Kartenblätter, wobei einige Abweichungen gegenüber dem Geologischen Atlas der heutigen Auffassung des Autors Rechnung tragen.

Herr Bearth legte seine Arbeit im Sommer 1966 der Geologischen Kommission vor mit dem Ersuchen, sie in die Serie der «Beiträge» aufzunehmen. Da sie einen wesentlichen Bestandteil zu den erwähnten vier Atlasblättern bildet, beschloss die Kommission in ihrer Sitzung vom 3. Dezember 1966, diese Ophiolith-Monographie zum Druck anzunehmen. Mancherlei redaktionelle Änderungen bedingten eine Verzögerung der Drucklegung bis in den nachfolgenden Winter.

Die Belegsammlung zu dieser Arbeit befindet sich im Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Basel.

Für den Inhalt des Textes und der beigegebenen Illustrationen ist der Verfasser allein verantwortlich.

Basel, im September 1967.

Für die Schweizerische Geologische Kommission

Der Präsident:

Prof. Dr. L. Vonderschmitt

Vorwort des Verfassers

In den Jahren 1934–1960 sind im Zusammenhang mit der Kartierung der Atlasblätter Zermatt (1953), Saas (1954), Monte Moro (1954) und Randa (1964) im Auftrage der Geologischen Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft auch die hier beschriebenen Ophiolithe aufgenommen worden. Die vorliegende Arbeit ist das Ergebnis der petrographischen Bearbeitung des dabei gesammelten Materials. Soweit mir das möglich war, wurde dieses auf kleineren Exkursionen immer wieder ergänzt. Vieles, so z. B. die Entdeckung der metamorphen Pillowlaven des Täschtales, kam erst nach der Kartierung hinzu.

Ein Kredit des Nationalfonds ermöglichte mir in den Jahren 1953–1958 Exkursionen in die Ophiolithgebiete der Westalpen und der Tauern, von Korsika und Kalabrien. Ursprünglich bestand die Absicht, die dabei gesammelten Erfahrungen in einem grösseren Werk niederzulegen. Inzwischen haben aber jüngere Forscher – Franzosen und Italiener – mit Arbeiten in den Ophiolithen der Westalpen begonnen. Das ist einer der Gründe, weshalb die ausserhalb unserer Grenzpfähle gewonnenen Erfahrungen nur in vereinzelten Fällen und hauptsächlich dort berücksichtigt werden, wo dies notwendig war, um ein abgerundetes Bild zu erhalten. Das betrifft vor allem Beobachtungen im angrenzenden italienischen Gebiet. Die Beschränkung auf den schweizerischen Anteil fiel mir um so leichter, als die hier beschriebenen Ophiolithe, trotz ihrer relativ geringen Ausdehnung, doch ein für grosse Teile der Westalpen charakteristisches Bild vermitteln.

Im Mittelpunkt dieser Arbeit stand das Studium der Metamorphose und das Bestreben, die Einsicht in die Entwicklung dieser extrem komplexen Paragenesen dauernd zu vertiefen.

Nicht alle Gesteinsgruppen sind gleich eingehend bearbeitet worden. So hätten die Serpentine ein gründlicheres Studium verdient. Mehr ins einzelne gehend habe ich die Gabbros, die Eklogite und Glaukophanschiefer und ihre Umwandlungsprodukte behandeln können, doch bleiben auch hier noch viele Fragen offen, vor allem solche petrogenetischer Natur.

Diese Untersuchung wäre ohne die Mithilfe anderer nicht möglich gewesen. In erster Linie schulde ich meinen Mitarbeitern im hiesigen Institut Dank. Als ersten nenne ich hier Prof. Dr. H. Schwander, der die meisten Mineral- und Gesteinsanalysen beigetragen hat. Ein Kredit des Nationalfonds ermöglichte nicht nur diese Untersuchungen, sondern auch die Mitarbeit von Dr. A. Glauser, der die mühevollen Bestimmungen der optischen Daten der meisten Mineralien übernahm. E. Glauser und H. Hänni haben die Mehrzahl der etwa 1500 Dünnschliffe hergestellt. Gelegentliche Hilfe bei optischen oder röntgenographischen Bestimmungen erhielt ich von unsern Doktoranden W. Stern, H. Hunziker, J. Arnoth und R. Schmid. J. Hansen zeichnete die Karte und Diagramme. Einen Teil der Photographien verdanke ich den Herren E. Sutter, E. Glauser und E. Wagner.

Meine Frau hat die grosse Mühe der Abschrift des Originals und der vielen Korrekturen übernommen.

Herrn Dr. A. Spicher, Adjunkt der Geologischen Kommission, und Herrn Prof. Dr. A. Gansser verdanke ich die Durchsicht des Manuskriptes und verschiedene Korrekturen.

Eine sehr mühevollen und zeitraubende Arbeit haben die beiden Übersetzer der Zusammenfassung übernommen: Herr Dr. G. V. Dal Piaz (Turin) für das Italienische, Herr Prof. Dr. R. Woodtli (Lausanne) für das Französische. Ihnen möchte ich für diesen freundschaftlichen Dienst ganz besonders herzlich danken.

An dieser Stelle möchte ich aber auch allen Freunden und Kollegen danken, die mir auf Exkursionen einen Einblick in ihre Arbeitsgebiete gewährten oder mir wertvolles Vergleichsmaterial zur Verfügung stellten. Sehr viel verdanke ich Professor K. Smulikowski in Warschau, mit dem ich 1964 die Eklogite der östlichen Sudeten in Polen besuchte. Unter der Führung des inzwischen leider verstorbenen Professors E. Tröger (Freiburg im Br.) konnte ich die Ophiolithe der Münchberger Gneissmasse studieren. Im Frühjahr

1957 ermöglichte mir die Bataaf'sche Petroleum Maatschapij (Shell) durch Vermittlung von Dr. E. Kündig eine Reise in die Ophiolithgebiete des östlichen Taurus (Türkei). Mehrere Kollegen haben mich ferner auf Exkursionen in die Probleme der West- und der Ostalpen eingeführt, so R. Michel und P. Vialon (Grenoble), F. Ellenberger (Paris), H. P. Laubscher (Basel) und K. Frasl (Wien).

Ganz besonders gerne erinnere ich mich der grosszügigen Gastfreundschaft der Herren Gb. Dal Piaz und A. Bianchi in Padua. Prof. A. Bianchi hat mich mit den präpermischen Eklogiten und Glaukophangesteinen der Sesiazone bekannt gemacht, und G. V. Dal Piaz (Turin) hat mir diese interessanten Assoziationen im Felde gezeigt. Unter seiner Führung konnte ich ferner die entsprechenden Gesteine des Monte Rosa am Indren-Gletscher und verschiedene interessante Aufschlüsse im Val d'Ayas kennenlernen.

Vergleichsmaterial aus Venezuela erhielt ich von Prof. H. P. Laubscher (Basel), und eine Auswahl kalifornischer Ophiolithe sandte mir das Department of Geology der Universität von Kalifornien in Berkeley. Aus Kärnten bekam ich durch Vermittlung von Dr. P. Beck-Manegetta (Wien) einige wertvolle Handstücke. Ich konnte ferner die Sammlungen von Allalpingesteinen der Herren Prof. A. Buxtorf (Basel) und Prof. A. Streckeisen (Bern) benutzen. Das war mir besonders wertvoll, da ja kaum *ein* Dünnschliff dieses merkwürdigen Gesteines dem andern gleicht.

Zum Schluss danke ich den Behörden von Basel-Stadt und vor allem dem früheren und dem heutigen Rektor des Mädchengymnasiums I, Dr. P. Gessler und Dr. Lajos Nyikos, dass sie mir durch Gewährung von Urlaub diese Arbeit überhaupt ermöglicht haben.

Die mikroskopischen, chemischen und röntgenographischen Untersuchungen wurden im Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Basel (Vorsteher: Prof. Dr. E. Wenk) durchgeführt, wo auch die Gesteins- und die Dünnschliffsammlungen deponiert sind.

Inhaltsverzeichnis

	Seite		Seite
Vorwort der Geologischen Kommission	3	Eklogite — Glaukophanschiefer — Amphibolite —	
Vorwort des Verfassers	4	Prasinite	53
Einleitung	7	Eklogite	53
		Omphazitite (Chloromelanitite)	55
Geologischer Teil		Die eklogitogenen, glaukophanführenden Amphibolite	56
Die tektonische und paläogeographische Stellung der Ophiolithe von Zermatt	8	Glaukophanschiefer	57
Zur Verteilung der Ophiolithe in der piemontesischen Geosynklinale	10	(Zoisit-) Epidot-Amphibolite	58
Die Ophiolithe der Oberen Zermatter Schuppenzone	10	Prasinite	59
Die Ophiolithe der Theodul-Rothornzone	10	Petrographische Beschreibung der posttriadischen Sedimente	60
Die Ophiolithe der Zone von Zermatt-Saas Fee	11	Die Karbonatgesteine	60
Zur Struktur der Ophiolithzone von Zermatt-Saas Fee	13	Die silikatischen Gesteine	61
Die interne Verschuppung	13	Glimmerschiefer	61
Rückfaltungserscheinungen	14	Die quarzitischen Gesteine	61
Die Deformation	15	Die Piemontitquarzite	63
Versuch einer Rekonstruktion der ursprünglichen Verbandsverhältnisse	15	Zur Entstehung der Piemontitquarzite	66
Die Rifelbergzone	16	Durch Albitisation entstandene Gesteine	67
Der sedimentogene Anteil	16	Kluftminerale	69
Der ophiolithogene Anteil	17	Zum Chemismus der Ophiolithe	72
Die Phakoide der Alp Manda	18		
Die metamorphen Pillowlaven im Täschthal	19	Mineralogie	
Die posttriadischen mesozoischen Sedimente	22	(Optische und chemische Daten. Bemerkungen zur Verbreitung und Entstehung der Mineralien)	
Gesteine und gesteinsbildende Vorgänge		Die magmatischen Relikte und ihre Pseudomorphosen Olivin, Augit, Hornblende, Plagioklas und Saussurit	76
Die Gesteinsgruppen und ihre Verbreitung	23	Die metamorphen Neubildungen	80
Die Serpentinite und ihre Begleitgesteine	23	Diopsid, Omphazit und Chloromelanit, Granat, Hornblenden, Glaukophan, Chloritoid, Hellglimmer, Biotit, Zoisit und Epidot, Albit, Chlorit, Karbonate, Rutil und Titanit, Titanklinohumit, Vesuvian, Prehnit	
Petrographie der Serpentinite	24		
Zum Chemismus der Serpentinite	25	Die Metamorphose	
Die Begleitgesteine der Serpentinite	26	Überblick	105
Ophicalcite	26	Zur Datierung der Metamorphose	107
Talk-Aktinolithschiefer	26	Beziehung der Metamorphose zu den orogenetischen Phasen	107
Gabbrogänge	28	Beziehung zwischen Kristallisation und Durchbewegung	108
Kalksilikatfelse (Rodingite z. T.)	28	Wie gross war der während der Metamorphose herrschende lithostatische Druck?	108
Mono- und biminerale Einschlüsse	29	Der Temperaturbereich der Metamorphose	109
Zur Entstehung der Einschlüsse	30	Andere Faktoren der Metamorphose	110
«Exogene» Kontakte	30	H ₂ O und P ₂ O ₅	110
Die Gabbros	31	Der Einfluss der Korngrösse	110
Der Allalingabbro	31	Keimbildungseffekt	111
Die magmatischen Relikte	34	Metasomatische Bildungen	111
Die Metamorphose des Allalingabbros	35		
Die Saussuritisation	35	Zusammenfassung	112
Die Smaragdit- und Uralitbildung	36	Résumé	115
Reaktionsprodukte der magmatischen Gemengteile und ihrer Umwandlungsprodukte	39	Riassunto	119
Reaktionsprodukte von Olivin und Saussurit	39	Literaturverzeichnis	123
Basische und ultrabasische Begleitgesteine des Allalingabbros	47	Geologische Karten und Profile	130
Ganggesteine	49		
Der Kontakt Allalingabbro-Serpentinite beim Felskopf P. 3143,3	50		
Die Bänderung der Gabbros	50		
Der Bändergabbro vom Westgrat der Spitzen Fluh	51		
Flasergabbro	52		

Einleitung

Mit dem Begriff «Ophiolith» bezeichnen wir eine Serie hochdifferenzierter basischer und ultrabasischer Eruptiva – intrusiv und effusiv – die ein charakteristisches Element eugeosynklinaler Zonen bilden. Nach KÜNDIG (1956, 1959) sind die Ophiolithe für diesen Bereich sogar typischer als die assoziierten Sedimente. Der Begriff «Ophiolithe» wird sowohl auf unmetamorphe (Makedonien, Cypern, Syrien, Anatolien u.a.) wie auf metamorphe Serien (Alpen, Kalifornien, Venezuela usw.) angewendet, *und zwar unabhängig von ihrer stratigraphischen Stellung*. Gleiche Bedeutung hat im Italienischen «pietre verdi», im Französischen «roches vertes».

In den Alpen sind Ophiolithe aus verschiedenen Zonen und tektonischen Einheiten bekannt; vor allem sind sie an die verschiedenen Geosynklinalstreifen der penninischen und unterostalpinen Zone gebunden. Ihre Förderung fällt mit der geosynklinalen Grabenbildung zusammen. Horstartige Schwellen mit ophiolithfreier Fazies trennen in den Alpen die ophiolithdurchsetzten Geosynklinalstreifen. Die in die Zerrungszonen eingedrungenen Simamassen stellen, was ihr Volumen anbelangt, das geosynklinale Analogon zu den kratogenen Flutbasalten dar, mit dem Unterschied, dass diese relativ geringe, jene aber eine sehr ausgeprägte und andersgeartete Differentiation aufweisen.

Die zeitliche Einstufung der Ophiolithförderung hat von jeher erhebliche Schwierigkeiten bereitet. Fossilführende, liasische Serien der Westalpen sind noch ophiolithfrei. Nach LEMOINE (1962) fällt hier die Bildung der Ophiolithe zwischen Malm und Kreide. Eine absolute Altersbestimmung von CHESSEX et al. (1964), ausgeführt an einem «Syenit» des Mont Genève, ergab als mögliche Bildungszeit Oberen Jura bis Beginn der Oberen Kreide. In anderen Zonen, z. B. im Unterostalpin, liegt der Schwerpunkt der Ophiolithförderung in der Oberen Kreide. Übrigens brauchen räumlich benachbarte Ophiolithe keineswegs gleichalterig zu sein, wie GRUNAU (1947) für das Gebiet von Arosa gezeigt hat. Hier müssen die Serpentine in den Malm gestellt werden, während die Effusivgesteine der Kreide angehören. Vom Standpunkt der Theorien von H. H. HESS erscheint es überhaupt fraglich, ob die Serpentine mit den übrigen Ophiolithen etwas zu tun haben.

Da die penninische Zone – als das wichtigste Verbreitungsgebiet der Ophiolithe in den Alpen – zugleich mit der Hauptachse der alpidischen Metamorphose zusammenfällt, so sind die Ophiolithe hier durch metamorphe Gesteine wie Prasinite, Glaukophanschiefer, Eklogite, Amphibolite usw. vertreten. Schwach oder gar nicht metamorphe Ophiolithe finden sich nur am Aussenrand der penninischen Zone, vor allem aber in den Préalpes und den Klippen, von Savoyen bis ins Allgäu hinaus. Ihre tektonische und paläogeographische Zuordnung ist aber umstritten.

Was von den Ophiolithen heute vorliegt, sind jedenfalls nur Fragmente mehrerer grosser Ophiolithdecken, die noch während der Orogenese zerstückelt und teilweise abgetragen worden sind. Ophiolithogene Produkte der Erosion bilden ein wesentliches Element gewisser Flysch- und Molassebildungen (VUAGNAT 1952, SPECK 1953). Vom Rest sind grössere Teile entweder unter höheren Decken begraben, so im Wallis und Graubünden, oder sie werden durch die Sedimente der Po-Ebene verdeckt. Das Bild, das wir uns heute von der paläogeographischen Verbreitung, von der Ausdehnung und Verteilung der Ophiolithe machen können, ist dementsprechend sehr lückenhaft.

Die vorliegende Arbeit beschreibt nur einen Ausschnitt aus dem hochmetamorphen *inneren* Ophiolithgürtel der penninischen Geosynklinale. Dieser Ausschnitt kann aber trotz seiner relativ geringen Ausdehnung, seiner peripheren Lage und der tektonischen Komplikationen in mancher Hinsicht und für grosse Teile der Ophiolithe des Alpenbogens von Ligurien bis in die Hohen Tauern hinein als repräsentativ gelten. Das gilt vor allem für die Metamorphose! Analoge metamorphe Serien finden wir in den ligurischen Alpen, vor allem aber in der grossen Ophiolithmasse, die das Massiv des Gran Paradiso umhüllt und die Depression

zwischen diesem und der Monte Rosa-Decke ausfüllt, dann weiter östlich im Gebiet von Malenco und am Südrand des Tauernfensters. In all diesen Gebieten erreicht die Metamorphose die Obergrenze der Grünschieferfazies (nach TURNER & VERHOOGEN, 1960). Ophiolithogene Gesteine in Amphibolitfazies sind auf den Tessin und seinen Rahmen beschränkt. Hingegen zeigen andere Gebiete, vor allem die peripher gelegenen, eine wesentlich schwächere Metamorphose. Das gilt z. B. für Savoyen, für Graubünden (Oberhalbstein, Engadin, Arosa) und für die nördlichen Teile des Tauernfensters (siehe den Abschnitt über Metamorphose S. 105).

Als zentrales Thema dieser Arbeit betrachte ich die Beschreibung der Mineral- und Gesteinsparagenesen und deren Entwicklung – also die Schilderung der metamorphen Vorgänge.

GEOLOGISCHER TEIL

Die tektonische und paläogeographische Stellung der Ophiolithe von Zermatt

Siehe auch die Erläuterungen zu Blatt Sion (1964) und zu den Atlasblättern Zermatt, Saas und Randa.

Die Skizze (Fig. 1) und das Profil (Fig. 2) zeigen die tektonische Stellung des ophiolithführenden Mesozoikums zwischen Mischabelrückfalte (Bernhard-Decke) und Monte Rosa-Decke an der Basis und der Dent Blanche-Masse im Dach. Die tektonische Unterteilung der Bündnerschiefer-Ophiolithserien ist aus der Fig. 1 abzulesen.

Danach wird dieses Mesozoikum dreigeteilt, wobei die Teildecken durch die sogenannten Würmlizüge, bestehend aus stark verschuppten Triaslamellen (Quarzite, Dolomite und Kalkmarmore), getrennt sind. Die Basis wird von der Ophiolith-Zone (oder -Decke) von Zermatt-Saas Fee gebildet, darüber folgt die Theodul-Rothorn-Zone und direkt im Liegenden der Dent Blanche-Decke die Obere Zermatter Schuppenzone. (Eine weitere Unterteilung dieser dritten Einheit, wie sie STAUB 1958 versucht hat, scheint mir nicht genügend begründet.)

Die paläogeographische und tektonische Zuordnung dieser Ophiolithserien hat im Laufe der letzten 20 Jahre einen grundlegenden Wandel erfahren. ARGAND fasste die Elemente als parautochthone, normale Sedimenthüllen der drei oben erwähnten kristallinen Deckenkerne auf, die in seinen Augen riesige liegende Falten bildeten. Diese Konzeption muss in zwei wesentlichen Punkten revidiert werden. Einmal ist die Idee der liegenden Falten für keine der drei kristallinen Massen haltbar; in dieser Hinsicht mag der vielzitierte «penninische Baustil» anderwärts vielleicht existieren, nicht aber in den Walliser Alpen. Der zweite Punkt, der eine Revision notwendig macht, betrifft die paläogeographische Gliederung. Dem Stande der damaligen stratigraphischen Kenntnisse entsprechend, rechnete ARGAND alles Mesozoikum südlich der Rhone zur mittelpenninischen Geosynklinale; er kannte lediglich die beiden Serien der Trias und der ophiolithführenden jurassischen Bündnerschiefer. Die im Briançonnais und der Vanoise, den klassischen Gebieten der penninischen Stratigraphie, durch die französischen Forscher – wir nennen hier ELLENBERGER, LEMOINE, DEBELMAS – gewonnenen neuen Erkenntnisse brachten auch für unsere Region eine Umwälzung. Es zeigte sich, dass im Wallis die scheinbar einheitliche penninische Geosynklinale in drei Bereiche zerfällt, nämlich in einen nördlichen und einen südlichen (oder piemontesischen) Geosynklinaltrug, die durch eine ophiolithfreie Schwellenfazies – die Barrhornserie – getrennt sind.

Im Raume von Zermatt überschneiden sich nun Elemente der Barrhornserie mit solchen der piemontesischen Geosynklinale. Wenn es auch vorläufig noch nicht möglich ist, in diesem durch Überschiebungen,

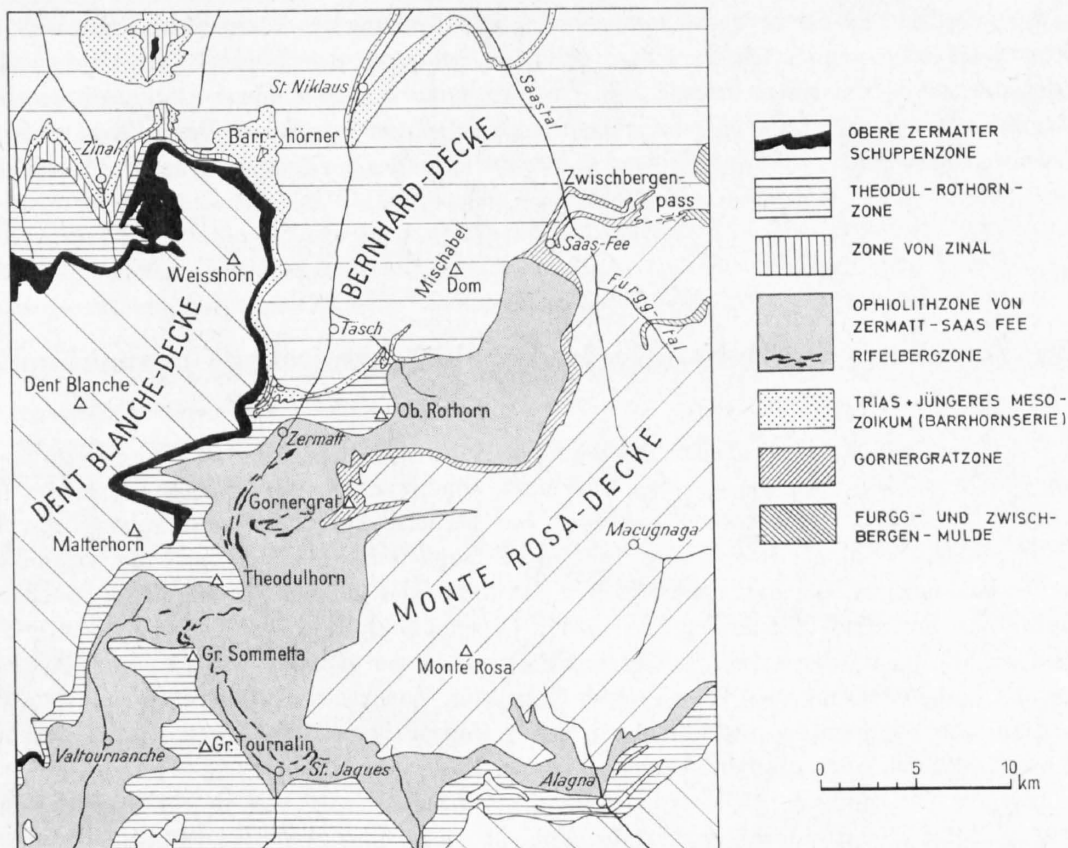


Fig.1. Übersicht über die tektonischen Einheiten zwischen Monte Rosa-Decke, Mischabel-Rückfalte und Dent Blanche-Decke (Massstab 1:400 000).

Verschuppungen und Rückfaltungen entstandenem tektonischen Wirrwarr die Südgrenze der Schwellenfazies zu erkennen, so wissen wir doch wenigstens, dass die Bernhard-Decke deren Basis bildete. Freilich sind von ihrer Sedimenthülle lediglich Relikte erhalten, weitaus das meiste wurde bis auf die basale Trias abgeschert, tektonisch erodiert und durch ophiolithführende Elemente aus der piemontesischen Geosynklinale ersetzt.

Die ophiolithführenden Serien bilden somit nicht das mehr oder weniger verschuppte Äquivalent der ehemaligen Sedimenthaut der Bernhard-Decke; sie sind vielmehr auf diese überschoben worden und entsprechen einer selbständigen *Ophiolith-Decke* (im weitesten Sinne des Wortes). Das gilt wohl ohne Einschränkung für die Bündnerschiefer-Ophiolithserien, die den Rahmen der Dent Blanche-Masse bilden; zweifelhaft kann es nur für die oben definierte Zone von Zermatt-Saas Fee sein. Es ist nämlich nicht ausgeschlos-

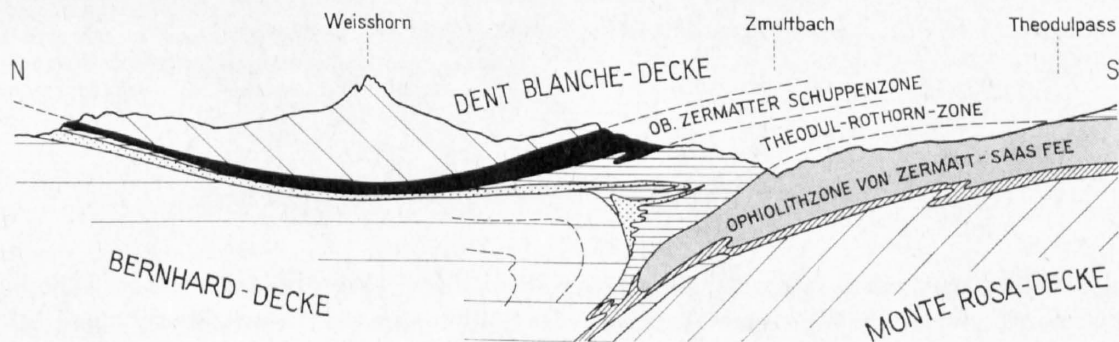


Fig.2. Vereinfachtes Profil zu Fig.1 (Signaturen wie dort). Massstab 1:200 000.

sen, dass diese ein Element der normalen mesozoischen Überdeckung des Monte Rosa-Kristallins darstellt (Näheres zu dieser Frage siehe S. 12). Nach der Konzeption ARGANDS, der die Monte Rosa-Decke als liegende Falte auffasste, würde die *Antronamulde* z.T. dem *verkehrten Schenkel* dieser Decke entsprechen; die Ophiolithe dieser Mulde wären also mit denjenigen von Zermatt zu korrelieren. Diese Frage sei hier lediglich angedeutet; die damit zusammenhängenden Probleme hoffe ich in einer separaten Arbeit darlegen zu können.

Zur Verteilung der Ophiolithe in der piemontesischen Geosynklinale

Der Anteil der Ophiolithe, verglichen mit dem der Sedimente, ist in den drei oben erwähnten Zonen oder Decken sehr verschieden. Daraus folgt aber auch eine asymmetrische Verteilung in der Geosynklinale. Die Häufung der Ophiolithe in der Zone von Zermatt–Saas Fee bedeutet, dass *ein* Schwerpunkt der Ophiolithförderung im nördlichen Teil der piemontesischen Geosynklinale lag, also in oder in der Nähe des Randgebietes der mittelpenninischen Schwelle. Hier müssen wir eine labile Bruchzone, ein ausgedehntes Zerrungsgebiet annehmen, das in der Geosynklinalphase den Aufstieg mächtiger Simamassen ermöglichte. Im mittleren Teil des Geosynklinalgrabens war die magmatische Aktivität wesentlich schwächer und hatte vielleicht auch einen andern Charakter. Eine relativ ruhige Sedimentation überwog hier; karbonatische Sedimente vermischten sich mit tuffogenen basischen Lagen. Gegen den internen Rand der Geosynklinale nahm die Förderung simatischer Massen dann wieder zu.

Die skizzierte Verteilung der Ophiolithe steht in gewissem Gegensatz zu der bei uns üblichen Vorstellung, wonach das Hauptförderungsgebiet der Ophiolithe am Innenrande der penninischen Zone, also im Grenzgebiet zum Unterostalpin, liegt. Das ist in Graubünden, wo diese Idee hauptsächlich entwickelt wurde, wohl zutreffend, kann aber kaum Anspruch auf generelle Gültigkeit erheben.

Die Ophiolithe der Oberen Zermatter Schuppenzone

Diese Zone ist stark laminiert und verschuppt, was ihrer Stellung zwischen Oberem Würmlizug und der Dent Blanche-Basis entspricht. An Ophiolitheinlagerungen findet man Prasinite und zu Fuchsitschiefer ausgewalzten Gabbro (Weisshorn, NE Trift). Vom Hohlichtgletscher nach Norden bis zum Bisjoch bildet ein Prasinitzug die Fortsetzung; an der Basis begleitet ihn streckenweise (SE und N von P. 3471) eine dünne Lamelle von Fuchsit-Zoisitschiefer.

Dieses schmale Ophiolithband bildet die einzige Verbindung der Zermatter Ophiolithe mit den N der Dent Blanche-Decke auftauchenden Bündnerschiefer-Ophiolithmassen, die z.T. das Äquivalent der Theodul–Rothornzone bilden, z.T. der Oberen Zermatter Schuppenzone entsprechen.

Die Ophiolithe der Theodul–Rothornzone

Die Ophiolithe dieser Zone bilden bei Zermatt ein Band, das sich von Höhbalmen über Trift in den Kühberg hinein erstreckt. Die wichtigsten Ophiolithe der Rothornzone sind Chlorit-Prasinite und Epidot-Amphibolite, mit einzelnen Einlagerungen von Uralitgabbro, Fuchsitschiefer und Serpentin – alles sehr stark laminiert.

Die Kontakte mit den Bündnerschiefern sind mechanisch, wie ja schon aus der gelegentlichen Zwischenschaltung von Triaslamellen zu erkennen ist. Dünne Lagen von Prasinit mögen aber noch den ursprünglichen Kontakt bewahrt haben. Jedenfalls sind hier Erscheinungen zu beobachten, die noch als Reflex eines ehemaligen Intrusivkontaktes gedeutet werden können, vielleicht aber auch erst durch die Regionalmetamorphose entstanden sind. Ein Beispiel ist in Fig. 3 dargestellt. Die sonst dunkelgrauen Kalkglimmerschiefer sind am Kontakt «gebleicht», ebenso sind die im Prasinit liegenden Bündnerschieferlamellen in weisse Marmore umgewandelt. Auch sind helle, chloritführende Albitgneise häufig an solchen Kontakten anzutreffen. Fasst man die dünnen Prasinitlagen als Tuffe auf, dann sind diese Erscheinungen auf die Regionalmetamorphose zurückzuführen, genau so wie die Kalksilikatbildung am Rande der Serpentine.

Südlich der Landesgrenze, im Valtournanche, erreicht die Rothornzone am Bergrücken gegen das Val d'Ayas eine sehr beträchtliche Mächtigkeit – an der Motta di Plété Ovest und vor allem am M. Roisetta. Die Prasinitlagen sind in dieser Zone einige Zentimeter bis mehrere Meter mächtig und alternieren mit glimmerarmen Kalkmarmoren, Kalkglimmerschiefern und schwarzen, karbonatführenden Glimmerschiefern mit Quarzschnüren (siehe Fig. 4 und G. V. DAL PIAZ 1965). Auch hier sind oft nur millimeterdicke Marmorlagen den Prasiniten eingelagert, und diese selbst sind häufig sehr calcit- und epidotreich und gehen durch Aufnahme von Karbonat allmählich in Kalkglimmerschiefer über.

Die Kontakte scheinen auch hier primär zu sein; die Prasinite entsprechen vermutlich spilitischen Einlagerungen, Tuffen oder Tuffiten.

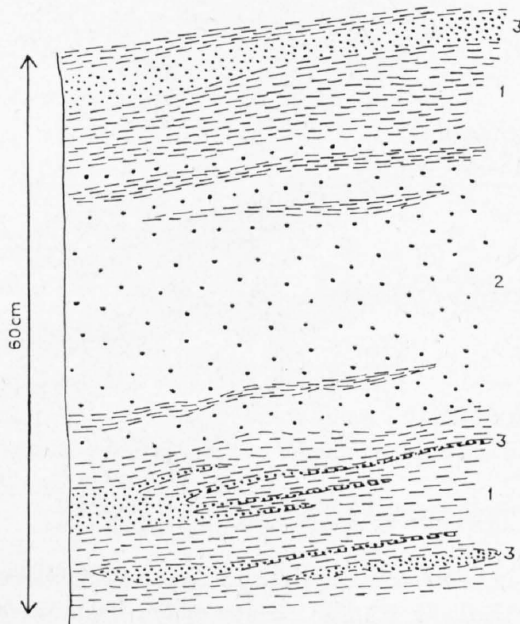


Fig. 3. Prasinit (2)-Kalkglimmerschiefer (1)-Kontakt bei Kalbermatten, am Wege nach Schönbühl. Am Rande und im Innern der Prasinite ist der Kalkglimmerschiefer in weissen Marmor umgewandelt. Dünne Lagen von Albitgneise (3) begleiten den Kontakt.

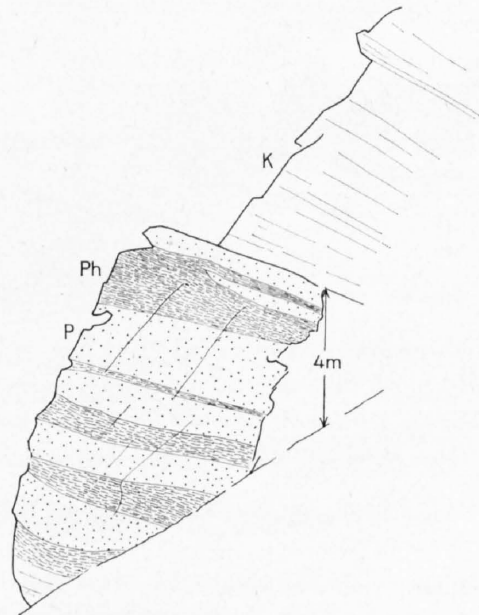


Fig. 4. Wechsellagerung von Prasinit und Bündnerschiefer, N P. 2582 (Valtournanche).
K = Glimmerführende Kalkmarmore
Ph = Dunkelgraue, karbonatführende Phyllite
P = Prasinite

Die Ophiolithe der Zone von Zermatt–Saas Fee

Verglichen mit den beiden andern ist diese Zone nicht nur die mächtigste, sondern auch diejenige, in der die Ophiolithe weitaus dominieren, die Sedimente also ganz zurückgedrängt werden. Überdies zeigt hier die Masse der Ophiolithe eine Differenziertheit, die wir in der Rothornzone vergeblich suchen. Unsere Untersuchung befasst sich deshalb in erster Linie mit der Ophiolithzone von Zermatt–Saas Fee.

Jede derartige Arbeit wird, gestützt auf die bisherigen Erfahrungen und Indizien, den Versuch wagen müssen, Fragen nach der Herkunft oder der «Wurzel» der Ophiolith-Decke, nach den ursprünglichen Verbandsverhältnissen und der Gestalt der einzelnen Gesteinskörper zu beantworten. Ein derartiger Rekonstruktionsversuch erfordert einerseits die Berücksichtigung der stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Komplikationen, der Deformation und der Metamorphose andererseits.

Die Antwort auf die Frage nach der Wurzel der Ophiolithmasse von Zermatt-Saas Fee hängt in erster Linie davon ab, wie der Verband mit ihrer Unterlage interpretiert wird. Bis zum Allalingletscher wird diese vom Monte Rosa-Kristallin gebildet, von da nach Norden durch die Augengneise von Saas Fee, die wahrscheinlich einem nach Süden überschobenen Keil der Bernhard-Decke entsprechen. Vom Gornergrat bis Saas Fee sind die Ophiolithe vom Kristallin durch ein Band von schwankender Mächtigkeit (Gornergratzzone) getrennt, das Bündnerschiefer und Trias, aber auch permotriadische Elemente umfasst.

Bilden diese Serien den ursprünglichen Sedimentmantel der Monte Rosa-Decke? Dazu ist folgendes zu sagen:

Auf der Südseite des Monte Rosa fehlt die Gornergratzzone; die Ophiolithe liegen hier direkt den Gneisen und Graniten des Monte Rosa auf und sind mit ihnen verschuppt und verfaltet. Wenn je eine permisch-mesozoische Überlagerung vorhanden war – was wir für wahrscheinlich halten – so ist sie abgeschürft und an der Basis der Ophiolithe nach Norden transportiert worden. Auch im Norden ist ja der Kontakt des Mesozoikums mit dem Kristallin rein tektonisch. Die Annahme, dass im Bereiche der Monte Rosa-Decke vom Oberen Perm bis gegen Ende der Trias eine Sedimentationslücke existierte, ist wohl wenig wahr-

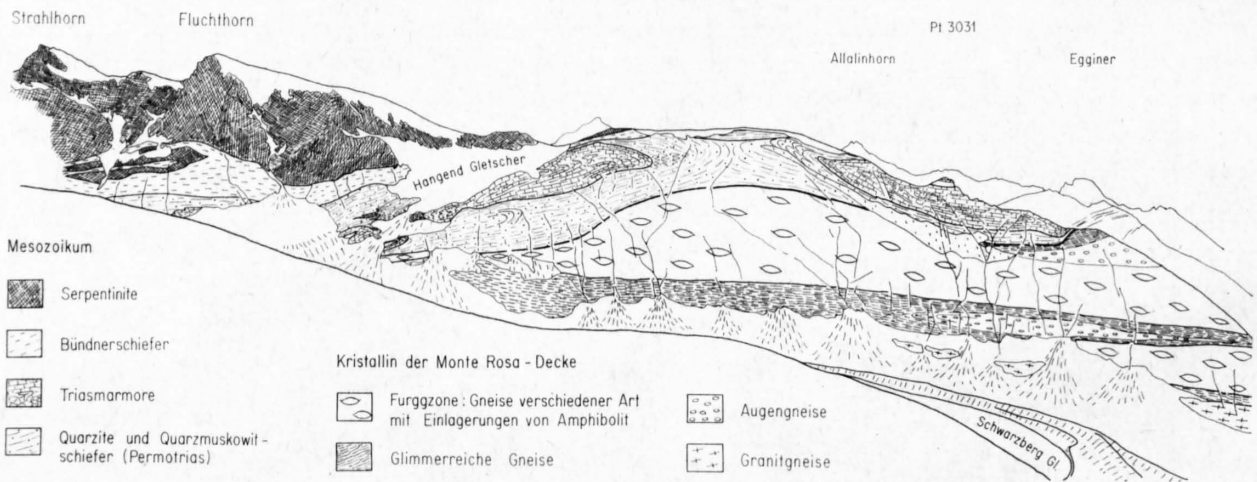


Fig. 5. Auflagerung des Mesozoikums auf Kristallin der Monte Rosa-Decke am Schwarzbjerggletscher (Saastal).

scheinlich; vielmehr glaube ich, dass die Gornergratzzone das *verschürfte* Äquivalent der ursprünglichen Sedimenthaut dieser Decke repräsentiert. Aber die andere Möglichkeit, dass sie aus einem mehr intern gelegenen Teil des piemontesischen Geosynklinalgrabens stammt, kann schon darum nicht ausgeschlossen werden, weil, wie die Existenz der Triaslamellen an der Basis der Rothorn- und der Oberen Zermatter Schuppenzone zeigt, in der Unterlage der quarzitischen Trias ein wichtiger Abscherungshorizont liegt und triadische (inklusive permische) Elemente sehr weit wandern können.

Aber hat die Trias der Gornergratzzone mit den Ophiolithen überhaupt etwas zu tun?

Die Unterlage der Ophiolithe steht am Gornergrat mit Bündnerschiefen und Trias, am Schwarzbjerg-Weisstor mit gipsführenden permotriadischen Muskowitquarziten, am Hangendgletscher wiederum mit Bündnerschiefen und nördlich vom Kessjengletscher mit dem Augengneis von Saas Fee im Kontakt. Verschuppung und Verfaltung sind entlang der ganzen Ophiolithunterlage festzustellen, am Hangendgletscher (siehe Fig. 5/6), bei der Britanniahütte, am Mittaghorn und – besonders schön – an der Langfluh ob Saas Fee.

Die ursprünglichen Verbandsverhältnisse sind also auch hier auf der ganzen Linie zerstört. Eine Rekonstruktion wäre jedenfalls heute noch verfrüht.

Nun gehört allerdings *ein* Element der mesozoischen Unterlage sicher zu den Ophiolithen – die Bündnerschiefer! Für die Trias aber gibt es zwei Möglichkeiten:

Sie kann, wie die Bündnerschiefer, aus dem Raum der Geosynklinale stammen. In diesem Falle besteht die *Möglichkeit*, dass das Kristallin des Monte Rosa die Unterlage der Ophiolith-Decke bildete. Die Verschiebung zwischen Kristallin und Mesozoikum wäre dann relativ klein.

Aber diese Trias kann auch zum Faziesbereich der Briançonnais-Schwelle gehört haben, also die südliche Fortsetzung der Barrhornserie repräsentieren, deren posttriadische Glieder tektonisch abgetrennt,

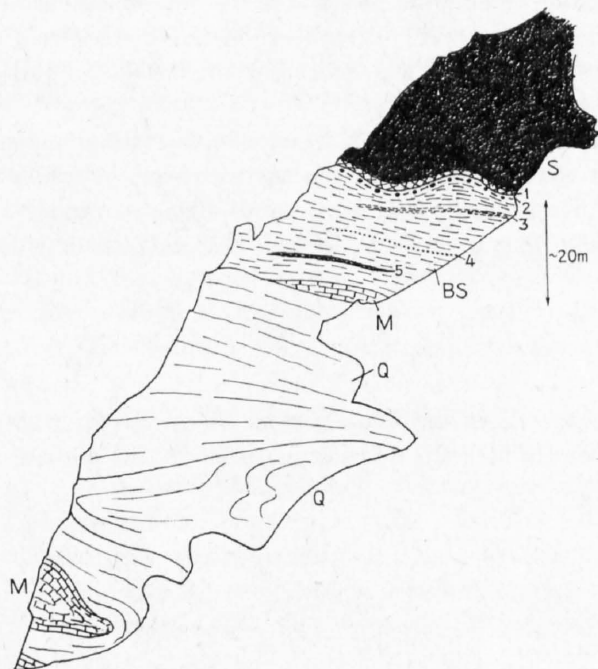


Fig. 6. Profil am Südrand des Hangendgletschers (Saastal).

- S = Serpentin (Ophiolithbasis)
- BS = Kalkglimmerschiefer
- M = Kalk- und Dolomitmarmore (Trias)
- Q = Quarzite
- 1 = Talk-Aktinolith-Band (~50 cm)
- 2 = Kalksilikate (20–30 cm)
- 3 = Paragneis-Schuppe
- 4 = Hornblendeschiefer
- 5 = Serpentinsschiefer

verschleppt und durch die Ophiolith-Decke substituiert worden wären. So hat R. STAUB (1958) die Verhältnisse interpretiert. Aber dann ist es (was STAUB übersehen hat) ausgeschlossen, dass die Monte Rosa-Decke je ein Teil der kristallinen Unterlage der piemontesischen Geosynklinale und damit der Ophiolithe gewesen ist. Die relative Verschiebung zwischen Kristallin und ophiolithführendem Mesozoikum müsste in diesem Falle sehr erheblich sein.

Vorläufig ist es nicht möglich, zwischen diesen beiden Alternativen zu entscheiden.

Zur Struktur der Ophiolithzone von Zermatt–Saas Fee

Die interne Verschuppung

Bei der starken Deformation, die die Gesteine fast ausnahmslos und bis in den Mikrobereich hinein erkennen lassen, ist es natürlich schwer, zwischen Relativbewegungen von bloss lokaler Bedeutung und solchen grösseren Ausmasses zu unterscheiden. Dabei darf auch nicht vergessen werden, dass viele Bewegungsspuren durch Rekristallisation wieder verwischt worden sind. Das zeigt sich ja an manchen Kontakten sehr klar, so z. B. an den Talk-Aktinolithschiefer-Bildungen um isolierte Serpentinlinsen, die erst durch tektonische Vorgänge mit dem Nebengestein in Berührung gekommen sind. Der Talkmantel selbst ist, bezogen auf diese Bewegungsphase, nachtektonisch, kann aber nachträglich nochmals deformiert worden sein (siehe S. 26).

Dort, wo ein ursprünglich einheitlicher, grösserer Gesteinskörper zerschert worden ist, dürften die einzelnen Teile noch gewisse Eigentümlichkeiten bewahrt haben, die ihre frühere Zusammengehörigkeit

verraten. So haben die Gabbrolinsen von Mellichen mit dem Allalingabbro vieles gemeinsam, und zugleich unterscheiden sie sich von andern; sie können also als abgescherte Teile dieser grossen Gabbromasse angesehen werden. Welcher Art der Zusammenhang war und wie das Ganze vor der Durchbewegung ausgesehen haben mag, kann man nur vermuten.

Ein zweites Kriterium für die tektonische Trennung und Verschuppung ursprünglich zusammengehöriger Elemente des Ophiolithkomplexes ist die Repetition gleichartiger Serien. In dieser Beziehung ist die Analogie im Aufbau von Strahlhorn und Rimpfischhorn bemerkenswert. Bei beiden ist eine basale Serpentinplatte von einem Eklogit-Glaukophanschieferkomplex überlagert. Diese Wiederholung könnte durch eine interne Verschuppung – vielleicht im Zusammenhang mit Rückfaltung – entstanden sein. Die trennende Bewegungsfläche müsste unter dem Findelengletscher hindurch über den Adlerpass gehen und an der Basis des Feekopfes 3143,4 – zwischen Hohlaub- und Allalingletscher – in die basale Schubfläche der Ophiolithe einmünden.

Diese beiden Fälle können natürlich auch anders gedeutet werden. Mit grösseren Verschuppungen ist innerhalb der Ophiolithzone von Zermatt–Saas Fee aber nicht zu rechnen; dagegen spricht schon das völlige Fehlen von Trias innerhalb derselben. Die Zone ist mehr oder weniger als Block gewandert, begleitet von relativen Verschiebungen der einzelnen Teile, aber ohne dass der ursprüngliche Zusammenhang ganz zerstört worden wäre.

Rückfaltungserscheinungen

Diese bestimmen vor allem die Struktur des Rahmens, der die Ophiolithzone von Zermatt–Saas Fee umschliesst: die Mischabel-Rückfalte, den Oberen und Unteren «Würmlizug» und die Sedimente und

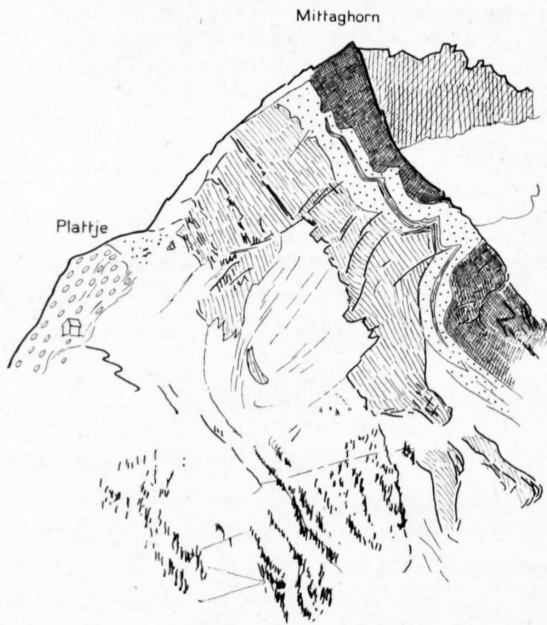


Fig.7. Die Stirnbiegung der Ophiolithzone am Mittaghorn ob Saas Fee, von Mellig aus gesehen.

Ophiolithe = kreuzschraffiert

Kalkglimmerschiefer und Triasmarble = punktiert

Permotriadische Quarzite, Konglomerate und Albit-Phengitgneise = gestrichelt

Mit Ellipsen sind die Augengneise von Saas Fee bezeichnet.

Ophiolithe der Rothorn- und der Oberen Zermatter Schuppenzone. Sie machen sich auch an der Basis der Ophiolith-Decke bemerkbar, im oben erwähnten Augengneiskeil von Saas Fee und in der vermuteten Rückwärtsüberschiebung der Stockhorngneise. In der Ophiolithzone selber sind sie weniger evident. Im Zusammenhang mit einem Rückstau steht die Steilstellung der Stirnpartie am Mittaghorn (Fig.7) und die mit ihr verknüpfte Verschuppung und Verknetung von Ophiolithen, von triadischen Quarziten und Marblen, von Bündnerschiefern und Altkristallin bei Saas Fee, die vor allem auf der Gletscheralp schön aufgeschlossen sind (siehe Blatt Randa). Eine mehr intern gelegene, südvergente und ENE-streichende Grossfalte in den Ophiolithen nördlich vom Mellichengletscher deutet ebenfalls eine südwärts gerichtete

Bewegung an. Dazu würde die oben postulierte Verschiebung der Strahlhorn- und Rimpfischhornkomplexe kommen.

Die Deformation

Wir haben schon erwähnt, dass mit einer mehrphasigen Deformation und mit örtlich wechselndem Ausmass und wechselnder Intensität von Verbiegungs-, Scherungs- und Dehnungsvorgängen gerechnet werden muss. Die heutige Gestalt des Ganzen und ebenso die der einzelnen Ophiolithkörper ist demnach das Ergebnis eines sehr komplizierten Prozesses. Eine moderne Strukturanalyse fehlt vorläufig noch, so dass wir uns gezwungenermassen mit einigen Bemerkungen zur Gestalt der Ophiolithe begnügen müssen.

Die grossen, zusammenhängenden Serpentin- und Gabbromassen haben die Form an- und abschwellender, verbogener Platten, die randlich oft sehr rasch auskeilen und vielfach in flache Linsen zerlegt sind. Diese Linsen bilden ein stereotypes Glied im Forminventar der Ophiolithe. Sie treten in allen Dimensionen auf. Beim Allalingabbro ist der grosse Durchmesser ca. 4 km lang – bei einer maximalen Höhe von 1000 m. Dies ist allerdings der grösste Körper seiner Art, wenigstens in unserm Gebiet. Die meisten Gabbros erreichen nicht die Hälfte dieses Durchmessers und sind wesentlich flacher.

Ganz extrem sind die Grössenunterschiede der Linsen bei den Serpentiniten. Den riesigen und nicht sicher abgrenzbaren Massen des Breithorns, des Rimpfisch- und Strahlhorns stehen die kleineren Linsen gegenüber, die überall in Bündnerschiefern und Amphiboliten verstreut sind und deren Volumen bis auf hundert und weniger m³ absinken kann.

Viele Ophiolith-Linsen sind wahrscheinlich durch Abscherung in Verbindung mit tangentialer Teilbewegung entstanden, andere – und vor allem die kleineren – lassen sich nachweisbar auf Boudinierung von Gängen, von Serpentin- und Gabbroplatten zurückführen.

Eklogitgänge in Gabbros (Taf. X, Photo 28) verhalten sich dabei ähnlich wie Gabbropyroxenit oder Granatitgänge in Serpentiniten oder wie die Dolomitlagen im Kalk.

Aus dem Verhalten der verschiedenen Gesteinsarten bei der Boudinierung lässt sich eine Reihe relativer Deformierbarkeit ableiten; diese nimmt zu in der Reihenfolge

Eklogit – Gabbro – Serpentin – Kalk.

Bei der Deformation in der Zone von Zermatt–Saas Fee scheinen Rollung und Stengelung einen sehr viel kleineren Umfang erreicht zu haben als anderwärts; in der Hauptsache werden die Gesteinskörper abgeflacht. Das zeigt sich sehr schön an den ursprünglich kugelförmigen Pillows des Täschtales. Jeder Pillow ist hier zu einem schwach gestreckten, diskusförmigen Gebilde abgeplattet. Da der ursprüngliche Verband erhalten blieb, ist der ganze Komplex analog deformiert worden; er muss eine Reduktion der Dicke um das Fünf- bis Zehnfache erfahren haben. Sie war begleitet oder gefolgt von einer Regelung der Komponenten in s, parallel b.

Eine andere, ebenfalls kinematisch bedingte Gestalt repräsentieren die auf S. 16–18 beschriebenen tektonischen Gerölle (Phakoide). Sie sind, z. T. wenigstens, das Ergebnis der Zerschierung vieler Gesteinskörper und subsequenter Rotation der einzelnen Stücke.

Versuch einer Rekonstruktion der ursprünglichen Verbandsverhältnisse

Trotz der mehrphasigen Durchbewegung, die die Ophiolithmasse betroffen hat, überwiegt doch der Eindruck eines zusammenhängenden Ganzen, das zwar deformiert und zerschert, aber doch nicht so weit gestört worden ist, dass die wesentlichen Züge der ursprünglichen Gliederung völlig verwischt worden wären. Auf diesem Eindruck basiert der folgende Rekonstruktionsversuch – ein Versuch, der allerdings schon deshalb problematisch bleiben muss, weil er nur einen Teil der Ophiolithmasse berücksichtigen kann.

Wie die Karte zeigt, bilden die Serpentinite grosso modo die Basis der Ophiolith-Decke. Darüber folgt eine Zone, in der die grossen Gabbrolinsen – wie jene des Allalins – eingelagert sind. Das Hangende dieser

Zone wird von den Eklogiten, Glaukophanschiefern und Granat-Amphiboliten des Rimpfischhorns und des Egginer gebildet, die z. T. aus Pillowlaven hervorgegangen sind.

Diese Dreiteilung – unten Serpentine, oben metamorphe Pillowlaven und in der Mitte Gabbros – würde das Analogon zur Gliederung der Ophiolithmassen Syriens und Makedoniens bilden, wie sie von DUBERTRET (1952) und BRUNN (1956) beschrieben worden ist. Dort werden die Ophiolithe als Teile einer Megaeffusion aufgefasst, die sich im Laufe einer langen Erstarrungsgeschichte in einen peridotitischen (unten), einen gabbroiden (Mitte) und einen basaltisch-spilitischen Anteil (oben) aufspaltete.

Möglicherweise repräsentieren die Ophiolithe der Zone von Zermatt–Saas Fee die metamorphen Reste einer solchen Megaeffusion. Jedenfalls scheint mir die Beziehung zwischen den einzelnen Gesteinsgruppen doch so eng zu sein, dass ein gemeinsamer Ursprung – wie ihn die Theorie von DUBERTRET postuliert – auch für unsere Zone angenommen werden darf.

Diese Auffassung lässt sich allerdings nicht mit den Ideen von H. H. HESS und DE ROEVER in Einklang bringen. Danach wären die alpinen Serpentine aus dem oberen Mantel emporgepresste, feste Intrusionen und zugleich selbständige Vorläufer der übrigen Ophiolithe. Ob man sämtliche «alpinotypen» Serpentine in den gleichen Topfe werfen darf, ist allerdings fraglich.

Die Rifelbergzone

Im Dach der Serpentinmasse der Lichenbretter und des Rifelhorns erscheint eine mächtige Zone, in der die Bündnerschiefer mit Lagen, Linsen und anderen Fragmenten ophiolithogener Herkunft vermischt sind. Dieser eigentümliche Verband wird hier als Rifelbergzone bezeichnet. Teile davon sind auf Blatt Zermatt mit einer besonderen Strichsignatur bezeichnet und in der Legende entweder den Bündnerschiefern oder den Ophiolithen zugeteilt, je nachdem, ob der eine oder der andere Anteil überwiegt. Diese Zone ist an den Einschnitten der Gornergratbahn zwischen Rifelberg und Rotenboden und am Wege von hier bis zum Gakihaupt gut aufgeschlossen, am schönsten aber in den Gletscherschliffen zwischen dem Nordrand des Oberen Theodulgletschers und dem Furggbach. Von «Garten» und «Wäng» absteigend, kann man sie über Aroleit hinaus bis in die Findelenschlucht hinein verfolgen. Sie taucht dann noch einmal – stark reduziert allerdings – in den Ostabstürzen von Strahlhorn und Fluchthorn auf. Südlich der Landesgrenze habe ich analoge Bildungen im Valtournanche (am Lago di Cignana, siehe S. 63) angetroffen, ferner im Aostatal am Pian Fey.

1964 zeigte mir G. Dal Piaz dieselben Gesteine im Vallone di Tzere, oberhalb St-Jacques; sie bilden hier das Hangende der Serpentinmasse der Goppa di Rollin, erscheinen also in gleicher Position wie die Vorkommen von Zermatt.

Auf der tektonischen Skizze (Fig. 1) ist der Verlauf der «Rifelbergzone» eingezeichnet; für den italienischen Teil nach Angaben, die mir von G. V. Dal Piaz zur Verfügung gestellt wurden.

Bevor ich auf die Frage nach der Entstehung dieser Zone eingehen kann, müssen einige ihrer Eigentümlichkeiten näher betrachtet werden. Ich beginne mit dem sedimentogenen Teil, der sich deutlich von den übrigen Bündnerschiefern unterscheidet.

Der sedimentogene Anteil

Die «Bündnerschiefer» der Rifelbergzone fallen durch ihren hohen Quarz- und Glimmergehalt und den oft feinkörnigen Charakter auf. Die Brekzien führen eckige Bruchstücke ophiolithogener Herkunft in einem karbonatischen bis quarzitischem Zement. Die üblichen Kalkglimmerschiefer und Marmore sind auch hier vorhanden, werden aber durch karbonatführende Granat-Muskowitschiefer (\pm Chloritoid) und durch karbonat- oder granathaltige Quarzite in einem Ausmass zurückgedrängt, wie es sonst nirgends der Fall ist. Granat- und Chloritoid-Porphyroblasten erreichen in diesen Gesteinen z. T. beträchtliche Grösse. Bemerkenswert ist ferner der hohe Gehalt an Turmalin.

Ein eigentümliches, vermutlich ophiolithogenes Sediment ist am Ostrand des Oberen Theodulgletschers, auf etwa 2900 m, anstehend: es zeigt eine graugrüne, schuppig-glänzende s-Fläche, die mit Hellglimmer

und wenig Chlorit belegt ist. Das wirr gefältelte Gestein besteht zur Hauptsache aus Aktinolith und dünnen Lagen von Ankerit. Es ist ebenfalls turmalinreich und geht im Streichen in Kalkglimmerschiefer über.

Der ophiolithogene Anteil

Mit den obigen Sedimenten sind Ophiolithe verschiedenster Grösse, Gestalt und Zusammensetzung vermengt. Sie bilden teils zusammenhängende Lagen, teils grössere oder kleinere Linsen, kugelförmige oder eckige Bruchstücke von Zentimeter- bis einige Dezimetern Grösse. Manchmal sind die Fragmente knäuel- oder lagenweise angehäuft, dann wieder findet man sie ganz vereinzelt, aber gewöhnlich scheinen sie völlig chaotisch verteilt zu sein (siehe Taf. II und III).

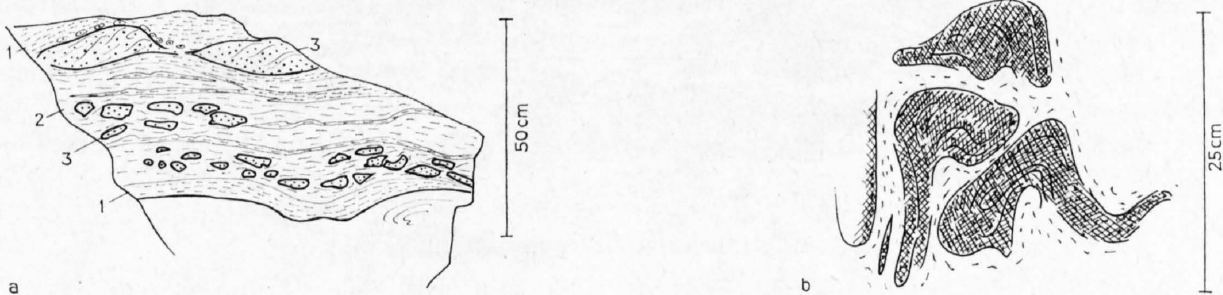


Fig. 8. Details aus der Rifelbergzone (Garten, Furggbach).

Fig. 8a.

- 1 = Calcitreiche, granat- und albitführende Quarz-Muskowitschiefer
- 2 = wie 1, aber mit grösseren und kleineren Fragmenten von 3
- 3 = Muskowitführende Granat-Epidotamphibolite

Fig. 8b. Tordierte eklogitogene Ophiolithfragmente in feinkörnigem kalkigem Zement.

Am Oberen Theodulgletscher zeigen die Fragmente überwiegend eklogitogene Zusammensetzung, vor allem sind muskowit- (oder paragonit-) und zoisitführende Eklogit-Amphibolite vertreten, oft mit reinen Eklogitrelikten. Omphazitfelse, albit- und epidotführende Amphibolite (\pm Glaukophan) gehören derselben Gruppe an, während die seltenen phlogopit- oder karbonatführenden Aktinolithknauer wahrscheinlich Reste umgewandelter Serpentinite repräsentieren. Nur vereinzelt fand ich granatführenden Hornblende-Epidot- und Kalksilikatfels, reinen Marmor und rostrot anwitternden Dolomit.

Die grosse Mehrzahl der Fragmente ist jedenfalls ophiolithogen, doch sind nicht alle Ophiolithtypen vertreten. So habe ich weder Gabbros noch Prasinite gefunden, desgleichen fehlen Gesteine des triadischen und des prätriadischen Sockels.

Für die Bildung dieser Formation können vulkanische, tektonische oder sedimentäre Vorgänge in Frage kommen. Am wahrscheinlichsten erscheint mir eine Kombination der zwei letzteren.

Die erste Hypothese: Vermischung von vulkanischen Auswürflingen (Bomben, Lavafetzen) mit Sediment können wir ausschliessen, da sich unter den «Bomben» auch Marmore, Dolomite und Derivate von Serpentinitten finden. Die ophiolithogenen Fragmente zeigen überdies keine Spuren magmatischer Relikte.

Dagegen spielten tektonische Vorgänge unbestreitbar eine grosse Rolle, und zwar sowohl bei der Bildung der Fragmente und ihrer Durchmischung mit den Sedimenten, wie auch bei ihrer Formung. Einige Bilder sollen das belegen.

Wie oben schon erwähnt, sind die Fragmente manchmal zeilenförmig angeordnet. Photo 5 auf Taf. III zeigt eine solche Gruppe in «statu nascendi». Sie ist durch *Boudinierung* einer Ophiolithbank und subsequeute Rotation der Bruchstücke entstanden.

Die Bildung von Fragmenten verschiedenster Grösse durch *Zerschierung* zeigen Fig. 9 und Photo 7 auf Taf. III. Differenzen in der Transportweite führten zu einer mehr oder weniger weitgehenden Trennung der einzelnen Elemente. Wie bei der Boudinierung werden die entstandenen Fugen durch eindringendes sedi-

mentogenes Material und durch sekretionäre Neubildungen – vor allem von Quarz, Karbonat, Zoisit und Muskowit – ausgefüllt.

Die Entstehung S-förmig gekrümmter, tordierter oder kugelförmiger Fragmente durch Kombination solcher Vorgänge wie Boudinierung, Zerschierung, Rotation und Gleitung ist ohne weiteres denkbar, ebenso die intensive Vermischung mit Sediment. Dass bei so heterogenem Material alle Grade einer rein mechanischen Durchmischung möglich sind, zeigt ganz besonders drastisch der Jungfrau- und Lötstental (Faflertal, siehe H.P. LAUBSCHER 1961).



Fig.9. Aus der Rifelbergzone: Zerscherte und tordierte Fragmente in karbonatreichem silikatischem Zement, mit Quarz, Zoisit, Muskowit und Granat (auf $\frac{2}{3}$ verkleinert).

Aber die Möglichkeit, dass die Vermischung von Ophiolith und Sediment schon präkinematisch, sedimentär erfolgte, ist damit keineswegs ausgeschlossen.

Die von G. V. DAL PIAZ (1965) studierten analogen Vorkommen zwischen dem oberen Val d'Ayas und dem Valtournanche, die ich erst 1964 kennenlernte, sprechen nicht für eine rein mechanische Vermischung. Die Fragmente sind hier sehr viel weniger deformiert und zum Teil vollkommen gerundet. DAL PIAZ konnte auch eine Schichtung feststellen. Nach ihm sind die grossen, meist eklogitischen Fragmente an der Basis der Serie anzutreffen, während in den oberen Horizonten eher kleine bis kleinste Stücke auftreten. Zugleich werden die Sedimente nach oben karbonatreicher. DAL PIAZ denkt an konglomeratartige Bildungen. Ich hatte, vor allem unter dem Eindruck der chaotischen Durchmischung bei Zermatt, eher an eine Vermengung im Zusammenhang mit submarinen Rutschungen gedacht. Jedenfalls spricht gegen eine rein tektonische Bildung ausser den eben erwähnten Beobachtungen auch die Tatsache, dass der sedimentäre Teil der Mischzone bei starkem Gesteinswechsel eine auffallende Präponderanz sandiger und pelitisch-sandiger Anteile aufweist, verglichen mit den übrigen, kalkreichen Bündnerschiefern. Das deutet auf einen Fazieswechsel und auf die Nähe einer Schwelle hin.

Die Bildung der Rifelbergzone entspricht demnach einer Episode, die in die Geosynklinalphase fällt. Sie ist vormetamorph.

Analoge Bildungen finden sich übrigens auch in der Ophiolithzone von Antrona, sehr schön z. B. im Bachbett der Bogna, oberhalb Pizzanco (W von Domodossola). Die Fragmente bestehen hier z. T. aber aus karbonatischem, von Ophiolithlagen durchzogenem Material.

Die Phakoide der Alp Manda

Ich neigte lange Zeit dazu, die Rifelbergzone als eine ausschliesslich tektonische Bildung anzusehen. Dass tatsächlich analoge Phänomene durch rein mechanische Vorgänge entstehen können, soll noch durch ein Beispiel aus dem Valtournanche belegt werden.

Die hier beschriebenen zwei Aufschlüsse liegen NNE Valtournanche zwischen der Alp Manda (2097 m) und Manda superiore (2296 m). Sie bilden einen Teil der mächtigen Boudinierungs- und Knetzone, die im Rücken des Serpentinits des Gouffre de Bousserailles auftritt.

Im südlichen Aufschluss (bei P. 2262) sind gerundete Serpentinrollkörper in extrem verschiefertem und verfaltetem, dünnblättrigem oder griffeligem Serpentin eingebettet. Beide sind aus einer einheitlichen Masse durch Zerschierung hervorgegangen; die massigen Teile wurden hinterher gerollt und abgeschliffen. Die Rollkörper haben z. T. einen Durchmesser von 20–25 m; sie zeigen ebenfalls Kneterscheinungen und Faltung, besonders am Rande. Dieser Aufschluss ist nicht nur wegen der Grösse der Phakoide interessant, sondern vor allem auch, weil er in drastischer Weise zeigt, dass sich Teile desselben Körpers mechanisch ganz verschieden verhalten können.

Beim nördlichen Anriss sind wiederum grosse Serpentinrollkörper zu sehen; hier sind sie aber in enorm laminierten und gefalteten Gabbro hineingepresst und mit ihm verknetet worden. Photo-6 auf Taf. III zeigt einen solchen dunklen Serpentinblock, von hellem gabbroidem Gestein umhüllt. Der Gabbro selber ist dabei in linsenartige Teile zerlegt worden, die noch Reste gabbroider Struktur und Relikte von Smaragdit und Uralit aufweisen. Im übrigen ist er in grobkörnigen Zoisit-Aktinolithschiefer oder Prasinit, in stark laminierten Partien auch in Fuchsitechiefer umgewandelt worden. Zerrklüfte im Gabbro sind mit Albit, im Serpentin mit Strahlstein gefüllt.

Die Aufschlüsse der Alp Manda zeigen, dass Rollkörper ohne grosse Teilverschiebungen und ohne radikale Zerstörung des ursprünglichen Verbandes, ja sogar gesteinsintern, gebildet werden können.

Die metamorphen Pillowlaven im Täschthal

Im Hangenden des Serpentinits der Rimpfischwänge bildet ein mächtiger Komplex von Eklogiten, Glaukophanschiefern und Granat-Amphiboliten den Nordgrat des Rimpfischhornes und die von ihm ins Täschthal hinunterziehenden Rippen. Nördlich vom Gabbro-Serpentinzug, der die beiden Zungen des Mellichengletschers trennt, ist eine analoge Serie in den Rundhöckern dieses Gletschers aufgeschlossen, und eine weitere Repetition findet man nördlich vom Mellichengletscher, in der Arschkumme. Pillowbildungen lassen sich vor allem im südlichen Abschnitt, in den Blöcken der Moräne von Hubiltini und den Gletscherschliffen nördlich und südlich davon, vor allem im südlichen Teil des Längfluhgletschers, bequem studieren; auch in der Inneren Rimpfischwäng, am Fuss von P. 3313, habe ich schöne Pillows gefunden. Nördlich Mellichen sind sie weniger gut erkennbar; die Paragenesen und der unruhige Wechsel derselben – ein Merkmal metamorpher Pillowkomplexe – bleiben sich aber überall gleich.

Kissenlaven müssen sicher in den meisten Fällen als subaquatische Extrusionen betrachtet werden. Sie gehen in Brekzien und hyaloklastische Bildungen über, wie sie z. B. aus Sizilien (RITTMANN 1958), dem Apennin und aus vielen anderen Gebieten mit rezentem oder fossilem Vulkanismus beschrieben worden sind.

Die alpinen Pillowlaven sind vor allem von M. VUAGNAT sehr eingehend untersucht worden; seine Arbeiten betreffen hauptsächlich die wenig oder gar nicht metamorphen Laven des Unterengadins, des Oberhalbsteins und der Préalpes. Nach VUAGNAT sollen 80–90% der Kissenlaven aus spilitischen Magmen entstanden sein. Dies mag für die von ihm bearbeiteten Vorkommen richtig sein, ist aber in dieser allgemeinen Form für die alpinen Laven kaum zutreffend, jedenfalls nicht für die metamorphen der inneren penninischen Zone. Die Gleichsetzung von Pillowlava mit Spilit, die man in der Literatur immer wieder antrifft, ist meiner Meinung nach unzulässig.

Für das Verständnis der Vorkommen im Täschthal ist es unumgänglich, dass wir die für die unmetamorphen Pillowlaven charakteristischen Merkmale kennen. Erst dann lässt sich beurteilen, was während der Metamorphose noch erhalten geblieben und was zerstört worden ist.

Bei unmetamorphen Laven haben die einzelnen Pillows ellipsoidische, kugel- oder kuchenähnliche Formen und sind faustgrosse bis mehrere Kubikmeter umfassende Gebilde. Diese Pillows zeigen meist konzentrischen Aufbau; einen vollkristallinen Kern, der allmählich oder auch abrupt in eine feinkörnige bis glasige Randzone übergeht. Rand und Wandungen von Kontraktionsrissen, die bei der Abkühlung entstehen, sind oft mit warzenartigen Plagioklassphärolithen, den *Variolen*, bedeckt.

Die Zwickel und Fugen zwischen den Pillows werden von der sogenannten *Matrix* gebildet. Sie hat in der Regel brekziösen Charakter. Die Komponenten bestehen aus Glas, das gelartig zersetzt ist; sie sind mit

hydrothermalen Bildungen wie Opal, Chalcedon und Quarz, Calcit, Chlorit, Epidot und Zeolithen zementiert. Nicht selten sind in den Zwickeln auch Sedimente (Radiolarite, verkieselte Kalke, Mergel, Tone, selbst Sandsteine und Konglomerate) gefunden worden.

Was wird nun bei der Deformation und Umkristallisation zerstört?

Das hängt natürlich vom Grad der Metamorphose ab. Im externen Randgebiet der penninischen Zone, wo die Metamorphose schwach ist, gehen vor allem die feinen, dendritischen Bildungen und die für die Pillows so charakteristischen intersertal- bis divergent-strahligen Strukturen verloren. In der Umgebung von Aceglio z. B. sind ophitische und sphärolithische Strukturen trotz der Deformation noch erkennbar; Neubildung von Albit, Epidot, Lawsonit, Pumpellyit, Chlorit und Glaukophan haben aber den ursprünglichen Mineralbestand und die glasigen Partien ersetzt. Die Matrix wird durch Glaukophan, Chlorit und Epidot gebildet. Ähnlich sind die Verhältnisse im Oberhalbstein, vor allem sind hier die einzelnen Variolen noch gut erkennbar, obwohl sie auf das Zehnfache ihres ursprünglichen Durchmessers gestreckt sein können. Auch hier sind magmatische Mineralbestände und Strukturen z. T. noch konserviert und finden sich neben völlig metamorphen.

Eine weitere Etappe der Metamorphose zeigen die Pillowlaven und Brekzien im obersten Po-Tal – am Monte Viso (Vallone delle Forcioline) und am Colle della Traversetta (Valle del Po), vor allem am Wege von Balme zum Rifugio Gastaldi (Val di Ala). Die Umkristallisation ist hier weiter fortgeschritten; die Diabase sind in glaukophan- und epidotführende Prasinite, in Epidot-Glaukophanschiefer u. a. umgewandelt worden. Die Matrix wird von Epidot, Glaukophan oder einem chloritreichen Ovardit, mit Einlagerungen von Karbonat und Quarz, gebildet. Von magmatischen Strukturen und Mineralbeständen ist nichts mehr erhalten.

Auch im Täschtal sind lediglich noch da und dort Zoisit-Epidotflecken zu sehen, die wir wegen ihrer idiomorphen Umrisse als Pseudomorphosen nach Plagioklas und damit als Reste einer porphyrischen Struktur ansehen. Sonst ist nur der stoffliche Gegensatz zwischen Pillow und Matrix erhalten geblieben. Er ermöglicht uns aber, die Pillows mit Sicherheit als solche zu erkennen und das Ausmass von Deformation

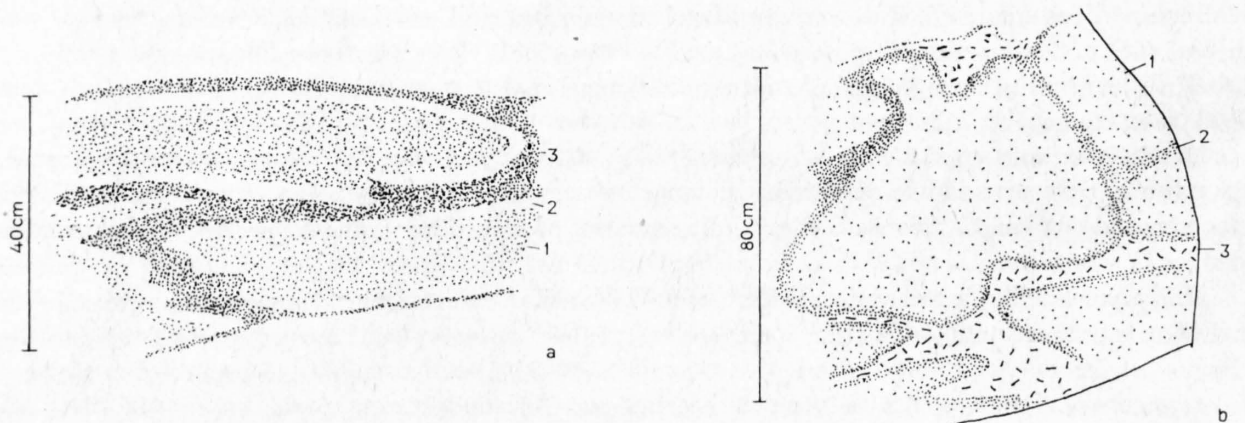


Fig. 10. Aus dem Pillowkomplex am Längfluhgletscher (Täschtal).

a) Längsschnitt durch deformierte Pillows

1 = Muskowit- und epidotführender Eklogit

2 = Epidotreicher heller Saum

3 = Dunkle Matrix. Führt Omphazit, Granat, Hellglimmer, Ankerit und Glaukophan

b) Querschnitt

1 = wie bei a)

2 = Dunkler Saum. Anreicherung von Omphazit und Glaukophan, wenig Granat

3 = Matrix, gebildet aus Ankerit, Hellglimmer und Glaukophan

und Metamorphose abzuschätzen. Eine Verwechslung mit ähnlichen Formen, wie sie etwa durch Boudinierung zustande kommen können, wäre nur dort möglich, wo die Pillows vereinzelt, nicht aber dort, wo sie massenhaft und in mächtigem, geschlossenem Verbande auftreten, wie im Täschtal. Vor Verwechslung mit andern Erscheinungen schützt auch die Feststellung, dass es sich um räumlich geschlossene Formen handelt, die dank der Matrix gut gegeneinander abgrenzbar sind.

Die Pillows des Täschtales sind diskusförmig abgeflacht, oft sogar zu dünnen Platten ausgewalzt und in Ost-West-Richtung leicht gestreckt. Aufschlüsse subparallel zur elliptischen Medianebene lassen nur verwaschene Konturen erkennen; sie zeigen eine unruhige Maserung, bedingt durch den Gegensatz zwischen der dunklen Matrix und dem helleren Kern des Pillows. In einem solchen Schnitt ist ein Pillowkomplex schwer erkennbar; erst Schnitte senkrecht dazu schaffen da Gewissheit (siehe Fig. 10 und die Photos der Taf. IV und V).

Der grosse Durchmesser der einzelnen Pillows variiert zwischen 60 cm und 7 m, liegt aber in der Regel zwischen 1 und 2 m. Die Dicke beträgt 10–30 cm. Das mittlere Volumen mag etwa 500–1000 dm³ betragen.

Der Komplex zeigt eine durchgehende, einheitliche Regelung. Die Achsen der faserartigen Gemengteile verlaufen parallel zur Längsachse der Pillows und fallen mit $15-20^\circ \pm$ westwärts ein.

Die Aufnahmen zeigen deutlich den schon erwähnten stofflichen Unterschied zwischen Kern und Matrix. [Der Kern ist feinkörnig. Hauptgemengteile: Omphazit und Granat, oft auch Epidot (selten Zoisit). Kerne, die ausschliesslich aus reinem Eklogit bestehen, sind selten.] Glaukophan, Hornblende, Hellglimmer (Muskowit und Paragonit), Albit und die nur im Mikroskop fassbare Diablastik (blaugrüne Hornblende + Albit) sind als nacheklogitische Bildungen sehr verbreitet. Die Pillowkerne bestehen aus Granat-Epidot-(Zoisit-)Amphibolit, aus glaukophan-epidot- und hellglimmerführendem Eklogit und aus Epidot-Aktinolith-Prasinit bis Ovardit. Sie zeigen also alle Abstufungen der Umwandlung von Eklogit in Prasinit (siehe Kapitel Eklogit S. 53).

Der Pillowrand ist in vielen Fällen heller als der Kern (siehe Photo 10 auf Taf. IV und Fig. 10) und kontrastiert deshalb scharf mit der Matrix. Dieser helle Saum ist durch eine Anhäufung von Epidot bedingt. Das kann auf primäre Unterschiede zurückgehen, kann aber auch einer metamorphen Differentiation entsprechen. Nur zum Teil primär bedingt scheint jedenfalls die gelegentlich auch beobachtete dunklere Färbung des Randes zu sein; wo ich sie untersucht habe, geht sie auf eine stärkere Anreicherung von Omphazit und Glaukophan, vor allem aber auf die kräftigere Amphibolitisierung der Randpartie zurück.

Die *Matrix* ist grobkörnig und heterogen schlierig. Omphazit ist gewöhnlich nur in dichten, relik-tischen Aggregaten erhalten; ab und zu ist er aber auch regeneriert und grobstengelig ausgebildet. Auch die



Fig. 11. Detail aus dem Pillowkomplex am Längfluh-gletscher.

Schraffiert = zwei Pillows (muskowit-zoisit- und glaukophanführender Eklogit)

Die trennende Matrix ist in Zoisit (Zo), Ankerit (Ak) und Glaukophan (Gl) differenziert.

noch erhaltenen Granate sind in der Matrix ungewöhnlich gross. Zur Hauptsache aber wird sie von Glaukophan, Hornblende, Hellglimmer und Epidot gebildet, alle in z. T. besonders grossen Kristallen. Epidot und Chlorit sind nur in untergeordneten Mengen vorhanden, ebenso Rutil, der aber dezimeterlange Stengel bilden kann. Für die Matrix sehr charakteristisch sind Ankerit und Quarz, zwei Komponenten, die den

Pillows selber in der Regel fehlen oder nur in geringen Mengen vorhanden sind. Sie sind zweifellos ein Erbstück der vormetamorphen Matrix, die im übrigen wohl kaum mehr den ursprünglichen Chemismus unverfälscht besitzt.

Das durchgehend grobe Korn und die Neigung der verschiedenen Gemengteile, monomineralische Konkretionen und Schlieren und grosse, z.T. idiomorphe Kristalle zu bilden (Photo 13 auf Taf. V und Fig. 11), spricht für einen durch Lösungen begünstigten Stoffumsatz in der Matrix. Für die Zirkulation von Lösungen bildet das von Hohlräumen durchsetzte Netzwerk der Matrix von Anfang an günstige Bedingungen, und offenbar sind diese auch während der Deformation und Metamorphose erhalten geblieben.

Ausser dem Eklogit-Glaukophanschieferkomplex des Täschtales gibt es in der Zone Zermatt-Saas Fee noch andere Serien, die pillow-verdächtig sind, z.B. die Ophiolithe des Hinter Allalin und z.T. diejenigen des Egginer-Mittaghornes. Die Umwandlung der Gesteine zu Amphiboliten und Prasiniten ist hier aber, gesamthaft gesehen, weiter fortgeschritten als im Täschtal. Damit mag zusammenhängen, dass es schwieriger ist, hier einwandfreie Pillowbildungen zu finden. Allerdings wusste ich in den ersten Jahren meiner Feldarbeit im Wallis noch nichts von Pillows und habe sie deshalb auch nicht sehen können. Später aber habe ich das Gebiet nur cursorisch besucht.

Die posttriadischen mesozoischen Sedimente

Die mesozoischen Sedimente stehen mit den Ophiolithen z.T. in normalem Kontakt, z.T. sind sie mit ihnen auch tektonisch verschuppt. Das ist gegenüber den Triasquarziten und Dolomiten die Regel; hier sind, mit einer Ausnahme, nur mechanische Kontakte beobachtet worden.

Diese Ausnahme betrifft ein ophiolithführendes Gipsvorkommen am Südfuss des Strahlhorns, wo dünnere Prasinitlagen konkordant dem zuckerkörnigen Gips eingelagert sind, sich mit ihm vermengen und darin auflösen. Es könnte sich um eine syngenetische Einlagerung von ophiolithischem (tuffogenem?) Material handeln. Es ist aber auch das einzige derartige Vorkommen; abgesehen davon deutet nichts auf eine Ophiolithförderung *während* der Trias hin (die in der Schuppenzone des Stockknubels [s. Blatt Zermatt] ausgeschiedenen Marmore mit «Grünschieferlagen» [Amphibolite] sind dem prätriadischen Kristallin des Monte Rosa [Furggzone] zuzurechnen).

Die weit überwiegende Masse der Sedimente, die mit den Ophiolithen in normalem Verbande auftreten, sind graue Kalkmarmore, Kalkglimmerschiefer und -phyllite. Die Gesamtheit dieser jurassischen bis (?) kretazischen Sedimente wird gewöhnlich als Bündnerschiefer bezeichnet – dazu sind aber auch die meist geringmächtigen, normalen Einlagerungen von Glimmerschiefern und Quarziten zu rechnen.

Wie schon früher erwähnt, ist in den drei tektonischen Einheiten, in die das ophiolithführende Mesozoikum gegliedert werden kann, der Anteil der Sedimente (im Vergleich zu den Ophiolithen) sehr variabel. In der Theodul-Rothorn-Zone überwiegen gegenüber den Ophiolithen die Bündnerschiefer, meist banale Kalkglimmerschiefer oder -marmore mit Einlagerungen und Übergängen zu Prasiniten. Dieselbe Assoziation findet sich wieder auf italienischem Boden, in der Gran Sietta z.B. In der Zone von Zermatt-Saas ist der prozentuale Anteil der Sedimente sehr gering, und neben Kalkglimmerschiefern sind silikatreiche, z.T. quarzitisches Gesteine sehr verbreitet, während in der Oberen Zermatter Schuppenzone schwarze, bituminöse und tonige Sedimente (neben Kalkschiefern) grösseres Gewicht erlangen. Auf der oberen Triftkumme (3000 m), also in der gleichen tektonischen Einheit, nehmen die Bündnerschiefer lokal eine hellere, grünlichgraue Färbung und marmorartigen Habitus an; sie sind fein gestreift, mit herauswitternden Knoten von Chlorit und Muskowit. Dieses Gestein entspricht lithologisch dem sogenannten «Hyänenmarmor», der in Graubünden, im Grenzgebiet penninisch-unterostalpin, so verbreitet ist und als kretazisch angesehen wird. Der «Hyänenmarmor» der Triftkumme ist übrigens lithologisch völlig identisch mit den Kreidemarmoren der Barrhörner (oder der Vanoise), doch handelt es sich beim Gestein der Triftkumme nicht um eine tektonische Schuppe der Barrhornserie. Die Ansicht, wonach die «Obere Zermatter Schuppenzone» aus dem südpenninischen Bereich der piemontesischen Geosynklinale stammt, erhält indirekt durch dieses Gestein eine willkommene Stütze. Jede tektonische Einheit scheint also hier durch lithologische Besonder-

heiten oder durch besondere lithologische Assoziation ihrer Sedimente charakterisiert zu sein. Weitergehende Folgerungen, beispielsweise über die Sedimentationsverhältnisse im piemontesischen Trog, möchte ich daraus aber vorläufig nicht ziehen; dazu sind die regionalen Zusammenhänge noch viel zu wenig erforscht.

GESTEINE UND GESTEINSBILDENDE VORGÄNGE

Die Gesteinsgruppen und ihre Verbreitung

Als erste, grosse Gesteinsgruppe lassen sich die *Serpentinite* und ihre Begleitgesteine (Ophicalcite, Talk-Aktinolithschiefer, Kalksilikatfelse und Rodingite) ausscheiden. Ihre Verbreitung im Wallis ist aus den Atlasblättern ersichtlich¹⁾.

Die grosse Serpentinitmasse des Breithorns zieht sich über die Gobba di Rollin hinunter ins Valle di Verra. Tektonisch höher liegt der Serpentin des Gouffre de Bousseraile, zwischen Valtournanche und Breuil, der im folgenden gelegentlich erwähnt wird.

Die Verteilung der *Gabbrokörper* lässt sich ebenfalls aus der Karte ablesen, doch haben diese Gesteine in Wirklichkeit eine grössere Ausdehnung, als Blatt Zermatt erkennen lässt. Ein Teil ist dort unter der Bezeichnung «Ophiolithe i. allg.» versteckt. (So quert man am Fussweg Sunnegga–Stellisee, unterhalb P. 2479,9, eine Felspartie, die aus flaserigem Metagabbro besteht. Auch die Rippe des Kühbord und der Felskopf zwischen P. 2359 und P. 2479,9 bestehen wenigstens zum Teil aus flaserigem, stark tektonisiertem Gabbro. Ferner bildet der gebänderte Gabbro der Spitzen Fluh die auf Blatt Zermatt mit Quartärsignatur überdeckten Felsen unmittelbar unterhalb h von Fluhalp.)

In dieser Arbeit werden auch einzelne Gabbro-Vorkommen des benachbarten Valtournanche erwähnt: so dasjenige der Alp Tonaley (NW Valtournanche), der Flaseriggabbro vom Staudamm des Lago di Cignana und der mit Serpentin verknüttete Gabbro der Alp Manda (E Valtournanche). Sie gehören alle der Zone von Zermatt–Saas an.

Die übrigen Ophiolithe habe ich in *Eklogite*, *Glaukophanschiefer*, *Amphibolite* und *Prasinite* unterteilt. Die petrographische Bearbeitung dieser Gesteine hat gezeigt, dass sie in genetischer Hinsicht zusammengehören. Kein Glied dieser Gruppe bildet einen kartographisch klar abgrenzbaren Raum. Doch gibt es Gebiete, wie das hintere Täschthal, das Rimpfischhorn und Adlerhorn, in denen Eklogite oder Glaukophanschiefer überwiegen, andere, in denen sie nur spärlich vertreten sind, dafür aber Amphibolite oder Prasinite vorherrschen; so am Egginer und Mittaghorn, in der Umgebung von Zermatt und am Schwarzsee.

Die Ophiolithe der Eklogit-Prasinit-Reihe sind zu einem wesentlichen Teil aus basischen Effusiva, z. T. aus Pillowlaven oder Brekzien hervorgegangen. Gesteine analoger Zusammensetzung sind aber auch am Aufbau der metamorphen Gabbros beteiligt. Um ein Auseinanderreißen genetisch zusammengehöriger Elemente zu vermeiden, werden sie im Abschnitt «Gabbro» beschrieben.

Die in der Zone von Zermatt–Saas Fee eingelagerten Sedimente werden in einem besonderen Abschnitt (S. 60) beschrieben.

Die Serpentinite und ihre Begleitgesteine

Die grosse Serpentinitmasse des Breithorns, der Lichenbretter und des Rifelhorns hängt – wie schon erwähnt – vermutlich mit dem Serpentin des Strahlhorns zusammen und bildet mit diesem eine nach

¹⁾ Hier ist lediglich eine Korrektur zu erwähnen: Östlich Fluhalp besteht der untere Teil der Felsrippe zwischen «Äussere und Innere Rimpfischwäng» aus Serpentin und nicht aus Eklogit, wie auf Blatt Zermatt angegeben.

Norden auskeilende und sich auflösende Platte. Es ist aber unwahrscheinlich, dass wir hier die ursprüngliche Gestalt dieser ultrabasischen Masse vor uns haben; sie ist sicher durchgehend deformiert und im Zusammenhang mit den Überschiebungen der Ophiolith-Decke wahrscheinlich auch zerstückelt worden.

Kleinere Serpentinittkörper haben die Form von Platten oder von randlich rasch auskeilenden Linsen. Sie sind häufige – und nicht zufällige – Begleiter der gabbroiden Intrusionen, finden sich aber zerstreut auch in den übrigen Ophiolithen, nur selten hingegen an der Grenze Ophiolith-Sediment. Wo dies der Fall ist, wie z.B. bei der Britanniahütte, liegen sie in verschuppten Bewegungszonen. Für die ringsum von anderen Ophiolithen eingeschlossenen Serpentinittlinsen lässt sich dies manchmal ebenfalls zeigen, so z.B. für diejenigen am Egginer.

Mitten in einem altkristallinen Komplex des Monte Rosa stecken die Serpentine des Stockknubels; sie sind wahrscheinlich weiter gewandert als die andern und nehmen damit eine ähnliche Stellung ein wie die Serpentinittlinsen der Furgg-Mulde, die von unten her mindestens 2 km in die Gneise der Monte Rosa-Decke hinaufgepresst worden sind.

Für die Mehrzahl der Serpentine unserer Zone ist aber trotz der Tektonisierung kaum mit einer grösseren Migration zu rechnen, d.h. sie stecken, wenn auch nicht mehr an der ursprünglichen Stelle, so doch noch im ursprünglichen Verband. In diesem Sinne ist wohl auch ihre häufige Vergesellschaftung mit Gabbros zu deuten; sie bilden deren Gegenstück.

Die meisten Serpentine zeigen bis ins Mikrogefüge hinein die Spuren intensivster Durchbewegung. Grad und Typus der mechanischen Deformation variieren im selben Gestein. Zerschörung, Gross- und Kleinfaltung und Torsion wechseln von Ort zu Ort, und dementsprechend bieten die Serpentine im Aufschluss oder im Handstück einen erstaunlichen Reichtum an Formen, der durch Unterschiede der Farbe noch gesteigert wird. Im Schutt der Serpentine findet man bald unregelmässige, von Rutschharnischen begrenzte Scherben, bald dünne Blätter oder auch Stengel und Griffel.

Mit den grösseren Serpentinittmassen sind gewisse Gesteine assoziiert, die nur hier zu finden sind. Dazu gehören die *Ophicalcite*, die allerdings im schweizerischen Anteil unserer Zone keine grosse Rolle spielen. Hierher gehören auch die *Talk-Aktinolithschiefer* und die *Kalksilikatfelse* – beide sind vor allem in den Randzonen anzutreffen.

Granat-Pyroxengesteine, auch gewisse Eklogite, Epidot-Amphibolite sind sowohl mit Gabbros wie mit Serpentinitten assoziiert. Für die letzteren aber sind mono- oder bimineralische Knauer, Linsen, Schlieren oder Gänge besonders charakteristisch, in denen die folgenden Mineralien auftreten:

Diopsid	Titanklinohumit
Granat	Magnetit
Vesuvian	Rutil
Zoisit und Epidot	

Wir werden diese Gesteine weiter unten besprechen.

Petrographie der Serpentinite

Die wichtigste Komponente ist mikroskopisch farbloser oder schwach gelb-grün-pleochroitischer *Antigorit*. Er bildet ein mikrodiablastisches, feinschuppiges Parallelgefüge (Lamination!) mit wirr angeordneten Partien von postdeformativ gewachsenem Grobantigorit. Mikrofältelung ist besonders in den Randpartien der Serpentinittkörper häufig, wobei streng parallel orientierter Antigorit die Faltenschenkel bildet. Wo diese enggepressten Falten subsequent noch zerschert wurden, ordnen sich die Antigoritblätter parallel zur Ebene der Faltenachsen.

Im Gegensatz zu denjenigen des Ligurischen Apennins, des Mont Genève, von Graubünden und vielen anderen Orten der Alpen, ist in unseren Serpentinitten Maschenstruktur nur ausnahmsweise beobachtet worden. Sie ist als Relikt einer frühen Serpentinisierungsphase aufzufassen, die sehr verbreitet gewesen sein mag, aber durch nachfolgende Deformation zerstört worden ist. Dem entspricht auch das Fehlen von Chrysotil im Grundgewebe unserer Serpentine und die Verteilung von Magnetit, der hier nicht feindispers, sondern in Schlieren, manchmal auch in bis faustgrossen Knauern konzentriert ist.

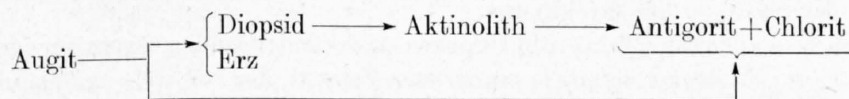
An Relikten des ursprünglichen, dunitischen (?) oder peridotitischen Mineralbestandes haben wir nur Olivin und Klinopyroxen gefunden, wobei beim Olivin eine gewisse Reserve am Platz ist.

Dieses Mineral bildet gewöhnlich feinkörnige Zeilen mit Mosaikstruktur, manchmal erkennt man auch grössere Individuen, die von einem Antigoritnetz durchsetzt oder in Chlorit und Karbonat, seltener in Talk – Karbonat, umgewandelt sind. Andererseits bildet der Olivin auch lappig begrenzte Porphyroblasten – z. B. im Serpentin der Längfluh – die keinerlei Spuren von Umwandlung oder Deformation zeigen und die wir als späte, postdeformative Bildungen betrachten müssen. Es ist nun möglich, dass überhaupt aller Olivin neu gebildet, also alpin ist und dass ein Teil davon in einer jüngeren Phase wieder umgewandelt wurde. Aber auch das andere ist bei den grossen, lokalen Schwankungen in der Metamorphose nicht ausgeschlossen, dass nämlich an einem Orte noch Relikte einer älteren magmatischen Generation bewahrt blieben, während es anderwärts schon zu Neubildungen kam. Davor, alles als Neubildung zu betrachten, wird uns schon die Feststellung bewahren, dass im Allalingabbro magmatischer Olivin da und dort noch erhalten geblieben ist.

Der farblos oder rötliche (Ti!) *Augit* ist in der Regel stark deformiert, verbogen, in Lamellen zerlegt und häufig in Antigorit oder Chlorit umgewandelt. Bastitpseudomorphosen (rhomb. Pyroxen) sind eher selten. In den meisten Fällen wird aber der Augit nicht serpentiniert, sondern unter Ausscheidung von Erz in eine farblose, homoaxiale Pseudomorphose oder in ein feinkörniges Gemenge von Diopsid umgewandelt. Bei starker Laminierung bilden die idiomorphen Diopsidstengelchen Strähnen oder Zeilen. Die später zu erwähnenden grobkörnigen Diopsidknauer sind vermutlich durch eine Sammelkristallisation dieses Materials entstanden.

Der Diopsid geht übrigens randlich in Aktinolith über, und beide können schliesslich durch ein Aggregat von Chlorit und Antigorit abgelöst werden.

Diese Prozesse werden im folgenden Schema zusammengefasst:



Der bei diesen Umsetzungen gebildete Chlorit ist farblos und blassgrün, mit sehr niedriger Doppelbrechung. Er ist gelegentlich auch mit Talk verwachsen.

Das häufigste Erz ist Magnetit, nur selten wurden Hämatit und Limonit beobachtet.

Das obige Schema umfasst nicht alle am Augit beobachteten Umwandlungen. Titanklinohumit (vielleicht auch farbloser Klinohumit) bildet sich sowohl aus Augit wie aus Olivin.

Zum Chemismus der Serpentine

Es existieren drei ältere Analysen von Serpentiniten (Analytiker J. R. SCHNELL, 1921), die im «Chemismus schweizerischer Gesteine» (P. NIGGLI et al., 1930, S. 207) veröffentlicht worden sind. Wir fügen zwei weitere hinzu (Analytiker Prof. Dr. H. Schwander).

	PB 230 Gornergrat	O 20 Adlerpass
SiO ₂	40,6 Gew.-%	41,5 Gew.-%
TiO ₂	0,1 »	0,1 »
Al ₂ O ₃	2,6 »	2,8 »
Fe ₂ O ₃	1,6 »	0,2 »
FeO	2,0 »	3,4 »
MnO	0,1 »	0,1 »
MgO	40,3 »	39,2 »
CaO	0 »	2,1 »
Na ₂ O	0 »	0,2 »
K ₂ O	0 »	0 »
H ₂ O tot.	12,3 »	10,9 »
	99,6 Gew.-%	100,5 Gew.-%

PB 230 zeigt im Dünnschliff lediglich Antigorit mit wenig feindispersen Magnetit. Die Analyse kann nach Abzug von Magnetit fast ganz auf die ideale Formel von Antigorit umgerechnet werden. Bezogen auf $\Sigma\text{OH} = 4$ ergeben sich die folgenden Zahlen:

Si	1,98	} 2,00
Al	0,02	
	0,13	} 3,11
Fe ²⁺	0,06	
Mg	2,92	} 4,00
OH	4,00	

O 20. Der Serpentin vom Adlerpass führt neben Antigorit noch Relikte von Augit, neugebildeten Diopsid, Vesuvian und Epidot (?), wenig Chlorit und Magnetit, doch variiert der Gehalt dieser Mineralien in verschiedenen Dünnschliffen sehr stark.

Im Hinblick auf den konstanten Magnetitgehalt des Gesteins erscheint die Angabe von nur 0,2 % Fe_2O_3 in der Analyse zu niedrig!

Die Begleitgesteine der Serpentine

Ophicalcite. Die Ophicalcite sind Serpentin-Karbonat-Brekzien, bei welchen Serpentinbruchstücke durch einen karbonatischen Zement verkittet sind. Während sie im Aostatal grössere Massen bilden und an verschiedenen Stellen abgebaut werden, sind sie in der Zone von Zermatt-Saas Fee nur spärlich vertreten und immer extrem deformiert. Als randliche Bildung und als schmale Einlagerung in stark verschiefertem und verfaltetem Serpentin findet man sie zwischen Rotenboden und Gornergrat – vor allem E von P.3015 – ferner am westlichen Rand des Serpentinits der Lichenbretter (Kote ~ 2900 , Trockener Steg), in der Moräne des Oberen Theodulgletschers und in den Felsen SSW der Rifelalp, am Wege zum Gakihaupt und in der Südwand des Strahlhorns.

Die stecknadel- bis kopfgrossen Serpentinbrocken sind spindelförmig ausgezogen oder flachgedrückt, verbogen und zerschert; sie stecken in einem graugrünen Zement, der von weissen Calcitadern durchsetzt wird. Am Theodulgletscher sind die Serpentin-Bruchstücke manchmal von gelblichem Magnesit eingeraht, der seinerseits von Calcit durchbrochen wird. Hier ist der Serpentin mit Kalkglimmerschiefer verschuppt.

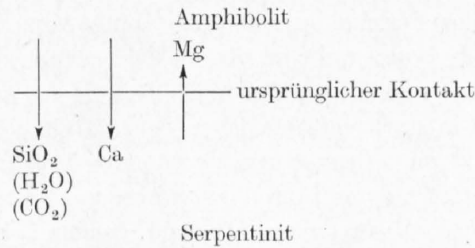
Infolge der Tektonisierung sämtlicher Ophicalcitvorkommen unseres Gebietes sind die ursprünglichen Verbandsverhältnisse nicht mehr erkennbar.

Nach meinen Beobachtungen in Anatolien, in Ligurien, im Aostatal und an andern Orten sind die Ophicalcite typische Begleiter der Serpentine und genetisch an diese gebunden. Ihre Bildung ist unabhängig von einem zufälligen, tektonisch bedingten Zusammentreffen mit einem karbonatischen Sediment. Die von CONTI, CORNELIUS, GRUNAU u.a. vertretene Theorie einer tektonischen Vermischung von Sediment und Serpentin – evtl. verbunden mit einer subsequenter Mobilisierung von Calcit – scheint mir im Widerspruch zu stehen mit zahlreichen Beobachtungen. Ich bin der Ansicht, dass die Ophicalcitbildung einer Episode des Serpentinisierungsprozesses entspricht und dass man sie davon nicht trennen kann. Doch ist hier nicht der Ort, um diese Ansicht näher zu begründen.

Talk-Aktinolithschiefer. Gegen den Rand zu wird der Serpentin gewöhnlich stark verschiefert, und es bildet sich ein Talk-Aktinolithsaum heraus. Dieser Talkmantel kann einige Meter mächtig werden; er ist aber gewöhnlich nicht an der ganzen Peripherie des Serpentinits vorhanden. An manchen Orten hat man den Eindruck, als sei der Serpentin in einer späten Bewegungsphase aus seiner Talkhaut herausgeschlüpft, während diese zusammengestaucht wurde. Das könnte am Nordrand des Rifelhorn-Serpentinits, zwischen Gornergrat und dem Gakihaupt, der Fall gewesen sein, wo die Talk-Aktinolithschiefer nur in einzelnen Linsen auftreten, diese aber intensiv verfaltet und z.T. recht mächtig sind.

Am Westrand des Lichenbretter-Serpentinits ist eine 3–4 m mächtige Talkzone mit Serpentin-Bruchstücken zwischen stark tektonisiertem Serpentin und Epidot-Amphibolit eingeschoben. Der Kontakt ist tektonisch.

Hier und an vielen andern Orten findet man kleinere Serpentinlinsen, deren Talksäum nicht deformiert ist und wo die ursprünglichen Verbandsverhältnisse noch erhalten geblieben sind. Fig. 12 zeigt schematisch den Aufbau einer solchen Kontaktzone. In unmittelbarer Nähe der Hauptmasse schwimmen einzelne Serpentinstücke im Talk. Dieser ist, besonders am Aussenrand, von zahlreichen z. T. idiomorphen Ankeritporphyroblasten durchsetzt. Am Kontakt mit dem Albit-Epidot-Amphibolit ist durch Stoffaustausch während der Metamorphose ein schmaler, etwa 10 cm dicker Reaktionssaum entstanden, der aus einer Folge von mono- bis bimineralischen Schichten besteht, wie Fig. 12a zeigt. Wenn wir mit FORESTIER (1962) annehmen, dass die Grenzfläche Serpentin-Amphibolit ursprünglich an der Basis der Chloritzone lag, ist die Richtung leicht zu erkennen, in der die wichtigsten am Austausch beteiligten Elemente wanderten. Sie ist im folgenden Schema angegeben:



Sowohl die Talkbildung wie der eben erwähnte Kontakt sind Produkte der Regionalmetamorphose. Da Lösungen beteiligt waren, so dürften ausser H_2O und CO_2 noch andere Komponenten von aussen zugeführt worden sein.

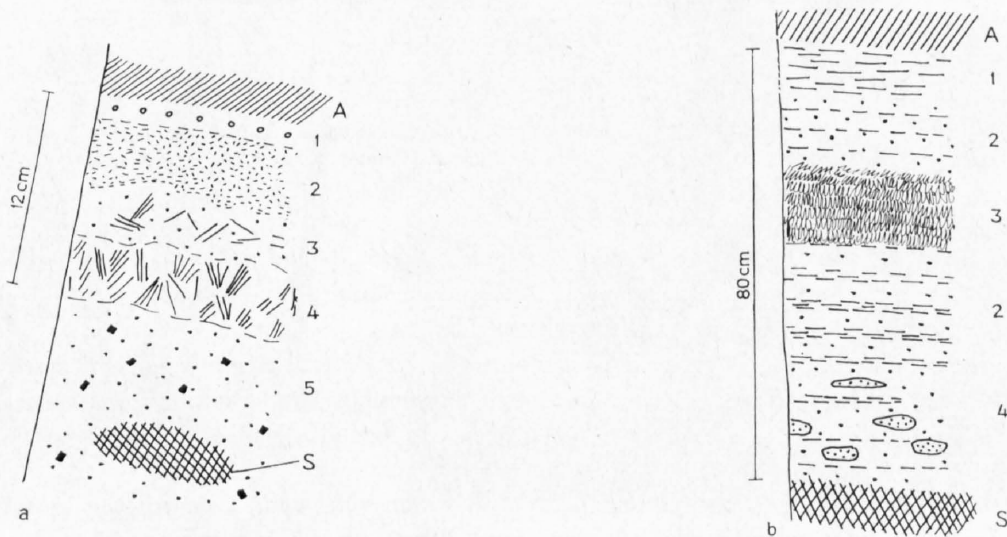


Fig. 12. Reaktionszonen am Kontakt Serpentin-Amphibolit.

a) am Oberen Theodulgletscher

A Epidot-Amphibolit

1 = Albit-Biotitsaum (2 cm)

2 = Chlorit

3 = Talk und Aktinolith

4 = Aktinolith

5 = Talk mit Ankeritflecken

S Serpentin

b) Egginer (Kessjengletscher)

A Amphibolit

1 = Aktinolith

2 = Wechsellagerung von Talk und Aktinolith

3 = Asbest, gefältelt

4 = Talkschiebt mit Aktinolithlagen und Zoisitknauern

S Serpentin

Nicht immer zeigt die Kontaktzone den beschriebenen Aufbau. Stets aber sind Talk, Aktinolith und Chlorit beteiligt. Eine von der obigen verschiedene Sequenz zeigt die in Fig. 12b dargestellte Randzone der *Serpentinlinse* des Egginer. An Stelle von Ankerit steht hier Zoisit. Der Kontakt ist übrighs durchbewegt, was zur Asbestbildung und lagigen Differentiation beigetragen hat. Noch komplexer erscheinen die weiter unten beschriebenen Kontakte des Stockknubel-Serpentins.

Zum Schluss sei noch erwähnt, dass Talk nicht nur auf diese Randbildungen beschränkt ist, sondern auch in Gängen im Serpentin auftritt, was sehr schön an demjenigen der Längfluh zu sehen ist.

Gabbrogänge. Intrusive Gänge gabbroider, eklogitischer und pyroxenitischer Zusammensetzung sind in vielen Serpentinitten anzutreffen und schon von FRANCHI mehrfach beschrieben worden. Die Kontakte sind in der Regel tektonisiert und die Gänge meistens boudiniert; sichere Kriterien für ihre intrusive Natur fehlen deshalb.

Die von FRANCHI und anderen erwähnten Eklogitgänge fehlen in unserm Gebiet. Sie sind vor allem in den Ligurischen Alpen und in den grossen Dunit-Serpentin-Massen des Mont Musiné verbreitet. In ihrer Zusammensetzung entsprechen sie den eklogitischen Gängen, die im Allalingabbro auftreten und die weiter unten beschrieben werden (siehe S. 49).

Aus der Zone von Zermatt-Saas Fee sind mir gabbroide Gänge vom Kontakt des Gabbros von Tonaley mit dem Serpentin des Gouffre de Bousseraile im oberen Val Tournanche – zwischen Valtournanche und Breuil – bekannt. Der Kontakt war jedenfalls früher in der Galerie des Felskopfes P. 1889, N vom Gouffre, gut aufgeschlossen. Hier stecken in stark verschiefertem Serpentin boudinierte Gänge und Linsen von metamorphem Gabbro. Die Fig. 13 zeigt Gestalt und Verbandsverhältnisse.

Die Gänge sind z. T. sehr grobkörnig und führen fast immer mehr oder weniger Diallag (z. T. bis 15 cm lange Kristalle) in einer «Grundmasse» aus Granat, Diopsid, Analcim (Mesolith), Zoisit oder Epidot und Klinochlor. Im Mikroskop zeigt sich, dass Risse und Fugen im (meist stark verbogenen) Diallag von einem

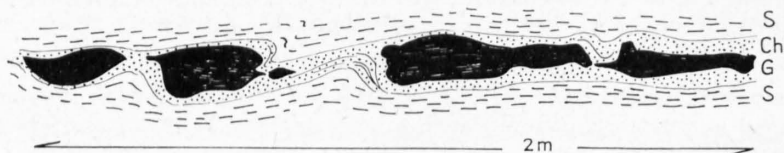


Fig. 13. Kontakt Gabbro-Serpentin, Gouffre de Bousseraile, Valtournanche.
Boudinierter Gang (G) in Serpentin (S). G besteht hauptsächlich aus Granat, wenig Diopsid, Asbest und Chlorit und ist von Chlorit (Chl) umhüllt.

feinkörnigen Aggregat von Granat, Diopsid und Klinochlor erfüllt sind, die aus dem Pyroxen hervorgegangen sind. Epidot ist aus dem ursprünglichen Plagioklas entstanden, und dasselbe gilt für den Mesolith, der sich vermutlich durch Umbildung von Jadeit entwickelt hat.

Mengenverhältnis und Verteilung der Komponenten in der «Grundmasse» kann sehr stark variieren. In manchen Fällen entsteht ein feinkörniges Gemenge von feinkörnigem Diopsid und Granat mit etwas sekundärem Klinochlor. Diese Zusammensetzung entspricht den «Kalksilikateinschlüssen» der Serpentinite (siehe unten).

In anderen Fällen dominiert der Granat derart, dass man von einem Granatitgang sprechen muss. Neben seltenen oder ganz fehlenden Relikten von Augit führen diese Gänge geringe Mengen von Klinochlor und Epidot, die beide aus Granat entstehen können.

Alle Gänge sind übrigens von einem Klinochlorsaum begleitet.

Ähnliche Zusammensetzung haben andere von uns untersuchte gangartige Einschlüsse in Serpentinitten der Westalpen; stets sind Granat und Diopsid wesentliche Neubildungen, daneben Epidot und Chlorit. Relikte von Augit sind in 50 % der von mir untersuchten Fälle gefunden worden, während Neubildungen von Titanklinohumit und vor allem von Vesuvian seltener sind.

Bei manchen dieser «Gänge» kann es sich um Umbildungen von Differentiationsprodukten handeln, die zum Serpentin selbst gehören.

Kalksilikatfelse (Rodingite z. T.). Diese Gesteine bilden einerseits Einschlüsse im Serpentin, andererseits sind sie oft am Kontakt Serpentin-Bündnerschiefer anzutreffen.

Bei den Kalksilikateinschlüssen handelt es sich entweder um Linsen, die durch Boudinierung grösserer Lagen entstanden sind, oder um helle schmale Bänder im Serpentin (Serpentin der Längfluh, am Stockknobel und Pollux). Die Linsen sind perlschnurartig angeordnet und auf der Rimpfischwänge im

Innern der Serpentine, am Rimpfischhorn und am Pollux am Rande konzentriert. Ein Teil dieser Kalksilikatfelse, vor allem die bandartigen, sind typische «Rodingite».

Die Gesteine sind stets sehr feinkörnig (0,01–0,05 mm) und hornfelsartig, grünlichgrau oder rötlich, je nachdem ob Diopsid oder Granat überwiegt. Als dritter wichtiger Gemengteil erscheint Vesuvian. Karbonat ist nur in geringer Menge oder überhaupt nicht vorhanden. Sehr verbreitet sind hingegen Aktinolith, Epidot und Klinochlor; manche Linsen und Bänder sind fast ausschliesslich aus Zoisit und Epidot zusammengesetzt. Die Randzone wird gewöhnlich von Klinochlor gebildet. Das Mengenverhältnis ist starken Schwankungen unterworfen.

Es ist mir nicht möglich, eine voll befriedigende genetische Deutung dieser Gesteine zu geben. Ich habe sie früher als thermo-kontaktmetamorphe sedimentäre Einschaltungen betrachtet und kann diese Möglichkeit auch heute noch für die Vorkommen am Stockknubel, am Rimpfischhorn und am Pollux nicht ausschliessen (eine andere Entstehungsmöglichkeit – durch Metamorphose von gabbroiden Gängen – ist im vorigen Abschnitt angedeutet). Hingegen könnten die schmalen band- oder gangartigen Bildungen (Rodingite) im Serpentin der Längfluh einen ganz andern Ursprung haben, trotz analoger Zusammensetzung. Der Chloritsaum, der die Einschlüsse oft (aber nicht immer!) umgibt und der z. T. erhebliche Dicke erreichen kann, zeigt, dass Stoffaustausch zwischen dem Serpentin und dem ursprünglichen Gestein eine wesentliche Rolle gespielt haben muss. Die jetzige Zusammensetzung der Einschlüsse entspricht in diesen Fällen nicht mehr der ursprünglichen. Jedenfalls unterscheiden sich alle diese Gesteine von den im folgenden erwähnten Kontaktbildungen durch ihr feines Korn, das Fehlen jeder Schichtung und den teilweise völligen Mangel an Karbonat.

Die Figuren 14a und b geben ein Bild eines Aufschlusses am Stockknubel.

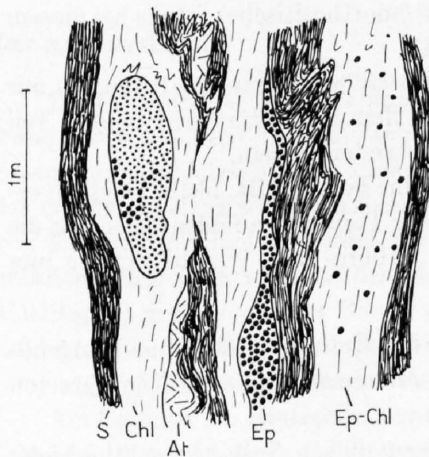


Fig. 14a. «Kalksilikat»-Linse in Chlorit-Serpentinit-Schiefer; Stockknubel (Gornergletscher).

S = Serpentin
Chl+Ep-Chl = Chloritschiefer und Epidot-chloritschiefer
At = Aktinolith
feinpunktiert = Diopsid-Granatfels
grobpunktiert = Epidotfels



Fig. 14b. Stockknubel, Gornergletscher; linsenförmige Boudins von Kalksilikatfels in stark verschiefertem Serpentin. Die Boudins stecken in einer Chloritschieferhaut.

Die Zerrungsklüfte der Kalksilikatfelse bergen die schönsten und bekanntesten Mineralien von Zermatt: Granat, Diopsid, Vesuvian, Epidot und Chlorit. Bekannt sind vor allem die Fundstellen an der Rimpfischwänge, Stockknubel, Pollux und am Kleinen Matterhorn.

Mono- und bimineralische Einschlüsse. Diese bilden nuss- bis kopfgrosse Knauer oder Schlieren, auch schmale Gänge im Serpentin. Sie bestehen ganz oder doch überwiegend aus einem oder zwei der folgenden Mineralien: Granat, Vesuvian, Titanklinohumit, Diopsid und Magnetit, selten Calcit, Zoisit und

Epidot. Von den eben erwähnten Kalksilikaten sind diese Einlagerungen durch ihre geringe Masse, ihre Zusammensetzung und ihr oft auffallend grobes Korn unterschieden. Kristalle von Zentimetergrösse sind keine Seltenheit. Während die drei zuerst genannten Mineralien aber meistens derbe Massen bilden, deren Unterscheidung wegen der braunen Farbe einige Übung erfordert, entwickelt der Diopsid nicht selten farblos bis graue Stengel, die dezimeterlang werden können (siehe Analyse S. 80), daneben aber auch sehr feinkörnige, helle Bänder, die aus einem Filz stengelig-faseriger Kristalle bestehen.

In den meisten Fällen handelt es sich um Schlieren oder Knauer, in andern um eigentliche Gänge, die allerdings oft in Linsen zerrissen sind. Granatit- und diopsidreiche Gänge kenne ich aus den ganzen Westalpen, vor allem aus Serpentinitten der Ligurischen Alpen, von da auch einen monomineralischen Titan-*klinohumit*gang von 8 cm Dicke und 2½ m Länge. Die Analyse eines Granatitganges (PVB 64) aus Ligurien ergab den Chemismus von Grossular, was mit der weiter unten erwähnten genetischen Deutung – Entstehung aus Anorthosit – gut übereinstimmen würde.

Zur Entstehung der Einschlüsse. Ein Vergleich der verschiedenen Gruppen von Einschlüssen, die wir eben beschrieben haben, zeigt, dass zwischen denselben grosse Analogien existieren, vor allem in der mineralogischen Zusammensetzung. So besteht in dieser Hinsicht zwischen der Grundmasse der metamorphen Gabbrogänge und den «Kalksilikaten» überhaupt kein Unterschied. Verschieden sind hingegen Struktur und Verteilung der Komponenten. Aber diese Unterschiede sind, wenigstens teilweise, auf die Gegenwart von Diallagrelikten bei den gabbroiden Gesteinen zurückzuführen. Ein ursprünglich oder durch tektonische Auswalzung entstandenes feinkörniges Material könnte bei dieser Art Metamorphose (und Metasomatose!) sehr wohl Gesteine kalksilikatischer Zusammensetzung liefern.

Die ursprüngliche Plagioklassubstanz der Gabbrogänge kann – wie wir gesehen haben – einerseits in Epidot, andererseits in Granat übergehen, wobei im zweiten Fall Fe und Mg teils aus dem Abbau von Augit, teils aus dem Serpentinitt stammen. Es ist denkbar, dass hololeukokrate (anorthositische) Gänge bei diesem Prozess in reine Granatite übergehen (siehe vorhergehenden Abschnitt).

Ein Teil der obenerwähnten poly- und der monomineralischen Einschlüsse (Granatite!) scheint mir durch direkte metasomatische Umsetzung von gabbroidem Material mit dem Serpentinitt, ein anderer Teil aber durch Sammelkristallisation von metamorphen Neubildungen entstanden zu sein.

Ob sedimentogenes Material an der Bildung eines Teils dieser Gesteine beteiligt ist, bleibt fraglich; erwiesen ist es jedenfalls nicht. Den nicht-tektonisierten Serpentinitten oder Peridotiten fehlen jedenfalls die monomineralischen Schlieren von Granat, Vesuvian usw., während Gabbro- und Pyroxenitgänge hier keine Seltenheit sind.

«Exogene» Kontakte. Als «exogene» Kontaktbildungen kenne ich *Kalksilikatfelse* vom Hangendgletscher und von den Lichenbrettern. In beiden Fällen handelt es sich um die eher seltenen Kontakte von Serpentinitt mit Kalkglimmerschiefer.

Am Hangendgletscher ist der Serpentinitt zunächst durch einen 50 cm dicken Talk-Aktinolithschiefer vom Kalkglimmerschiefer getrennt, dann erst folgt ein Kalksilikatstreifen, der nicht mehr als 30 cm misst (Fig. 6, S. 13). Er besteht zu etwa 50 % aus Calcit, der Rest ist Diopsid und Chlorit, wenig Erz.

Der Kontakt am Bündnerschieferzug der Lichenbretter zeigt ebenfalls eine randliche Anhäufung von Kalksilikaten in grobkörnigem Marmor. Die Kalksilikate bilden Flecken, Schlieren und Bänder, die z. T. fein gefältelt sind; sie bestehen aus diablastisch verwachsenen Kristallen von Diopsid, Zoisit und Epidot, aus Poikiloblasten von Granat, blassgelb-grünlichem Chlorit und blaugrüner Hornblende in einem schwach undulösen, grobkörnigen Mosaik aus Calcit.

Bemerkenswert ist das netzartige «Hineinfressen» der Kalksilikate in das Karbonatgefüge.

Es stellt sich auch hier die Frage, ob diese Kalksilikate umgeprägte thermo-kontaktmetamorphe Bildungen sind oder ob sie wenigstens Relikte davon enthalten. Da ist wichtig, dass die Verteilung der Silikate die ursprüngliche Schichtung noch erkennen lässt und dass diese Schichten z. T. fein gefältelt sind. Eine adäquate Regelung ist aber weder im karbonatischen noch im silikatischen Anteil der Kontaktgesteine zu erkennen. Die Kalksilikate scheinen also erst entstanden zu sein, nachdem Bündnerschiefer und Serpentinitt durch tektonische Vorgänge miteinander in Kontakt gekommen waren. Sie verdanken demnach ihre Entstehung der Regionalmetamorphose.

Die Gabbros

Die Gabbros bilden linsen- oder lagenförmige Massen, scheinbar konkordant den Prasiniten oder Amphiboliten eingelagert. Ihre grösste Ausdehnung variiert von weniger als 50 m bis zu mehreren Kilometern. Einige gehören zu den grössten zusammenhängenden Gesteinskörpern der Ophiolithe überhaupt, so z.B. der Allalingabbro, der Gabbro der Rocciavré u.a. Diese lassen sich an Masse mit den Serpentiniten vergleichen. Doch sind das Ausnahmen; die meisten Gabbrokörper haben nur geringe Ausdehnung – einige hundert Meter –, und viele erscheinen lediglich als grosse, grobkristalline Schlieren in einem feinkörnigen Prasinit-, Amphibolit- oder Eklogitkomplex.

Die Beziehung zu den übrigen Gesteinen wurde auf S.15 schon erwähnt.

Allen Gabbros ist ein starker Wechsel der Korngrösse und eine schlierige Verteilung der Komponenten eigen. Pegmatoide Schlieren oder gangartige Gebilde mit dezimetergrossen Gemengteilen, von denen der Augit oft noch gut erhalten ist, wechseln mit feinkörnigen Partien ab. Ganz extrem ist die Heterogenität in Struktur und Zusammensetzung bei den grossen Gabbromassen. Dem im einzelnen unruhig-schlierigen Charakter überlagert sich hier eine unregelmässige Bänderung teilweise grössten Ausmasses. Das Bild wird kompliziert durch Gänge verschiedener Art und Zusammensetzung, die solche Gabbros in allen Richtungen durchsetzen. In unserm Gebiet sind der Allalingabbro und der Gabbro der Spitzen Fluh Beispiele dafür. Sie werden auf S.31 und S.51 beschrieben. Diese grossen Intrusionen sind das Ergebnis einer komplexen magmatischen Differentiation. Deformation und Metamorphose haben dann weitere Komplikationen mit sich gebracht.

Verglichen damit sind die kleineren Gabbrokörper, die wir auf der Karte unter der Bezeichnung «Flasergabbro» ausgeschieden haben, wenig differenziert. Sie werden auf S.52 kurz beschrieben.

Der Allalingabbro

Die Hauptmasse dieses Gabbros bildet das vielbesuchte Allalinhorn, das sich mit seiner schroffen Süd- wand 700 m über den Allalingletscher erhebt. Die Basis des Gabbros ist nur an einer Stelle durch die starke Ausaperung der letzten Jahre zugänglich geworden, nämlich am Fusse des Felskopfes P.3143,3. Hier steht der Gabbro in stark tektonisiertem Kontakt mit Serpentin. Von hier bis zum Gipfel des Allalinhorns, der von Epidot-Amphibolit gebildet wird, beträgt die Höhendifferenz rund 1000 m. Das entspricht etwa der grössten heute noch vorhandenen Mächtigkeit des Gabbros. Es ist aber möglich, dass die ursprüngliche Mächtigkeit grösser war, da Blöcke des Allalingabbros durch den eiszeitlichen Rhonegletscher in grosser Zahl über das Mittelland und den Jurarand verstreut worden sind; das durch Abtrag verschwundene Volumen war vielleicht bedeutender als der noch vorhandene Rest.

Am Egginer, am Hinterallalingrat und beim Felskopf P.2990 im Feegletscher, vor allem aber im oberen Täschthal, treten kleinere Gabbromassen auf, die in ihrer Struktur und Zusammensetzung dem Allalingabbro entsprechen. Obwohl ein direkter Zusammenhang nicht besteht oder nicht nachgewiesen werden kann, betrachten wir sie als Satelliten (Apophysen?) der Hauptmasse und beschreiben sie gemeinsam mit ihr.

Ein schematisches Profil durch die Süd- wand des Allalinhorns zeigt in der unteren Hälfte einen schlierigen, grobflaserigen Uralitgabbro – dem entsprechend, was man am Hinterallalingrat oder am Egginer findet. In der oberen Hälfte überwiegt der Saussurit-Smaragditgabbro, das typische Allalingestein, zusammen mit kaum verändertem Gabbro. Im obersten Drittel, zwischen 3800 und 3900 m, ist eine blaue, glaukophanführende Varietät sehr verbreitet.

Zahlreiche dunkle, mehr oder weniger deformierte Gänge und flachliegende, basische und ultrabasische Lagen durchbrechen das Ganze. Während die Gänge (Photo 17 auf Taf.VI) feinkörnig sind und teilweise eklogitische Zusammensetzung haben, sind die sillartigen Bänder grobkörnig. Sie bestehen zur Hauptsache aus Aktinolith und Chlorit und führen Knauer oder Linsen von grossen Augitkristallen (bis 10 cm), von Granat und Epidot.

Im einzelnen wird der Beobachter durch die Heterogenität des Gabbros, durch die Verschiedenheit der Strukturen, der Gesteinstypen und Mineralien immer wieder überrascht (Taf.VI). Diese verwirrende

Tabelle 1: *Chemische Analysen* ¹⁾

	A 5	A 7	O 40	602	603
	Gew.-%	Gew.-%	Gew.-%	Gew.-%	Gew.-%
SiO ₂	47,23	48,82	46,69	46,94	46,58
Al ₂ O ₃	19,49	20,94	22,98	25,43	23,89
Fe ₂ O ₃	0,71	1,04	1,10	1,56	2,23
FeO	4,47	1,97	1,66	1,14	1,74
MnO	0,08	0,06	0,07	0,04	0,05
MgO	13,60	6,38	5,60	5,76	8,45
CaO	9,67	14,01	16,08	14,41	10,83
Na ₂ O	2,87	4,12	3,06	2,86	2,71
K ₂ O	0,23	0,23	0,45	0,34	0,27
TiO ₂	0,21	0,41	0,22	0,20	0,18
Cr ₂ O ₃	0,04	0,17	0,10	0,20	—
P ₂ O ₅	—	—	—	0,04	0,05
H ₂ O ⁺	1,53	1,72	2,24	1,20	3,16
H ₂ O ⁻	0,11	0,15	0,08	0,00	0,00
	100,24	100,02	100,33	100,12	100,14
	olivinführender Saussuritgabbro	Smaragdit- Saussuritgabbro	«Flasergabbro»	Saussuritgabbro	Saussurit- Smaragditgabbro
	Allalinmoräne	Allalinmoräne	Egginer-Südgrat zwischen P. 3160 und 3280	Allalinmoräne	Allalinmoräne
Modus in Vol.-% (geschätzt)	Olivin (z. T. zersetzt) 8,5 Augit 21 Saussurit 70 Erz 0,5	Augit 6 Smaragdit 86 Glaukophan 4 Granat 4	Uralit 50 Klinozoisit 36 Albit 13 Erz 1	Hornblende 19 Zoisit 50 Granat 10 Talk 10 Sericit ? 5 Pyroxen II ? 5	Tremolit 35 Zoisit 30 Talk und Muskowit ? 25 Chloritoid 5 Wollastonit ? 5

¹⁾ Die chemischen Analysen sind im Laufe einer grösseren Zeitspanne nach und nach ausgeführt worden. Alle Analysen, deren Werte nur *eine* Stelle nach dem Komma aufweisen, wurden nach spektrometrischen, die übrigen nach den älteren, gravimetrischen Methoden durchgeführt.

Mannigfaltigkeit ist zunächst bedingt durch die primären Unterschiede in Zusammensetzung, Korngrösse und Struktur und durch den Wechsel ursprünglich pyroxenitischer, anorthositischer oder troktolithischer Lagen mit normalgabbroiden. Mittelkörnige Partien alternieren mit extrem grobkörnigen, die sie als Schlieren, als Gänge oder Nester durchsetzen. Über die Variationsbreite im Chemismus orientiert die Tabelle 1.

Diese ursprünglich schon äusserst komplexe Masse wurde durch Deformation und Metamorphose weiter differenziert. Beide wirken sich von Ort zu Ort ganz verschieden aus. Neben (scheinbar!) intakten gabbroiden finden sich grobflaserig deformierte oder zu dünnen Schiefen ausgewalzte. Sehr verschieden sind auch Grad und Art der Metamorphose. Unveränderter Gabbro grenzt unmittelbar an Saussurit-Smaragditgabbro, ohne dass irgendwelche mechanische Beeinflussung zu erkennen wäre. Mit dem Smaragdit tritt gewöhnlich auch Chloritoid auf; er ist weit verbreitet. In deformierten Partien wird der Smaragdit mehr oder weniger uralitisiert. Aus basischen Lagen bilden sich dann Zoisit-Amphibolite, manchmal auch

604	PB 549	PB 448	PB 1212	PB 594	605
Gew.-%	Gew.-%	Gew.-%	Gew.-%	Gew.-%	Gew.-%
45,75	49,6	51,1	51,0	49,9	49,16
21,60	21,5	16,6	18,4	17,0	15,75
3,39	0,3	1,1	0,9	0,9	3,79
3,47	3,1	7,2	2,3	7,6	4,54
0,10	0,1	0,2	0,1	0,1	0,13
8,67	7,1	7,7	7,0	6,5	7,27
10,58	10,5	6,6	13,5	10,0	9,76
2,81	3,9	5,0	3,2	4,4	3,38
0,58	0,2	0,3	0,3	0,4	0,24
0,18	0,2	1,4	0,3	2,1	3,18
—	—	—	—	—	—
0,08	—	0,2	0,6	0,4	0,29
2,91	3,2	2,7	1,9	1,2	2,62
0,00	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00
100,14	99,7	100,1	99,5	100,5	100,11
Saussurit-Smaragditgabbro	«Flasergabbro» (helle Schlieren)	Dunkles Band in Flasergabbro	smaragditführender Flasergabbro	Ganggestein im Allalingabbro	Ganggestein im Allalingabbro
Allalinmoräne	N Felskopf zwischen Hohlaub- und Allalingletscher	Alphubelgletscher, Täschtal	Mellichen, Täschtal	Allalinmoräne	Allalinmoräne
Augit und Omphazit 25	Hornblende 16 Zoisit 50	Hornblende 50 Albit 25	Hornblende 25 Albit 20	Sehr feinkörnig, mit hellen Pseudo- morphosen nach Plagioklas, be- stehend aus Zoisit, Quarz und Musko- wit. Grundgewebe: Hornblende, Zoisit und Granat. Rutil	Zoisit Chlorit Rutil ?
Tremolit und Aktinolith 17	Muskowit 5 Albit 20	Zoisit-Epidot 13 Granat 9	Zoisit 45		
Zoisit 35	Chlorit 8	Hellglimmer 2	Hellglimmer } 4 Phlogopit }		
Talk und Muskowit? 15		Chlorit 1	Chlorit 4		
Chloritoid 2					
Wollastonit? 2					

Glaukophangesteine oder Prasinite. Granat- und talkreiche Nester oder Schlieren entwickeln sich vor allem aus ursprünglich olivinreichen Differentiaten, während die anorthositischen in sericitführende weisse Zoisit- oder Zoisit-Albitgesteine umgewandelt werden; bei extremer Verschieferung entstehen helle Zoisit-Albit-Fuchsitschiefer. Die verschiedensten Produkte lösen sich auf kleinstem Raum ab, so dass man im Handstück zwei bis drei verschiedene Deformationsgrade oder Mineralparagenesen haben kann. Diese Mannigfaltigkeit wird durch Produkte der metamorphen Differentiation noch gesteigert; auf sie sind schließliche Konzentrationen von Glaukophan, Granat, Chloritoid, Glimmer, Epidot und Albit zurückzuführen. Der Gabbro ist überdies von zahlreichen N-S-verlaufenden Klüften durchsetzt, die mit Albit, Epidot, Karbonat und Prehnit ausgekleidet sind.

In obenstehender Tabelle sind die Daten der an gabbroiden Gesteinen der Zone von Zermatt-Saas und ihren Umwandlungsprodukten ausgeführten chemischen Analysen zusammengestellt.

Mit Ausnahme von O 40 betreffen die ersten 7 Analysen verschiedene Varietäten des Allalingabbros. Der Flasergabbro O 40 entspricht wahrscheinlich einem Ausläufer des Allalingabbros, ebenso stehen die Typen PB 448 und 1212 vermutlich mit diesem in genetischer Beziehung. Die beiden letzten Analysen beziehen sich auf Ganggesteine im Allalingabbro.

Die Analysen 602, 603, 604 und 605 sind im Mineralogischen Institut der ETH in Zürich ausgeführt worden (Analytiker: J. Jakob); sie wurden 1956 im 2. Nachtrag zum «Chemismus schweizerischer Gesteine» (DE QUERVAIN & JENNY) veröffentlicht; die Nummern beziehen sich auf diese Publikation.

Von den übrigen Analysen verdanken wir A 5, A 7 und O 40 J. von Steiger. Sie sind wie diejenigen von J. Jakob nach den klassischen Verfahren, die übrigen 4 Analysen (PB 549, 448, 1212 und 594) mit spektralanalytischen Methoden gewonnen worden (Analytiker: H. Schwander).

Eine Diskussion dieser Analysen findet der Leser auf S. 74.

Der modale Mineralbestand wurde bei unserem Material teils durch planimetrische Integration bestimmt (A 5, A 7, O 40), teils geschätzt. Für die in Zürich analysierten Gesteine verweisen wir auf die Angaben in BURRI & NIGGLI (1945, S. 597). Da die gabbroiden Gesteine und ihre Derivate schon im Handstück in Korngrösse und Zusammensetzung stark variieren, so geben diese Zahlen lediglich das ungefähre Mengenverhältnis der wichtigsten Gemengteile an. Auf einen Vergleich mit einer Kata- oder Epinorm wurde deswegen bewusst verzichtet.

Die magmatischen Relikte

Die wichtigsten magmatischen Gemengteile, die im Allalingabbro z. T. noch erhalten blieben, sind: Olivin, Augit (Diallag) und Plagioklas (Saussurit); fraglichen rhombischen Pyroxen fand ich nur einmal als schmalen Saum um korrodierten Olivin. SCHÄFER (1895, S. 26–27) erwähnt ebenfalls als Seltenheit Bastitpseudomorphosen nach rhombischem Pyroxen. Der geringe Erzgehalt fiel auch ihm schon auf, ausser Pyrit findet man gelegentlich noch Magnetkies und Kupferkies, hauptsächlich in basischen Schlieren.

Der Plagioklas zeigt oft idiomorphe Umrisse; seltener ist dies beim Augit der Fall, während Olivin stets korrodiert erscheint (Photo 14 auf Taf. V). Er ist zweifellos der zuerst zur Ausscheidung gelangte Hauptgemengteil, während sich die Kristallisation von Augit mit derjenigen von Plagioklas überschneidet. Augit kann sowohl die Zwickel zwischen den Feldspatleisten ausfüllen, als auch Feldspat einschliessen und umgekehrt von ihm eingeschlossen werden.

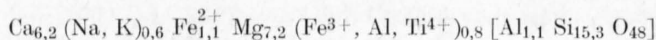
Da für die Beurteilung der verschiedenen Produkte, die bei der Metamorphose des Gabbros entstehen, eine möglichst gute Kenntnis der ursprünglichen Gemengteile Vorbedingung ist, so fügen wir hier die optischen und – soweit möglich – die chemischen Daten für Olivin, Augit und Plagioklas bei.

Der *Olivin* ist in der Regel serpentiniert oder in ein Pyroxen-Talk-Gemenge umgewandelt (S. 40). Die noch vorhandenen Relikte sind i. M. farblos, zeigen manchmal undulöse Auslöschung und auf Rissen beginnende Erzausscheidung. Der Achsenwinkel ($2 V_\gamma = 90^\circ$, gemessen 88,91) entspricht einem Fe-armen Chrysolit.

Unzersetzter *Augit* ist makroskopisch dunkelgrau bis schwarz, i. M. blassbraun oder farblos, ohne erkennbaren Pleochroismus. Die spektroskopische Analyse ergab:

A 4:	SiO ₂	52,3	Gew.-%
	Al ₂ O ₃	3,2	»
	Fe ₂ O ₃	1,1	»
	FeO	4,3	»
	MnO	0,11	»
	MgO	16,6	»
	CaO	19,7	»
	Na ₂ O	0,7	»
	K ₂ O	0,5	»
	H ₂ O +	0,4	»
	TiO ₂	0,6	»
		99,5	Gew.-%

Die Umrechnung dieses Ca-reichen Pyroxens auf eine wasserfreie Formel ergibt:



Von den Spurenelementen ist Cr das mengenmässig wichtigste und bemerkenswert im Hinblick auf die Smaragditbildung (S. 38). Neben Cr wurden noch folgende Elemente nachgewiesen: Ni, V, Co, Sr, Zn, Zr.

Es handelt sich demnach um einen Al-armen Augit. Seine optischen Daten zeigt die folgende Tabelle:

c/n_γ	$2 V_\gamma$	n_α	n_β	n_γ	A	Dichte	Dispersion
42 (34–48)	53 (44–60)	1,681	1,686	1,706	0,025	3,30	deutlich

Dieser Augit stimmt in den optischen Eigenschaften mit demjenigen der ultrabasischen Differentiate überein (S. 77). Überhaupt scheinen die Klinopyroxene der Gabbros und ihrer Differentiationsprodukte nur wenig zu variieren. Im Hinblick auf die bei der Metamorphose aus ihnen hervorgehenden Alkalipyroxene oder -amphibole ist besonders bemerkenswert, dass der Natrongehalt der analysierten Pyroxene gering ist.

Der *Plagioklas* ist gewöhnlich in *Saussurit* umgewandelt. Selten ist Spaltbarkeit noch erkennbar; die unzersetzten Feldspäte sind weiss oder blaugrau. Im Mikroskop zeigen auch sie an Spaltrissen und Zwillingsgrenzen Neubildungen von nadelförmigem *Zoisit*. Die Messungen ergaben einen zwischen 50–60% liegenden An-Gehalt, also *Labrador*.

Die Metamorphose des Allalingabbros

Handstücke, die alle drei erwähnten Silikate unzersetzt enthalten, sind nicht häufig; weitaus öfters trifft man einen *Saussurit-Smaragditgabbro*-an, den sogenannten «Allalinit», der häufig auch noch Talk, Granat und andere Produkte der Metamorphose führt (Photos auf Taf. VII). Die bei der Metamorphose gebildeten Paragenesen, deren Entwicklung wir nun Schritt für Schritt verfolgen wollen, entstehen z. T. durch Zerfall der primärmagmatischen Phasen, vor allem aber durch Reaktionen zwischen diesen oder ihren Zerfallsprodukten. Wir besprechen zuerst die *Saussuritisierung* des *Labradors* und die *Smaragditbildung*, also zwei auf den ersten Blick scheinbar einfache Prozesse.

Die Saussuritisierung. Für diesen Prozess erscheint es von vornherein fraglich, ob er nur auf Rechnung der Metamorphose zu setzen ist; er könnte ja auch spätmagmatisch sein. Dieser Verdacht ist deswegen berechtigt, weil die *Plagioklase* der gabbroiden *Ophiolithe* fast immer *saussuritisiert* sind, und zwar auch dort, wo von einer Metamorphose überhaupt nicht die Rede sein kann, wie z. B. im ligurischen Apennin oder im Taurus.

Die meist porzellanartig dichten *Saussurite* des Allalingabbros sind milchigweiss bis grau, oft aber auch grünlich, seltener rötlich getönt. Schon die Beschreibung von SCHÄFER (1895) und die von ihm angeführten Analysen zeigen, dass die *Saussuritisierung* nicht einfach ein unter Wasseraufnahme erfolgter isochemischer Zerfall der Feldspatsubstanz ist, sondern ein komplizierter Vorgang, an dem auch die *Mafite* beteiligt sein müssen. Die bei SCHÄFER (S. 24) erwähnten Analysen, die einer Arbeit von F. W. CLARKE & G. P. MERRILL entnommen sind, zeigen z. B. erhebliche Mengen von Fe und Mg. Auch die von uns ausgeführten Analysen lassen sich nicht einfach in *Plagioklas* umrechnen, wie die folgenden Tabellen zeigen:

<i>Saussurit A 4</i> : milchigweiss, porzellanartig, dicht, aus einem olivin- und augitführenden Gabbro.			<i>Saussurit Am 10</i> : grün, jadeitartig, dicht, aus einem talkführenden Uralitgabbro.		
SiO ₂	56,2	Gew.-%	51,0	Gew.-%	
Al ₂ O ₃	26,3	»	26,6	»	
Fe ₂ O ₃	1,2	»	1,6	»	
FeO	—	»	—	»	
MnO	0,03	»	0,03	»	
MgO	0,4	»	4,3	»	
CaO	11,0	»	10,9	»	
Na ₂ O	3,5	»	4,2	»	
K ₂ O	0,4	»	0,4	»	
H ₂ O ⁺	1,1	»	0,5	»	
TiO ₂	0,1	»	0,2	»	
Total	100,23	Gew.-%	99,73	Gew.-%	

Die Umrechnung auf Feldspat ergibt:

	A 4	Am 10
Albit	33,9 Mol.-%	39,5 Mol.-%
Anorthit	55,1 »	52,0 »
Rest	10,9 (hauptsächlich SiO ₂)	8,5 (hauptsächlich MgO, SiO ₂ , Fe ₂ O ₃)

Berücksichtigt man nur den *Plagioklas*anteil, so erhält man An-Gehalte von 62 und 57 Mol.-%, also Werte, die denen des unzersetzten *Plagioklases* (50–60 %) entsprechen. Der erhebliche «Ballast», den die obigen Analysen zeigen, kann nur teilweise auf Einschlüsse im ursprünglichen *Plagioklas* zurückgeführt werden; überwiegend ist er auf eine Infiltration von Substanz von seiten der *Mafite* zurückzuführen. Die

Saussuritmasse ist dann hellgrün gefärbt und jadeitartig, wobei die Färbung gegen Smaragdit oder Talk hin intensiver wird.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt in den weitaus meisten Fällen als Hauptbestandteil Büschel von stengeligem *Zoisit*, besenartig angeordnet; *Klinozoisit* ist selten. Epidot ist in den leuko- oder mesokraten Gabbros nur sporadisch vorhanden, hingegen dominierend in den melanokraten Gesteinen. Daneben konnten noch folgende Komponenten nachgewiesen werden: feinkörniger Pyroxen, Hornblende, Glimmer, Albit, vereinzelt auch Prehnit, Granat und Chlorit, ganz selten Disthen. Der Pyroxen- oder Hornblendeanteil nimmt gegen den Smaragdit oft deutlich zu. Im übrigen kann mit optischen Mitteln allein nicht festgestellt werden, welche von diesen Mineralien konstant auftreten und in welchem Mengenverhältnis.

Nach den Analysen müsste der Albitanteil des Saussurits beträchtlich sein. Er ist aber nur sporadisch nachweisbar. Steckt er im mikroskopisch nicht auflösbaren Anteil? Die an gröberkristallinem Saussurit gemachten Beobachtungen lassen das vermuten; hier ist Albit neben Zoisit und einer kleineren Menge Glimmer (Paragonit?, Muskowit?) oft nachweisbar. Er ist zugleich die jüngste Bildung, die poikiloblastisch entwickelt die übrigen Gemengteile einschliesst und korrodiert.

Gegen einen grösseren Anteil von Albit an der Saussuritmasse spricht aber die hohe Dichte mancher Saussurite. SCHÄFER (1895) gibt dafür ein Intervall von 2,9–3,3 an; genauere Werte, die ich ebenfalls seiner Arbeit entnehme, sind 3,015, 3,229, 3,25, 3,265 und 3,274. Die höheren Werte liegen an der Untergrenze für Zoisit (3,25–3,36), und für sie erscheint deshalb eine Beimengung von Albit (2,61) ausgeschlossen. Es ist also möglich, dass das Na der grünen Saussurite zunächst im optisch nicht näher bestimmbar Pyroxen oder Amphibol gebunden wird und dass erst mit fortschreitender Metamorphose Albit gebildet wird.

Zur Abklärung dieser Frage haben wir drei Saussuritproben im hiesigen Institut durch Dr. R. Schmid und im Berner Mineralogischen Institut durch Dr. Tj. Peters röntgenographisch untersuchen lassen.

Diese Untersuchung bestätigt den optischen Befund, wonach grüne Saussurite neben Zoisit, etwas Quarz und Feldspat, Klinopyroxen – und zwar Omphazit – enthalten. Der Pyroxen wurde durch Vergleich mit dem analysierten Omphazit PB 1320 (S. 82) identifiziert. Omphazit kann ein Bestandteil der grünen Saussurite sein. Damit wird auch verständlich, warum wir nirgends Albit nachweisen konnten.

In den milchigweissen Saussuriten war optisch nur Zoisit nachzuweisen, aber kein Pyroxen. Wo steckt hier das Na? Die Röntgenanalyse gibt auch darauf Antwort. Danach sind neben Zoisit und Plagioklas (Reste von Labrador?) noch *Jadeit* und *Quarz* vorhanden. Der Jadeit wurde durch Vergleich mit Material aus Burma identifiziert.

Die als Hochdruckparagenese betrachtete Assoziation von Jadeit und Quarz findet sich – das ist bemerkenswert – in anscheinend völlig undeformierten Gabbros, die noch Relikte von Olivin und unverändertem Augit enthalten.

Nur am Rande sei noch folgende Beobachtung vermerkt: Vereinzelt entwickeln sich im Saussurit einschliessreiche Porphyroblasten eines Minerals, dessen optische Daten ($n \sim 1,7$, $2V_\alpha = 82^\circ$, $\Delta \sim 0,015$) mit *Disthen*¹⁾ übereinstimmen. Das Mineral bildet häufig knieförmige Zwillinge, manchmal auch Durchkreuzungszwillinge. Sollte es sich tatsächlich um Disthen handeln, so würde dies neben der Assoziation Jadeit + Quarz ein weiteres Argument für Bildung unter hohem Druck darstellen.

Die Smaragdit- und Uralitbildung. Ein charakteristischer Bestandteil der «Allalinite» sind die leuchtendgrünen, sogenannten Smaragditpseudomorphosen nach Augit. Sie sind zwar auch anderwärts, z. B. in den Meta-Gabbros von Crissolo, von Bobbio Pellice und Giaveno usw. zu finden, aber kaum irgendwo so schön wie am Allalin.

Im Allalingabbro ist der Smaragdit die weitaus häufigste Umbildung des Pyroxens. Aber sie ist nicht die einzige; ziemlich verbreitet sind auch graue, graugrüne bis bräunlichgraue Pseudomorphosen.

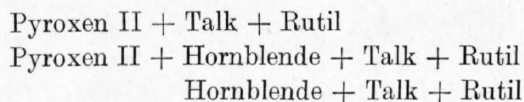
Im Gegensatz zum Saussurit ist der Smaragdit eindeutig das Ergebnis der Regionalmetamorphose, und zwar schon deshalb, weil in unmetamorphen Gabbros Saussurit häufig auftritt, nicht aber Smaragdit.

Die Smaragditbildung wird gewöhnlich als eine Uralitisierung aufgefasst. Unsere Untersuchungen haben ergeben, dass der Prozess nicht so einfach ist, dass vielmehr der Zerfall des Augits in mehreren

¹⁾ Eine von Prof. H. Schwander mit der Mikrosonde durchgeführte Analyse bestätigt diese Bestimmung. Sie zeigte auch, dass diese Disthenkristalle reichlich Einschlüsse eines Ca-, Fe- und Al-reichen Silikates (wahrscheinlich Epidot) führen.

Etappen verläuft, wobei metastabile Phasen und Paragenesen entstehen. Der Smaragdit selbst wird durch ein Aggregat gebildet, dessen Hauptbestandteil ein feinkörniger *Pyroxen* ist, der vom ursprünglichen Augit deutlich verschieden ist und den wir hier kurz als Pyroxen II bezeichnen. Charakteristisch sind ferner Talk, Hornblende und Rutil. Ab und zu treten in diesen Pseudomorphosen auch Albit, Quarz, Karbonat und Chlorit auf.

Die Umwandlung des Augits beginnt mit einer feindispersen Ausscheidung von *Rutil*, die zunächst eine starke Trübung zur Folge hat. Vom Rande, von Spalt- und Zerrungsrissen her erfolgt dann die Auflösung der Augitkristalle in ein meist polykristallines, aber einheitlich auslöschendes Aggregat von Pyroxen II, der in einem Gewebe feiner, parallel orientierter Talkschuppen eingebettet ist. Hand in Hand damit geht ein Wachstum der Rutilkristalle, die oft prismatische Gestalt annehmen und ebenfalls parallel orientiert sind. In einer späteren Phase wird Pyroxen II durch farblose oder blass-bläulichgrüne Hornblende verdrängt. Da die verschiedenen Umwandlungsprodukte nebeneinander auftreten können, so finden sich in den Smaragditen folgende Paragenesen:



Ob die beobachteten Hornblende-Talk-Paragenesen wirklich pyroxenfrei sind, ist allerdings nicht sicher; das könnte durch bestimmt orientierte Schnitte vorgetäuscht sein.

In der Regel sind nämlich sowohl Pyroxen II wie Hornblende homoaxial zum ursprünglichen Augit, die Talkschuppen aber parallel (100) – also parallel zur Teilbarkeit von Diallag – orientiert. Mit fortschreitender Umkristallisation geht dieses Parallelgefüge dann verloren; es entwickelt sich ein Gewebe stengeliger Hornblende, das den Pyroxen II – oft auch den ursprünglichen Augit – nach allen Richtungen durchschiesst und auflöst. Aber solange das Parallelgefüge bewahrt bleibt, zeigen ungleich orientierte Schnitte durch die Smaragdite sehr verschiedene Mengenverhältnisse und Verwachsungen der Neubildungen.

Die Grünfärbung der Smaragdite aber scheint an den Cr-haltigen, diopsidischen oder omphazitischen Pyroxen II gebunden zu sein. Sie fehlt jedenfalls dort, wo der Augit direkt uralitisiert wird, wie z. B. in den Flaserabbros, und sie ist in voller Intensität auch da vorhanden, wo in den Pseudomorphosen die Hornblende fehlt. Die übliche Definition des *Smaragdits* als einer Strahlsteinpseudomorphose nach Pyroxen ist also nicht zutreffend.

Zur näheren Kennzeichnung der Gemengteile, die am Aufbau des Smaragdits beteiligt sind, fügen wir noch folgendes bei:

Der Pyroxen II erscheint zunächst als pigmentfreie Fortwachsung des primären Augits (Fig. 15). Er ist aber häufig granuliert, vor allem in der Randpartie der Pseudomorphosen, wobei die isometrischen

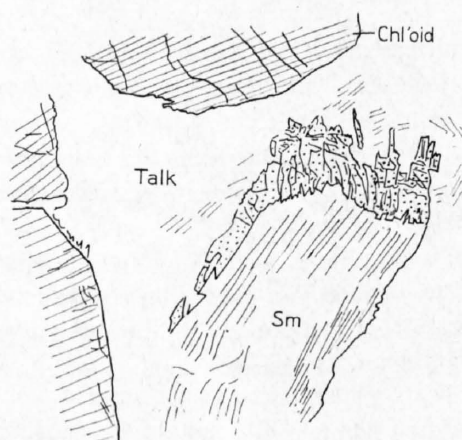


Fig. 15. Allalingabbro. Bildung von Pyroxen II (punktiert) um Smaragdit (Sm); in einer Talk und Chloritoid führenden Paragenese (etwa 3mal vergrößert).

Kleinkörner von saussuritischem Grundgewebe um so mehr eingeschlossen und isoliert werden, je mehr sie vom Rande entfernt sind. Die Grenze zwischen Saussurit und Smaragdit ist folglich häufig verwaschen.

Messungen am Drehtisch ergaben für den Pyroxen II: $c/n_\gamma = 40$ (34–45), $2V_\gamma = 73$ (68–76). Die Auslöschungsschiefe stimmt mit derjenigen der Augite überein, der Achsenwinkel aber ist durchwegs grösser und entspricht dem der Eklogit-Pyroxene. An diese erinnern die Pyroxene II auch durch ihre undulöse Auslöschung, deutliche Dispersion und z.T. niedrige Doppelbrechung. Es könnte sich also um Mischungsglieder der Reihe Diopsid-Omphazit handeln.

Um diese Frage abzuklären, haben wir ein relativ grobkörniges, lebhaft-grünes Smaragdit-Aggregat isoliert, den Pyroxen II separiert und chemisch analysiert. Das Ergebnis der Analyse und die optischen Daten sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt:

Smaragdit PB 1305 Mellichen, Täschthal		Kationenanzahlen, auf O = 6 umgerechnet			Omphazit PB 1320				theoretisch	
SiO ₂	56,2 Gew.-%	Si	2,03	2,03	Si	2,03	2,03		2	
Al ₂ O ₃	10,2 »	Al	0,43	1,10	Al	0,44	1,02		1	
Fe ₂ O ₃	1,5 »	Ti	0,01		Fe ³⁺	0,08				
FeO	2,3 »	Fe ³⁺	0,04		Fe ²⁺	0,08				
MnO	0,1 »	Fe ²⁺	0,07		Mg	0,42				
MgO	10,2 »	Mg	0,55	0,89	Ca	0,47	0,97		1	
CaO	12,2 »	Ca	0,47		Na	0,49				
Na ₂ O	5,8 »	Na	0,41		K	0,01				
K ₂ O	0,2 »	K	0,01							
H ₂ O ⁺	0,8 »									
TiO ₂	0,2 »	n _α	n _γ	Δ	n _α	n _β	n _γ	Δ	2 V _γ	c/n _γ
	99,7 Gew.-%	1,671	1,694	0,023	1,673	1,681	1,695	0,022	74°	42°

Wie der Vergleich mit dem Omphazit PB 1320 zeigt, ist der Smaragdit PB 1305 ein Aggregat von Omphazitkristallen. Aus der Analyse errechnet sich folgende Zusammensetzung: Wo = 24,6 %, En = 28,6 %, Fs = 3,7 %, Jd = 38,9 %, Ak = 4,1 % (Überschuss an SiO₂ = 3,4 %, Al₂O₃ = 1,0 %).

Der Cr-Gehalt beträgt über 1000 ppm. Das intensive Grün des Smaragdites kann auf diesen hohen Cr-Gehalt zurückgeführt werden.

Zur Frage der Umwandlung Augit → Omphazit ist nun allerdings noch folgendes zu bemerken:

Die von uns an Diallagen verschiedener Herkunft durchgeführten Messungen ergaben stets Daten, die entweder für Augit oder für Diopsid zutreffen (S. 77). Es ist deshalb möglich, dass der Omphazit der Smaragdite erst auf dem Umwege über Diopsid entsteht und dass der Pyroxen II alle möglichen Glieder der Diopsid-Omphazit-Reihe umfasst. Das würde die Schwankungen in den optischen Eigenschaften dieses Pyroxens erklären.

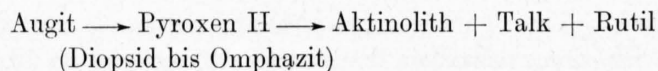
Die an der Hornblende der Smaragdite durchgeführten Messungen (10) ergaben: $c/n_\gamma = 15$ (10–20), $2V_\gamma = 85$ (80–88), $\Delta = 0,025$ – $0,027$, also Werte, die für Glieder der Tremolit-Aktinolith-Reihe zutreffen. Tremolit erscheint auch in den Talkpseudomorphosen nach Olivin, zusammen mit Glaukophan, der ebenfalls bei der Uralitisierung gebildet werden kann.

Im Smaragdit bildet sich der Aktinolith zunächst entlang den Spaltrissen des Augites und auch als Fortwachsung der aus Pyroxen II bestehenden Randzone, oft zusammen mit Talk. Risse und Knickstellen des Smaragdites sind ebenfalls durch stengeligen Aktinolith (und Talk) ausgeheilt.

Der Talk ist vermutlich aus Enstatitlamellen hervorgegangen, die bei der Entmischung des ursprünglichen Pyroxens gebildet wurden (siehe TRÖGER 1951). Er entsteht simultan mit Pyroxen II, löst aber bei fortschreitender Rekristallisation sowohl diesen wie den Tremolit auf.

Die weiter oben erwähnten graugrünen bis bräunlichen Pseudomorphosen nach Augit zeigen eine feindiablastische Verwachsung von Hornblende, Albit und Quarz, durchlöchert von Talk, oder ein Gewebe von Pyroxen II, Talk und Hornblende, das von Quarz und wenig Karbonat amöbenartig durchbrochen wird. Hier muss eine Zufuhr von Quarz, z.T. auch von Albit und Karbonat, erfolgt sein.

Zusammenfassung. Die Smaragditbildung kann nach obigem durch das folgende Schema dargestellt werden:



Für die Grünfärbung erscheint die Gegenwart des chromführenden Pyroxens II wesentlich.

In der ersten Phase ist die Smaragditbildung auf einen Zerfall der Augitsubstanz unter Ausscheidung von Rutil und Bildung von Diopsid und Talk zurückzuführen. Schon in dieser Phase spielen Austauschvorgänge mit der Umgebung eine Rolle; sie erfahren dann eine erste Steigerung bei der Umbildung von Diopsid in Omphazit und setzen in noch grösserem Umfange mit der Tremolitbildung ein. Das führt zunächst zur Verwischung der Korngrenzen und zur Entwicklung von granat- und von chloritführenden Reaktionszonen (siehe weiter unten). In einer späteren Phase kann Tremolit durch eine zweite Talkgeneration, Chloritoid aber durch Paragonit und Chlorit ersetzt werden. Diese Vorgänge sollen im folgenden Abschnitt besprochen werden.

Reaktionsprodukte der magmatischen Gemengteile und ihrer Umwandlungsprodukte. Für die mit fortschreitender Metamorphose aus dem Allalingsabbro sich entwickelnden Paragenesen spielen Umsetzungen zwischen den magmatischen Gemengteilen oder ihren Pseudomorphosen eine bedeutende Rolle. Sie sind vor allem an die Gegenwart von Olivin gebunden.

Als Reaktionsprodukte treten auf: Talk, Pyroxen (Omphazit z. T.), Tremolit und Glaukophan, Granat, Chloritoid, Chlorit, Karbonat und Quarz.

Reaktionsprodukte von Olivin und Saussurit. Olivin erscheint als der am wenigsten stabile magmatische Hauptgemengteil. Jedenfalls zeigt sich schon frühzeitig, d. h. vor der Smaragditbildung, am Rande des Olivins gegen Saussurit ein schmaler Reaktionssaum (< 1 mm) aus rötlichem Granat. Zwischen diesem und dem reliktschen Olivin sind zwei deutlich getrennte Reaktionszonen eingeschaltet. Zunächst dem Olivin und z. T. längs Rissen in ihn hineingreifend, erscheint ein wirres Aggregat farbloser Stengel mit folgenden optischen Eigenschaften: gerade Auslöschung, + Elongation, — 2V gross ($\sim 90^\circ$), $n < n$ Olivin, Doppelbrechung 0,015–0,020 (Anthophyllit?). Gelegentlich wird dieser Saum vom Olivin durch einen intensiv olivgrün gefärbten, pleochroitischen, fast isotropen (?) Garnieritfilm getrennt. Zwischen der Randzone aus Granat und dem (?) Anthophyllit liegt ein schmaler Streifen eines feinfaserigen, nahezu isotropen Aggregates, wahrscheinlich Chlorit (siehe Fig. 16).

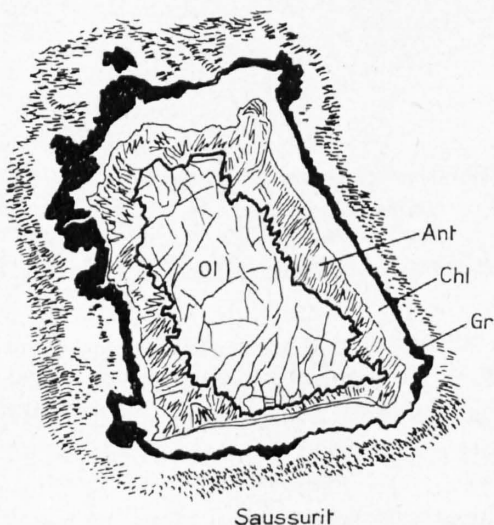


Fig. 16. Olivinrelikt (Ol) mit (?) Anthophyllit (Ant), Chlorit (Chl) und Granatsaum (Gr) gegen Saussurit (12mal vergrössert).



Fig. 17. Allalingsabbro. Strukturbild einer Talk (Tk)-Pyroxen (Py)-Granat (Gr)-Saussuritparagenese (5mal vergrössert).

Diese Reaktionssäume sind höchstens 2 mm dick. Gesteine, in denen sie auftreten, zeigen auch schon randlich den Beginn einer Umwandlung von Augit in Tremolit unter Ausscheidung von Erz.

Sehr viel verbreiteter sind Talkpseudomorphosen nach Olivin¹⁾, die oft auch schon von einer Smaragditbildung begleitet sind. Von der oben beschriebenen, anthophyllitführenden Paragenese bleibt dann nur mehr der Granatsaum erhalten. Es ist darum fraglich, ob die Talkpseudomorphosen direkt aus Olivin entstanden sind, oder ob diese Umwandlung über ein Zwischenprodukt mit Chlorit-Anthophyllit führt.

Die sehr verbreiteten Talkpseudomorphosen nach Olivin enthalten vor allem folgende Mineralien: Granat, Talk, monoklinen Pyroxen und Hornblende (Tremolit und Glaukophan), ausnahmsweise auch

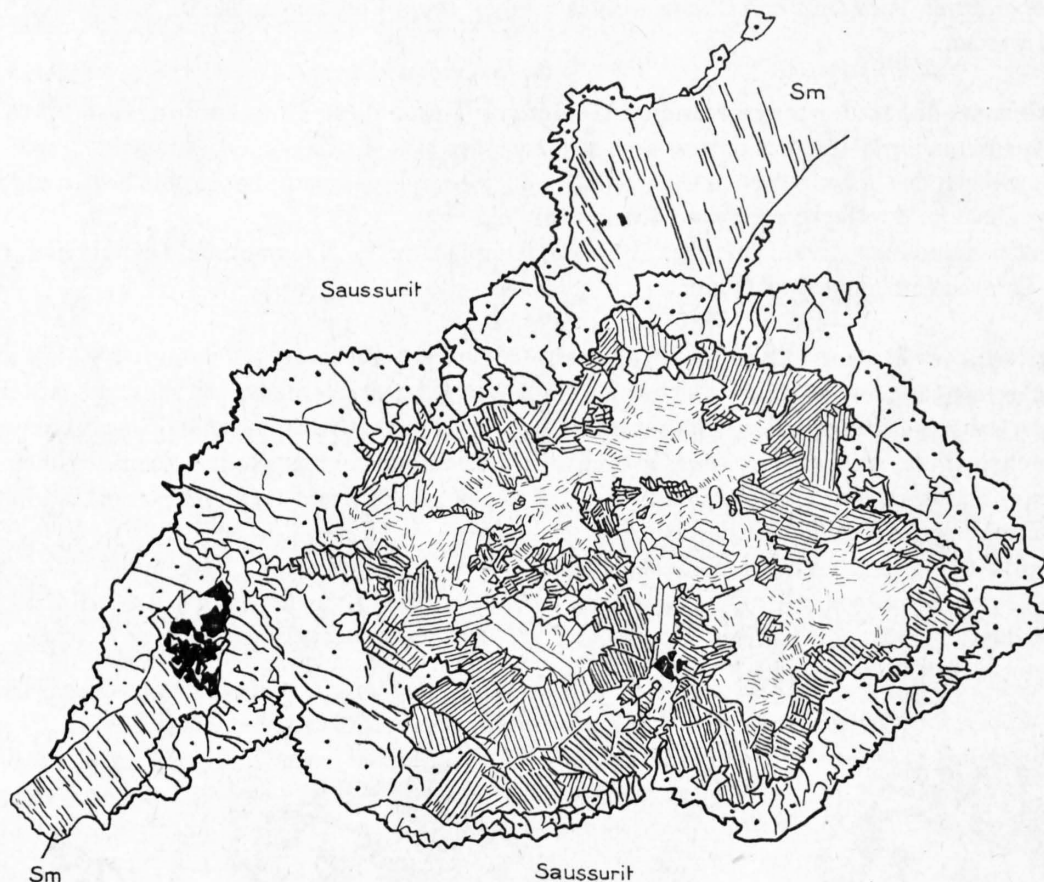


Fig. 18. Granat-Pyroxen-Hornblende-Talk-Pseudomorphose in Saussurit (12mal vergrössert).

Pyroxen = eng schraffiert

Hornblende = weit schraffiert

Talk = gestrichelt

Granat = punktiert

Rutil = schwarz

Sm = Smaragdit

Calcit, Chlorit und Chloritoid, Rutil, Magnetit und Quarz. Die Mineralien sind konzentrisch angeordnet; aussen Granat, dann Pyroxen (oder Amphibol) und im Innern Talk. Sie sind relativ grobkörnig, vor allem die Hornblende, die bis 1 cm lange Stengel bilden kann (siehe Fig. 18 und 19, ferner Photos auf Taf. VIII).

Ich beschreibe zunächst die einzelnen Komponenten, ihr Erscheinungsbild und ihre räumlichen und zeitlichen Beziehungen.

Der Granatsaum um isoliert im Saussurit eingebettete Talknester erreicht 1–2 mm Dicke. Er besteht aus meist lückenlos aneinanderstossenden Körnern, die sowohl nach aussen (Saussurit) wie nach innen mit

¹⁾ Ich habe in keiner dieser Pseudomorphosen Relikte von Olivin gefunden, und auch SCHÄFER (1895) erwähnt nichts Derartiges. Es könnte sich somit auch um Umbildungen eines andern Minerals handeln. Da käme wohl nur rhombischer Pyroxen in Frage. Aber dort, wo der ursprüngliche Mineralbestand noch erhalten ist, findet sich dieser Pyroxen nur selten, und überdies tritt er in ganz anderer Gestalt auf. Die Annahme, dass es sich um Pseudomorphosen nach Olivin handelt, erscheint mir darum doch das Wahrscheinlichste. Dagegen spricht allerdings die Anreicherung von Fe im Granatsaum, da der Olivin Fe-arm ist.

idiomorpher Begrenzungen enden können, oft aber auch korrodiert und von Neubildungen (Glaukophan Chloritoid, Chlorit) aufgelöst und durchbrochen sind. Gelegentlich ist der Granatsaum zweiteilig, mit einem feinen Medianstreifen aus feinkörnigem Pyroxen oder farblos-blaugrün pleochroitischer Hornblende (Fig. 19). Die nach beiden Seiten wachsenden Granatstreifen sind in der Farbe und Pigmentierung verschieden, zeigen aber sowohl gegen Saussurit wie gegen Talk idiomorphe Begrenzung. Vermutlich bildete der trennende Pyroxen- (oder Amphibol-) Streifen ursprünglich den Rand eines Olivinkornes. Jedenfalls ist der Granat in diesem Falle in zwei entgegengesetzten Richtungen gewachsen.

Die Bildung von Granat ist, wenigstens in einer frühen Phase der Entwicklung, an den Kontakt Olivin-Saussurit gebunden. Erst mit fortschreitender Metamorphose treten feine Granatsäume auch um Smaragdit auf (Fig. 20). Der Granat kann aber nach allen Seiten über den direkt beobachtbaren Olivin-Saussurit-Kontakt «hinausquellen» und sich, wie Fig. 18 zeigt, zwischen Smaragdit und Saussurit keilförmig hineinschieben.

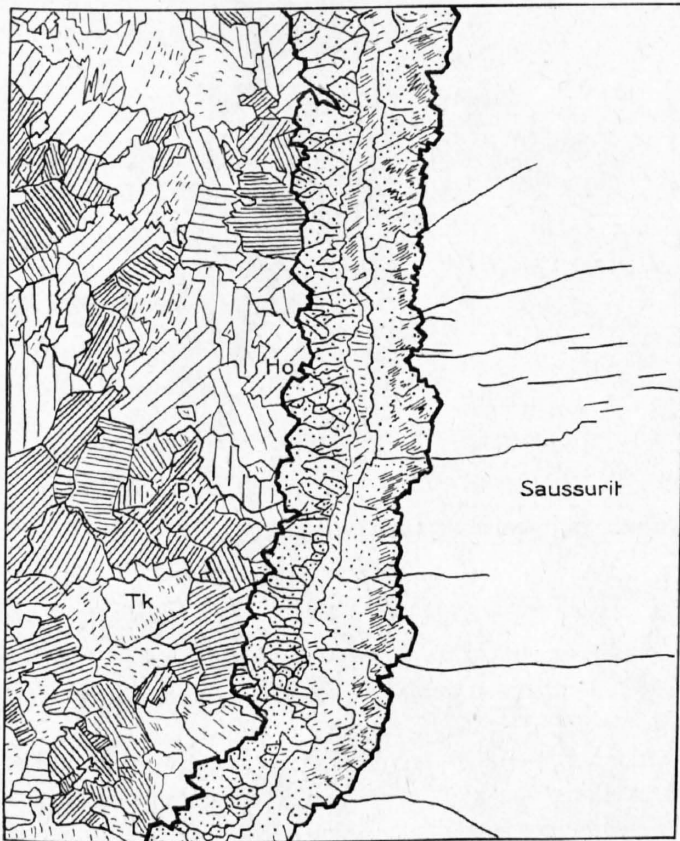


Fig. 19. Allalingabbro.
Doppelter Granatsaum zwischen Pyroxen (Py)-
Hornblende (Ho) - Talk (Tk) - Paragenese und
Saussurit (12mal vergrößert).

Die Granatbildung erfolgt sowohl auf Kosten von Saussurit wie von Olivin. Dies wird durch die folgende chemische Analyse bestätigt. Diese ergab:

Am 10, Granatsaum um Talk:

SiO ₂	42,2 Gew.-%	O		12
Al ₂ O ₃	20,9 »	Si	3,22	3,22
Fe ₂ O ₃	2,0 »	Al	1,86	1,99
FeO	17,0 »	Fe ³⁺	0,13	
MgO	7,1 »	Fe ²⁺	1,07	2,68
CaO	9,7 »	Mn	0,03	
TiO ₂	0,1 »	Mg	0,80	
MnO	0,5 »	Ca	0,78	
Total	99,5 Gew.-%			

Die Analyse führt auf einen pyropreichen Granat von folgender Zusammensetzung:

Grossular	22,1 Mol.-%
Almandin	39,2 »
Pyrop	29,2 »
Spessartin	2,5 »
Andradit	7,0 »
	<hr/> 100,0 Mol.-%

An Spurenelementen wurden nachgewiesen: Na, Co, Ni, Zn, Cu, Sr.



Fig. 20. Allalingabbro: Granatsäume um Smaragdit (Sm) in Saussurit.

a) 4mal vergrößert

b) etwa 3mal vergrößert

Der *Pyroxen* der Talknester bildet farblose bis blassgrüne, z.T. völlig idiomorphe Stengel, die vom Rande her radial nach innen wachsen und nicht selten deutliche undulöse Auslöschung zeigen. Die wenigen Messungen ergaben: $c/n_y = 42$ (40–45), $2 V_y = 75$ (68–80), $\Delta < 0,027$.

Zu dieser Analyse ist noch folgendes zu bemerken: Eine nachträgliche Untersuchung mit der Mikrosonde (Prof. Dr. H. Schwander) zeigte, dass die Verteilung von Mg, Ca, Fe und Al über den Granatsaum sehr stark schwankt. Obige Analyse entspricht also nicht einer homogenen Phase. Diese Daten stimmen mit denjenigen von Pyroxen II der Smaragditaggregate überein; hier wie dort handelt es sich um Glieder der Diopsid-Omphazit-Reihe.

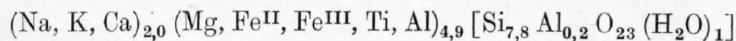
Hornblende ist in den Talknestern wesentlich häufiger als Pyroxen. Ausser einem farblosen oder blassgrünen Glied der *Tremolit-Aktinolithreihe* ist vor allem makroskopisch dunkelblauer oder blauvioletter *Glaukophan* vertreten. Beide Hornblenden sind stengelig ausgebildet und i.M. farblos oder schwach pleochroitisch.

Optische Daten	Tremolit-Aktinolith	Glaukophan	Pleochroismus
c/n_y	15 (11–22)	6 (3–12)	farblos-blassgelb-lila
$2 V_a$	79 (67–86)	52 (50–58)	blau-blaugrün

Die folgende Tabelle zeigt das Ergebnis der Spektralanalyse eines makroskopisch dunkelblauen Glaukophans:

PB 593		Kationenanzahl	Anionen
SiO ₂	57,9 Gew.-%	964	1928
Al ₂ O ₃	13,3 »	260	390
Fe ₂ O ₃	1,6 »	20	30
FeO	4,0 »	56	56
MnO	0,05 »	—	—
MgO	11,6 »	288	288
CaO	2,1 »	37	37
Na ₂ O	6,3 »	204	102
K ₂ O	0,5 »	10	5
H ₂ O	2,2 »		OH' 244
TiO ₂	0,4 »	5	10
99,9 Gew.-%			

Auf O = 23 umgerechnet erhält man folgende Formel:



Die optischen Daten sind:

c/n_γ	n_α	n_β	n_γ	Δ	$2V_\alpha$
8 (3–13)	1,603	1,623	1,626	0,023	59 (46–67)

Die obige Analyse stimmt, wie die folgende Tabelle zeigt, mit derjenigen eines Glaukophans von Syra (Griechenland) überein (siehe MIYASHIRO 1957, Nr. 27).

PB 593 Glaukophan aus Allalingabbro

Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Ti	Fe ^{III}	Fe ^{II}	Mn	Mg	Ca	Na	K	H ₂ O	R ^{III}	Fe ^{III} /R ^{III}	Fe ^{II} /R ^{II}
780	20	190	4	16	45	—	233	30	165	8	99	210	0,076	0,16

Nr. 27 Glaukophan von Syra, Griechenland

784	16	161	—	33	110	1	199	14	179	7	16	194	0,17	0,35
-----	----	-----	---	----	-----	---	-----	----	-----	---	----	-----	------	------

Die Analysenpunkte von PB 593 fallen nach MIYASHIRO in das Feld der eigentlichen Glaukophane. Auch die optischen Daten stimmen damit überein.

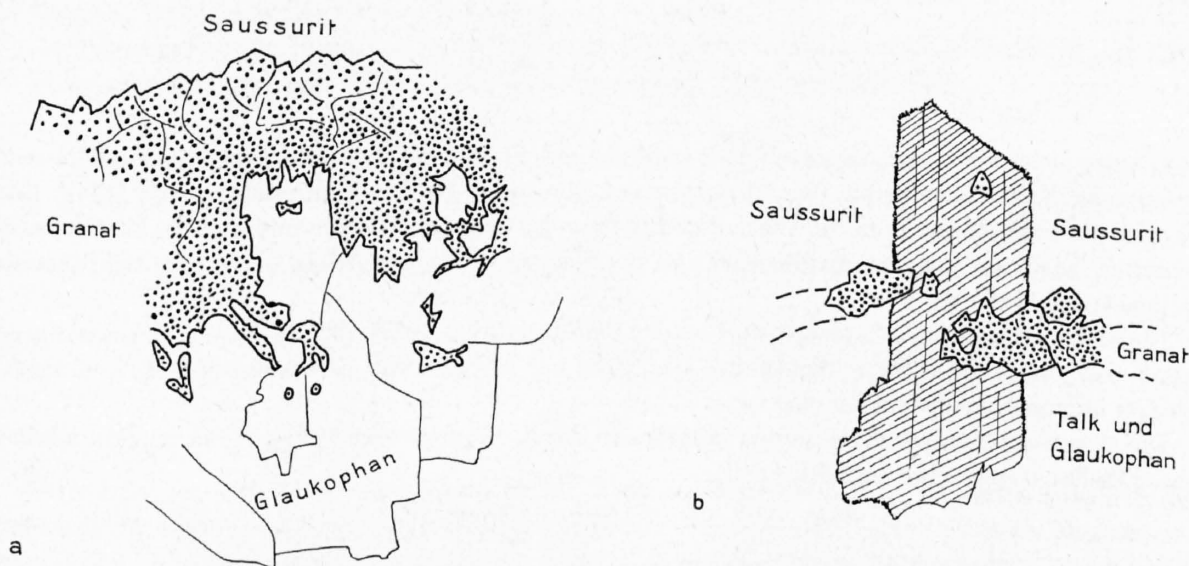


Fig. 21. Allalingabbro (etwa 8½mal vergrößert).

a) Granatrand (punktiert), idiomorph gegen Saussurit. Auflösung durch Glaukophan.

b) Glaukophan wächst unter Auflösung von Granat in den Saussurit hinein.

Sowohl Glaukophan wie Aktinolith sind jünger als der Pyroxen; sie schliessen nicht selten korrodierte Relikte von Pyroxen und Talk ein. Auch der Granat wird von ihnen aufgezehrt (Fig. 21 a, b). Die randliche Umbildung von Glaukophan in blaugüne, aktinolithische Hornblende ist häufig feststellbar.

Der ursprünglich vom Olivin eingenommene Raum wird übrigens nicht ausschliesslich von den eben beschriebenen Talk-Hornblende-Aggregaten besetzt. Man findet auch, freilich weniger oft, von Granat eingerahmte Aggregate von grobstengeligem, makroskopisch farblos bis grauem Tremolit ($c/n_v \sim 17^\circ$, $2 V_\alpha \sim 90^\circ$) in einem wirren Gewebe feiner Klinochlorschuppen. Der Tremolit schliesst vereinzelte Talkketzen ein, während der Chlorit Korrosionsrelikte von Granat enthält. Beides deutet auf nachträgliche Entstehung aus einer ursprünglich talkführenden Pseudomorphose nach Olivin hin.

Chloritoid ist ein sehr verbreiteter Gemengteil der Smaragdit-Saussuritgabbros. Er bildet graue bis schwarze Flecken und kann bis 20 Vol.-% ausmachen (Tafel IX). Gewöhnlich aber ist sein Anteil geringer; er ist dann wahllos da und dort im Gestein verstreut, bald im Saussurit, bald im Talk eingebettet. Korn-

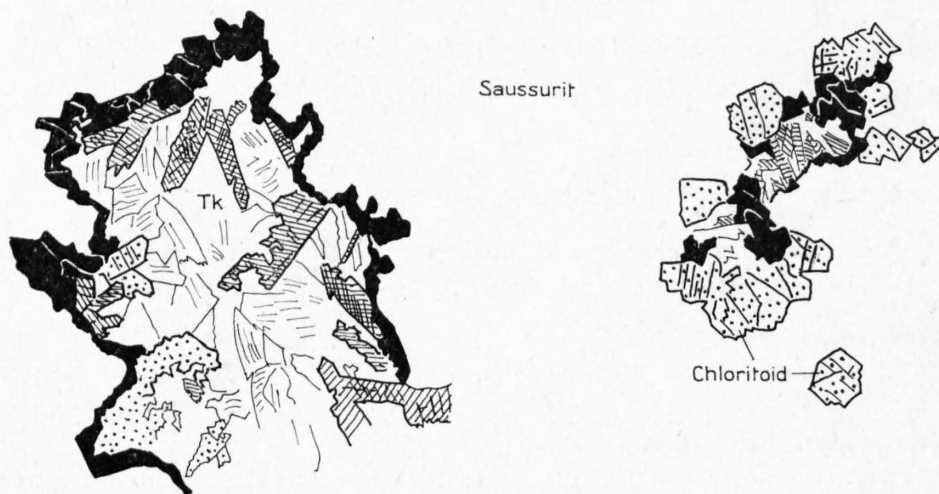


Fig. 22. Allalingabbro.

Granatumsäumte Talk-Pyroxenflecken mit Neubildungen von Chloritoid, oben in den Saussurit, unten in den Talk hineinwachsend. Beide Bilder im selben Ausschnitt eines Dünnschliffes (8mal vergrössert).

schwarz	= Granat
punktiert	= Chloritoid
gestrichelt	= Talk (Tk)
schraffiert	= Pyroxen

durchmesser meist um 1 mm, vereinzelt aber auch mehrere Zentimeter. Gelegentlich füllt er auch in zentimetergrossen Tafeln Klüfte aus. Was uns veranlasst, ihn unter die Reaktionsprodukte von Olivin (bzw. Talk) mit Saussurit einzureihen, ist die häufige Bindung der Chloritoid-Porphyroblasten an die Grenze der Talknester (oder, seltener, der Smaragdite) und der Umstand, dass Chloritoid nur in den talkführenden Allalingesteinen auftritt.

Die an der Grenze Talk-Saussurit wachsenden Chloritoidkristalle (Fig. 22) zehren den Granatsaum auf, sie sind also jünger als dieser, schliessen ihn aber nicht nur in Form von Korrosionsrelikten, sondern z. T. auch von idiomorphen Kristallen ein.

Die chemische Analyse eines grauen Chloritoids, der in Form grosser Tafeln (1 cm \varnothing) eine Kluft im Smaragdit-Saussuritgabbro ausfüllt, ergab:

<i>Ad 1</i>	SiO ₂	24,7 ± 0,2 Gew.-%
	Al ₂ O ₃	43,8 ± 0,4 »
	Fe ₂ O ₃	3,0 »
	FeO	8,9 »
	MnO	0,1 »
	MgO	10,8 ± 0,1 »
	CaO	0,2 »
	Na ₂ O	0,1 »
	K ₂ O	0,3 »
	H ₂ O	7,7 »
	TiO ₂	Spuren
		99,6 Gew.-%

Atomzahlen, berechnet auf O = 10¹)

Si	1,93	1,93
Al	4,04	4,22
Fe ³⁺	0,18	
Fe ²⁺	0,59	1,85
Mg	1,26	
OH	4,01	

¹⁾ Ca, Na und K wurden vernachlässigt.

Berechnet man alles Fe als Fe²⁺, so erhält man folgende Zahlen:

Si	1,94	1,94	theoretisch
Al	4,06	4,06	2
Fe ²⁺	0,76	2,02	4
Mg	1,26		2
OH	4,04	4,04	4

In chemischer Hinsicht ist der hohe Mg-Gehalt des Chloritoids Ad 1 bemerkenswert. Das gilt auch für Chloritoide (Sismondine) anderer Paragenesen der Westalpen (S. 94 und meine Arbeit über Chloritoid und Paragonit usw. 1963).

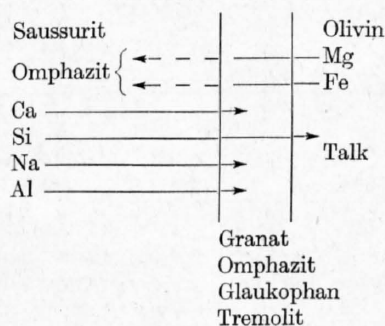
Der Chloritoid des Allalins ist im Dünnschliff farblos. In dicken Spaltstücken zeigt er den üblichen Pleochroismus:

n_α	n_β	n_γ	Δ	2 V _γ (ber.)
1,685	1,688	1,695	0,010	—
1,682	—	1,694	0,012	46°
olivgrün	blau	gelblich	[$n_\alpha = n_\beta > n_\gamma$]	

Chloritoid zeigt an manchen Stellen die weiter unten (siehe S. 95) beschriebene randliche Umwandlung in Paragonit, Chlorit und Erz. Korrodierte Relikte von Chloritoid beobachtet man ab und zu im Tremolit der Talknester.

Die mit der Bildung der Reaktionsprodukte von Olivin und Saussurit verknüpften Stoffwanderungen lassen sich überblicken, wenn man annimmt, dass der vom Granat eingeschlossene Raum ursprünglich nur Olivin umfasste. Die Verdrängung des Olivins durch Talk hat dann Abwanderung von Mg (+ Fe) und Aufnahme von SiO₂ und H₂O zur Folge. Das Mg (+ Fe) wird z. T. im Omphazit, z. T. im Granat fixiert. Allmählich wird aber auch die ganze Saussuritmasse unter Bildung von Pyroxen (Omphazit) oder Amphibol davon durchtränkt. Die Entstehung von Omphazit innerhalb der Talknester setzt ferner eine Einwanderung von Ca, Na, Al und SiO₂ voraus. In einer späteren Phase wachsen dann Tremolit und Glaukophan, und zwar auf Kosten von Omphazit und Talk.

Das folgende Schema gibt eine Übersicht über die Migrationsvorgänge zwischen Saussurit und Olivin und die dabei gebildeten Reaktionsprodukte (Chloritoid wurde nicht berücksichtigt).



Die weitere paragenetische Entwicklung des Allalingabbros haben wir in der folgenden Tabelle zusammengefasst. Es zeigt die verschiedenen Stufen der Entwicklung von Olivingabbro bis zu prasinitischen Assoziationen. Der nur sporadisch beobachtete Disthen konnte in diesem Schema nicht berücksichtigt werden.

Die im Schema aufgeführten letzten Stufen der Metamorphose sind ausschliesslich an Gesteine gebunden, die mehr oder weniger stark durchbewegt worden sind und flaserige oder schiefrige Textur zeigen. Smaragdit-Rückstände sind noch häufig, die randliche Auflösung in Hornblende aber stets schon deutlich. Bei basischen Schlieren gewinnen Aktinolith (blaugrün) oder Glaukophan die Oberhand, Pyroxene verschwinden ganz, aber auch der Glaukophan wird von Aktinolith abgelöst. Talk scheint durch Klinochlor verdrängt zu werden, ebenso Granat.

Tabelle 2: Versuch einer zeitlichen Korrelation der magmatischen und metamorphen Entwicklung im Allalingabbro

magmatische Bildungen		metamorphe Bildungen	
Olivin			
Augit			
Labrador			
	Jadeit + Quarz		Albit
		Zoisit	
		Klinozoisit + Epidot	
	Diopsid – Omphazit (Pyroxen II)	Glaukophan	
		Tremolit + Aktinolith	
	Granat		
	Talk I		Talk II
		Chloritoid	
		Hellglimmer und Fuchsit	
			Chlorit
		Rutil	
			Titanit
Olivingabbro usw.	Talk- und granatführender Saussurit-Smaragditgabbro	Chloritoid- und glaukophan- führender Smaragdit- Saussuritgabbro	Albit-Zoisitschiefer, Zoisit- Amphibolit, Prasinit u. a.

Der Saussurit rekristallisiert erst relativ spät zu einem im Mikroskop auflösbaren Gemenge von Zoisit, von farblosem oder von leuchtendgrünem Glimmer (Fuchsit), Chlorit und Albit. Albit tritt nun in Form xenomorpher Poikiloblasten mehr und mehr in Erscheinung. Er ist zunächst mit Einschlüssen gefüllt, die sämtlich Korrosionserscheinungen zeigen. Zur Bildung von Disthen siehe S. 36.

Charakteristisch ist ferner das Auftreten von Klinozoisit oder Epidot als Neubildung um Zoisit und die Umwandlung und Verdrängung von Rutil durch Titanit.

Je nach der ursprünglichen Zusammensetzung des Gabbros und dem Grade der Metamorphose bilden sich lokal blau- und weissgefleckte Zoisit-Glaukophangesteine, graugrüne Albit-Zoisit führende Amphibolite, gelbgrüne, flaserige Epidot-Amphibolite, Hornblende-Prasinite oder Ovardite und hellgraue bis weisse, oft

seidenglänzende Albit-Zoisitschiefer; sie führen neben farblosem Glimmer (Paragonit, Muskowit) häufig smaragdgrünen Fuchsit und sind oft fein gefältelt.

Im Laufe der metamorphen Entwicklung fallen demnach die Zwischenprodukte Diopsid-Omphazit, Glaukophan, Chloritoid, Granat, Rutil – vielleicht auch Talk – aus. Die letzten Paragenesen entsprechen der Prasinitfazies.

Parallel mit dieser Evolution nimmt die Zahl der Mineralkomponenten – und damit auch die Zahl der verschiedenen Paragenesen – dauernd zu.

Basische und ultrabasische Begleitgesteine des Allalingabbros

Die als Begleiter des Allalingabbros und seiner Satelliten auftretenden Gesteine sind schon auf S.31 erwähnt worden. Sie bilden boudinierte Lagen oder einzelne Linsen in der Allalin-Südwand, sind aber auch an der Peripherie des Gabbros am Alphubelgletscher zu finden.

Diese Gruppe umfasst eine grosse Zahl von Gesteinstypen. Wir heben folgende heraus:

Pyroxenite
Granat-Pyroxengesteine, z. T. Eklogite
Granat-Amphibolite
reine Amphibolite (Hornblendite?)
Chlorit- und Chlorit-Aktinolithschiefer
Epidot-Chlorit-Aktinolithschiefer
Epidot-Amphibolite.

In der ersten Gruppe dominieren Pyroxen und Granat; reliktscher Augit ist sehr häufig und in den Pyroxeniten vorherrschend. Die Einlagerungen in der Allalin-Südwand sind hauptsächlich aus solchen Gesteinen zusammengesetzt; analoge Gesteinstypen sind in der Moräne des Feegletschers zu finden. Auffallend ist das meist grobe Korn dieser Gesteine; zentimetergrosse Kristalle bilden die Regel. Sie stecken als Knauer in einer hornblendeführenden Chloritschieferhülle. Rutil und Titanit, oft auch Apatit, sind reichlich vorhanden, ebenso Magnetit, Ilmenit, Pyrit und Kupferkies. Selten sind Albit und Calcit.

Die Amphibolite und Granat-Amphibolite sind ebenfalls z. T. richtungslos-grobkörnig, meistens aber zeigen sie Paralleltextur, sind durchsetzt von Schlieren aus gelbgrünem Pistazit und grauvioletter Rutil. Sie führen ebenfalls reichlich die oben erwähnten Erze.

Die Pyroxene. Wie beim Allalingabbro treten auch hier zwei Generationen von Pyroxen auf, nämlich ein schwarzer Augit und ein makroskopisch grasgrüner Pyroxen II. Der Augit zeigt i. M. einen rötlich-braunen Kern (Ti-Augit), der über eine stark pigmentierte Zwischenzone randlich in Pyroxen II übergeht oder unter Ausscheidung von Rutil uralitisiert wird. Wie die folgende Tabelle zeigt, stimmen die Augite dieser Gesteine in den optischen Eigenschaften mit denjenigen des Gabbros überein (S. 77):

n_α	n_β	n_γ	A	$2 V_\gamma$	c/n_γ	Dichte
1,680	1,687	1,707	0,027	58 (56–62)	40 (40–42)	3,31
1,683	1,691	1,708	0,025	58 –	43 –	–

Der Pyroxen II bildet entweder eine randliche, gleich-orientierte Fortwachsung des Augits oder ein feinkörniges Pflaster. In den optischen Eigenschaften besteht Übereinstimmung mit den Pyroxenen der Eklogite; wie diese sind sie durch eine grosse Auslöschungsschiefe ($> 45^\circ$) und einen grossen Achsenwinkel ($2 V_\gamma$ 70–100°) ausgezeichnet.

Soweit wir feststellen konnten, sind die *Hornblend*en dieser Gesteine stets sekundär und entweder aus Augit, Omphazit oder Granat hervorgegangen, auch dort, wo Struktur und grobes Korn magmatische Bildung vermuten liessen.

Dass aber die gesamte Hornblende bei den granatfreien Typen aus Augit entstanden ist, erscheint von vornherein wenig wahrscheinlich. Den reinen Hornblendegesteinen und den Epidot-Amphiboliten lagen von Anfang an hornblendereiche Paragenesen zugrunde. Ihr Analogon bildeten vielleicht gewisse Hornblendite

und melanokrate diallagführende Hornblendegabbros mit brauner und grüner *magmatischer* Hornblende, wie sie als Begleiter von Gabbros z. B. an der Rocca Rémolon (Mt. Genève) auftreten. Relikte brauner Hornblende haben wir in unseren Gesteinen allerdings nie feststellen können.

Neben Aktinolith ist in unseren Gesteinen vor allem eine makroskopisch fast schwarze, intensiv gelb-blaugrüne pleochroitische Hornblende verbreitet, die aber oft einen farblosen Kern besitzt. Besonders starke randliche Färbung tritt am Kontakt mit Granat auf. Optische Daten dieser Hornblende aus der Allalin-Südwand:

n_α	n_β	n_γ	Δ	$2 V_\alpha$
blassgrün	grün	grünblau		
1,656	1,667	1,673	0,17	72 (67–78)

Die Auslöschungsschiefe variiert bei Hornblenden aus anderen Handstücken zwischen 15° und 30° ($\sim 20^\circ$), der Achsenwinkel ist im Durchschnitt eher grösser, um 80° .

Eine dunkelgrüne, zentimeterlange und breitstengelige *Hornblende* aus einem granatführenden Epidot-Amphibolit vom Alphubelgletscher ergab folgende Werte:

n_α	n_β	n_γ	Δ	c/n_γ	$2 V_\alpha$
gelblich	grün	blaugrün			
1,643	1,657	1,661	0,018	15 (14–18)	15 (14–18)

Weitere Messergebnisse siehe Tab. 11 und Analyse S. 89. *Glaukophan* habe ich in diesen Gesteinen nur als Einschluss in Granat beobachtet.

Granat bildet die Grundmasse, in der die Augitrelikte eingebettet sind. Er durchsetzt das ganze Gestein, nistet sich in Fugen parallel und quer zur Spaltbarkeit des Augits ein, aus dem er z. T. zusammen mit Omphazit entstanden ist. Die grösseren Granatkörner sind randlich mit Omphazit diablastisch verwachsen.

Die optische und chemische Untersuchung eines blutroten Granats aus einem Pyroxenit (A 43) der Allalin-Südwand (3800 m) ergab folgende Werte:

Kationenzahlen			Spurenelemente: V = 50 ppm	
SiO ₂	38,5 Gew.-%	Si	641	Zr = 100 »
Al ₂ O ₃	20,9 »	Al	205	Co = 10 »
TiO ₂	0,2 »	—		Ni = 210 »
Fe ₂ O ₃	2,3 »	Fe ³⁺	14	Cr = 120 »
FeO	19,7 »	Fe ²⁺	274	Sr < 50 »
MnO	1,9 »	Mn	27	Ba = 0 »
MgO	5,4 »	Mg	134	
CaO	11,4 »	Ca	203	
100,3 Gew.-%				

In Mol.-% erhält man folgende Zusammensetzung:

Almandin	43,5	$n = 1,778 (\pm 0,003)$
Grossular	25,0	$Dichte = 3,90 (\pm 0,05)$
Pyrop	20,0	
Andradit	6,7	
Spessartin	4,3	
	99,5	
Rest (Al, Si, O)	0,5	
	100,0	

Formel: $(Ca, Mg, Fe, Mn)_{2,98} (Al, Fe^{3+})_{2,02} [Si_3 O_{12}]$

Aus demselben Gestein (A 43 und A 44) wurde auch ein grobblättriger (\varnothing 1 cm) *Chlorit* untersucht.

Formel: $(Mg, Fe)_{2,6} Al_{3,26} [Al_{1,35} Si_{2,65} O_{10} (OH)_{7,85}]$

Optische Daten: einachsige + oder $2 V_\gamma \sim 10^\circ$

n_α	n_γ	Δ	Dichte
bläulich grün	farblos-gelblich		
1,600	$\sim 1,61$	$\sim 0,01$	2,8
1,597	$\sim 1,61$		

Die Einreihung macht Schwierigkeiten; am besten passen die optischen und chemischen Daten für Prochlorit (WINCHELL).

Klinozoisit und *Pistazit* sind sehr verbreitet; vor allem Pistazit. Zonarstruktur ist häufig, wobei der Kern von farblosem Klinozoisit gebildet wird. Epidot bildet manchmal grössere, mit Granat diablastisch verwachsene Kristalle, öfters aber kleinkörnige Aggregate (Nester und Schlieren). Zum Teil ist er zusammen mit Hornblende und Chlorit aus Granat entstanden.

Sehr charakteristisch ist für diese Gesteine der hohe Titangehalt, der ursprünglich im Augit und Ilmenit konzentriert ist. Bei der Metamorphose wird das TiO_2 frei und bildet zunächst Rutil, der aber teilweise in Titanit umgewandelt wird.

Zur Metamorphose der basischen und ultrabasischen Begleitgesteine. Wie beim Gabbro, so verläuft auch bei seinen Begleitgesteinen die Umwandlung des Augits in Etappen, wobei als erste Stufe wiederum ein meist kleinkörniger, farbloser bis lebhaft-grüner diopsidischer oder omphazitischer Pyroxen (Chloromelanit) entsteht. In einzelnen Fällen wird mit dem Omphazit auf Rissen und Fugen Granat ausgeschieden, manchmal bildet dieser auch – alternierend mit Erz – dünne Lamellen, die mit Omphazit orientiert verwachsen sind. In einem eklogitischen Gestein von der Moräne des Feegletschers, das zur einen Hälfte aus rotem Granat, zur andern aus grünem Omphazit besteht, führt der Omphazit noch stark getrübe Relikte von Augit. Überall scheint der Granat syngenetisch mit dem omphazitischen Pyroxen.

Diese Verknüpfung der Granatbildung mit dem Zerfall von Augit lässt vermuten, dass der Augit dieser Gesteine ursprünglich – trotz der analogen Optik – aluminiumreicher war als derjenige des Gabbros. Der hohe Titangehalt weist in der gleichen Richtung. Es ist aber unwahrscheinlich, dass der teilweise erhebliche Granatgehalt dieser Gesteine nur aus dieser Quelle stammt. Hier könnten Reaktionen von Olivin (oder Augit) mit Anorthit noch eine Rolle gespielt haben. Wie erwähnt, tritt gelegentlich Glaukophan als Einschluss in Granat auf; dies und die Bildung von Omphazit (oder Chloromelanit) weist auf eine Na-führende Komponente im Ausgangsmaterial, also auf Albit, hin. Viele dieser Gesteine dürften jedenfalls einen kleineren Prozentsatz an Feldspat geführt haben, also einem melanokraten (olivinführenden?) Gabbro oder einem feldspatführenden Pyroxenit (oder Peridotit?) entsprochen haben.

Omphazit oder Chloromelanit und Granat sind auch hier, wie in den Gabbros, Produkte einer ersten Umwandlung; beide werden nachträglich durch Hornblende und Chlorit verdrängt. Auch Epidot entsteht z. T. auf Kosten von Granat. Epidotreiche Amphibolite sind deshalb teilweise granatfrei.

Ganggesteine

Die in der Ost- und Südwand des Allalins und im Felskopf P. 3143,3 auftretenden Gänge sind geringmächtig – meist 40 bis 50 cm. Manche sind scheinbar nicht deformiert, andere aber sind gefaltet und boudiniert. Sie keilen z. T. im Gabbro aus, z. T. scheinen sie sich schlierenartig zu verlieren. An wenig deformierten Gängen fällt manchmal ein dunkles dichtes Salband auf (siehe Photo 17 auf Taf. VI). Die Gesteine sind grau- bis dunkelgrün, sehr feinkörnig, oft mit noch gut erhaltener porphyrischer Struktur. Helle, idiomorphe Pseudomorphosen nach Feldspat und ein von der Grundmasse sich kaum abhebendes grünes Mineral bilden die Einsprenglinge (siehe Photo 26 auf Taf. X).

Die Hauptkomponente der «Grundmasse» ist eine bläulichgrüne, im Kern oft farblose (Glaukophan?), skelettartige *Hornblende*, die mit *Albit* feindiablastisch verwachsen ist. In einigen Gängen ist der omphazitische Pyroxen, aus dem diese Diablastik hervorgeht, noch erhalten. Stengeliger *Zoisit* ist, gewöhnlich neben *Granat*, ein weiterer wichtiger Gemengteil. Der sehr kleinkörnige Granat enthält oft reichlich Rutil und zeigt Umwandlung in Biotit, Chlorit und Epidot. In feiner Verteilung: Rutil, Titanit, Erz (z. T. Pyrit) und auffallend viel Apatit.

Interessant sind vor allem die Aggregate, die die ursprünglichen Einsprenglinge ersetzen. Anstelle von Plagioklas findet man ein im Vergleich zur Grundmasse grobkörniges Gemenge von stengeligem Zoisit (dominierend) oder von Zoisit und Epidot (beide in der gleichen Pseudomorphose), daneben geringe Mengen von Albit oder auch von Quarz, von farblosem Glimmer, wenig Biotit und z. T. daraus entstandenem Chlorit.

Die dunklen Einsprenglinge sind teilweise nichts anderes als völlig uralitisierte Pyroxenrelikte, im Kern äusserst feinfaserig, randlich aber in stengelige, blaugüne Hornblende und in das diablastische Grundgewebe übergehend. In anderen Fällen sind Smaragdit-Pseudomorphosen nach Augit noch erhalten.

Auffallend sind vereinzelt beobachtete Aggregate aus grobblättrigem Chlorit und farblosem, stengeligen Tremolit, in und um welche idiomorpher Granat konzentriert ist; hier könnte es sich um Pseudomorphosen nach Olivin mit ihrem «reaction rim» aus Granat handeln.

Das Ergebnis der chemischen Analyse eines solchen Ganggesteins (PB 594) ist auf S.33 angegeben.

Ich betrachte diese Gesteine als metamorphe Diabase und Diabasporyphyrite. Entsprechende unmetamorphe Ganggesteine findet man z.B. im Gabbro am SW-Grat des Chenaillet (Mt. Genève). Die primär-magmatischen Bestandteile sind hier z.T. noch erhalten: Plagioklas, Augit und Hornblende. Am Allalin ist alles metamorph, trotz der oft schwachen Deformation. Nur der ursprüngliche Hiatus zwischen Grundmasse und Einsprengling ist erhalten geblieben.

Als metamorphe Ganggesteine betrachte ich auch einen Teil der dunklen Bänder teilweise eklogitischer Zusammensetzung, die in den Gabbros am Mellichengletscher (Nordufer und W von P.3298) anstehen (Photo 28 auf Taf. X zeigt diese scharf begrenzten, 10–50 cm dicken Bänder in einem Aufschluss von «Vor der Wand»). Die Gabbros sind hier stark laminiert, die eklogitischen Bänder z.T. in Boudins aufgelöst. Die Zusammensetzung stimmt in allen Einzelheiten mit denjenigen anderer Eklogite überein. So zeigt eines der dunklen Bänder des Gabbros von Mellichen (W von P.3298) Relikte von Omphazit, Granat und Glaukophan, neben Neubildungen von blaugrüner Hornblende, von Epidot, Chlorit, Biotit, Rutil, Titanit und Erz. Die Hornblende geht z.T. aus Glaukophan, z.T. aus einem mikrodiablastischen, für Eklogite typischen Gewebe von Albit und Aktinolith hervor. Die Granatrelikte stecken in einer konzentrischen Hülle aus Chlorit, Biotit und Epidot, oder sie sind in Hornblende und Epidot umgewandelt. Diese Umwandlungsprodukte sind häufig von Albit ringförmig eingeschlossen. Albit bildet überdies sporadisch auch grössere einschlussfreie Porphyroblasten. Eine chemische Analyse dieses Gesteins (PB 1212) findet sich auf S.33.

Soweit wir sie kennen, haben alle diese basischen Ganggesteine bei der Metamorphose zuerst ein eklogitisches Stadium durchlaufen. Granat ist in allen vorhanden, und dort, wo Omphazit fehlt, zeigt doch die nirgends fehlende Diablastik an, dass er einmal vorhanden war. In der gleichen Richtung weist auch die Gegenwart von Glaukophan.

Der Kontakt Allalingabbro–Serpentinit beim Felskopf P.3143,3

In stark tektonisierten Gebieten wie den unseren ist der Kontakt Gabbro–Serpentinit gewöhnlich sehr scharf und rein tektonisch. Auch der Kontakt Allalingabbro–Serpentinit auf der Südseite des Felskopfes P.3143,3, der erst in den letzten Jahren durch den Rückgang des Gletschers blossgelegt wurde, ist stark tektonisiert. Aber hier stecken zwei gangartige Körper von Uralitgabbro im Serpentinit, die durch einen fließenden Übergang mit diesem verbunden sind (siehe Photo 26 auf Taf. X). Der Kontakt wird durch einen aktinolithführenden Chloritschiefer gebildet. Gegen diesen nehmen nun Zahl und Grösse der Zoisitflecken des Gabbros allmählich ab, während der Uralit zunimmt und unmerklich in Chloritschiefer übergeht, der seinerseits allmählich in Serpentin-schiefer überleitet.

Man kann hier an verschiedene Deutungen denken. Nach meinen Erfahrungen haben wir es hier mit tektonischen Spänen oder mit gangartigen Apophysen des Gabbros zu tun; welches von beiden, lässt sich kaum mehr entscheiden. Im Zusammenhang mit der Regionalmetamorphose erfolgte ein Stoffaustausch zwischen Gabbro und Serpentinit, der zur Bildung der Aktinolith-Chloritzone führte. Nachfolgende Bewegungen haben das Ganze noch deformiert.

Die Bänderung der Gabbros

An den meisten grösseren Gabbromassen tritt ein Wechsel verschieden zusammengesetzter Lagen mehr oder weniger deutlich hervor. An der Oberfläche erscheinen diese Lagen als parallele Bänder ganz verschiedener Dimension (dezimeter- bis viele Meter mächtig).

Am Allalingabbro habe ich einen Wechsel der Gesteinsart schon bei der Beschreibung des Profils der Südwand (S.31) erwähnt; er ist auf guten Photographien besser sichtbar als im Gelände. Leider habe ich

die Verhältnisse seinerzeit nicht näher untersucht, teils weil die Wand schwer zugänglich und steinschlägig ist, teils weil ich mich damals für diese Probleme nicht interessierte. Wir sind deshalb auf Beobachtungen angewiesen, die ich an den leichter zugänglichen Gabbrosatelliten des Täschtales machen konnte, vor allem aber auf Beobachtungen am gebänderten Gabbro der Spitzen Fluh.

Am Alphubel- und am Mellichengletscher zeigen die Gabbros eine Wechsellagerung von fein- bis mittelkörnigen, graugrünen Granat-Amphiboliten mit schlierig-flaserigem Meta-Gabbro (siehe Photos auf Taf. XI). Die Gesteine sind stark deformiert; die in den grobflaserigen, gabbroiden Lagen auftretenden Smaragditkristalle sind verdreht, zerrissen und zum grossen Teil uralitisiert. Die ebenfalls verschieferten dunklen Lagen sind in der Regel ohne makroskopisch erkennbare Relikte. Blaugüne Hornblende (z. T. mit Glaukophan im Kern), Zoisit (seltener Epidot) und z. T. auch Albit bilden die Hauptgemengteile; feinkörniger Granat, Fuchsit, Muskowit (Paragonit ? z. T.) und Chlorit sind Nebengemengteile. Am Rande der oft in Umwandlung begriffenen Granate ist feinschuppiger, brauner Biotit entwickelt. Erz (Pyrit z. T.), Rutil und Titanit bilden Schlieren, die an die hornblendereichen Züge gebunden sind.

Diese Zoisit-, Zoisit-(Epidot-)Albit- und Granat-Amphibolite zeigen Entwicklungstendenzen, die – je nach der Zusammensetzung – mehr gegen Prasinit oder gegen Chlorit-Aktinolithschiefer gerichtet sind. Ihr Mineralbestand deckt sich mit dem der assoziierten gabbroiden Lagen; der Unterschied besteht darin, dass Granat, vor allem aber Hornblende, in den dunklen Lagen überwiegen, Zoisit und z. T. auch Albit aber zurückgedrängt werden. Sie entsprechen mehr meso- bis melanokraten Lagen oder Gängen des ursprünglichen Gabbros.

Der Bändergabbro vom Westgrat der Spitzen Fluh

Ein besonders schönes Beispiel dieser Bänderung kann an der Basis der nach S abfallenden Wand der Spitzen Fluh und im groben Blockschutt, den man beim Aufstieg von der Fluhalp zur Pfulwe quert, studiert werden. Dieser gebänderte Gabbro ist auch in den Felsen 500 m E Fluhalp (siehe Bemerkung S. 23) anstehend, doch ist die Bänderung hier nicht so deutlich.

Das Gestein zeigt hier einen Wechsel oft völlig paralleler Lagen von grobflaserigem Gabbro, Eklogit oder Amphibolit. Fig. 23 gibt einen Ausschnitt dieser Wechsellagerung auf kleinem Raum; wie man sieht, sind die einzelnen Lagen z. T. nicht mehr als zentimeterdick; sie können aber auch mehrere Meter mächtig werden.

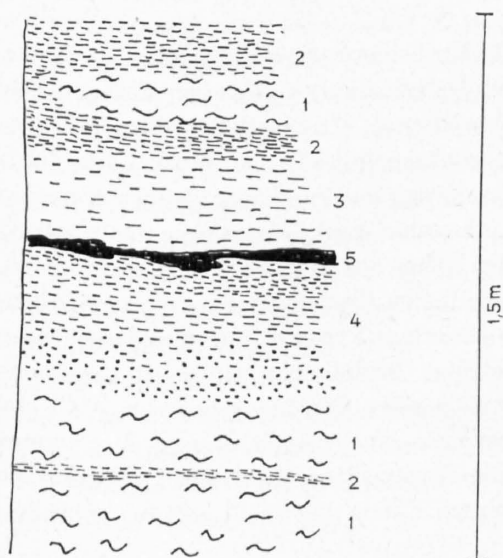


Fig. 23. Bänderung im Gabbro der Spitzen Fluh.

- 1 = Flasergabbro
- 2 = feinkörniger Eklogit-Amphibolit
- 3 = grobkörniger Granat-Amphibolit mit hellen Zoisitflecken
- 4 = feinkörniger Granat-Amphibolit, nach unten in Pyroxenfels übergehend
- 5 = Granat-Smaragditband (= Eklogit)

Eine 3–4 m dicke, glaukophanführende Eklogitlage in flaserigem Gabbro ist z. B. am Wege Fluhalp–Pfulwe, auf etwa 2960 m Höhe, anstehend. Der grobflaserige, gabbroide Anteil führt Knauer und Schlieren von Smaragdit und Uralit in einer weissen Masse von Zoisit und Klinozoisit, Albit und grobschuppigem Paragonit, die sich aus der ursprünglichen Plagioklassubstanz entwickelt haben.

Die eklogitischen Lagen sind feinkörnig bis dicht, hell- bis dunkelgrün, mit meist feinkörnigem Granat. Die grüne Grundmasse besteht entweder aus sehr feinkörnigem Pyroxen oder aus einem dunkelgrünen, mikrodiablastischen Gewebe von blass-blaugrüner Hornblende und Albit. Fast in jedem Schliff sind grosse (bis cm) Kristalle eines farblosen Pyroxens vorhanden, der gewöhnlich einen durch Rutilausscheidung stark getrübbten Kern besitzt. Diese Porphyroblasten zeigen – wie der feinkörnige Pyroxen – die optischen Eigenschaften von Omphazit ($c/n_y = 42^\circ$, $2 V_\alpha = 72^\circ$; Mittel aus 15 Messungen). Bemerkenswert sind einzelne idiomorphe Pseudomorphosen nach Olivin, die als Einschlüsse in den grossen Omphazitkristallen auftreten und aus einem farblos-gelben Mineral (Phlogopit?), aus (?) Chlorit und Epidot (am Rand) bestehen.

Die Omphazite sind randlich und entlang den Spalttrissen in das erwähnte feindiablastische Gefüge von Hornblende und Albit umgewandelt. Die gleiche Umwandlung zeigt auch der nur selten beobachtete Glaukophan. Hingegen ist der Granat randlich in eine radialstrahlige angeordnete, intensiv gelb-grün pleochroitische Hornblende, in Pistazit und Erz umgewandelt.

Im übrigen führen diese Gesteine die üblichen Akzessorien: Rutil (mit Leukoxenrand), Erz, Pyrit und Apatit.

Die meist dunkelgrünen, feinkörnigen Amphibolitlagen sind aus Eklogiten hervorgegangen; sie entsprechen stärker umgewandelten und in der Regel auch stärker durchbewegten melanokraten Lagen im ehemaligen Gabbro.

Was bedeutet diese Bänderung nun in genetischer Beziehung?

Sicher ist, dass der Wechsel basischer und feldspatreicher Lagen nicht auf Metamorphose und Durchbewegung zurückgeführt werden kann. Diese haben lediglich einen Schleier über einen schon primärmagmatisch differenzierten Komplex gelegt.

Analogien finden sich im Bändergabbro der Skaergard-Intrusion oder – in ganz grossem Stil – im Bushveld- und im Stillwater-Komplex. Die Bänderung wird hier auf die Kumulierung von Kristallfraktionen durch die Schwerkraft zurückgeführt. In den beschriebenen Gabbros der Ophiolithe hält die Bänderung nur auf kurze Distanz an, die Kumulierung war vermutlich von starker Turbulenz begleitet und unterbrochen. Jedenfalls kann hier nur eine detaillierte Analyse, die von den durch die metamorphe Überprägung hervorgerufenen Erscheinungen zu abstrahieren versucht, Licht in den ursprünglichen Aufbau und damit auch in die Mechanik dieser Gabbrointrusionen bringen.

Flasergabbro

Diese Bezeichnung ist nicht ganz korrekt, denn es handelt sich keineswegs um «flaserige Gabbros», sondern um metamorphe Gesteine gabbroider Herkunft, die durch Deformation eine flaserige Textur erhalten haben. In bezug auf ihre Zusammensetzung kann man die meisten als «Saussurit»-Uralitgabbros bezeichnen, wenn man den Begriff «Saussurit» auch auf ein relativ grobkristallines Gemenge von Albit, Zoisit oder Epidot und Hellglimmer ausdehnen will. Jedenfalls sind die von Augit und von Plagioklas herrührenden Anteile auch bei starker Verschiebung und Auswalzung noch erkennbar, und es ist gerade der Kontrast zwischen den graugrünen uralitischen Schlieren und Lagen und den hellen, aus Albit und Zoisit bestehenden, der für die Flasergabbros typisch ist und sie leicht kenntlich macht. In den Knoten der an- und abschwellenden Uralitlagen findet man nicht selten Relikte von völlig uralitischem Pyroxen, manchmal auch noch Reste von Smaragdit oder Diallag, da und dort von Granat begleitet. Anstelle von Aktinolith kann auch Glaukophan treten. Der ursprüngliche Plagioklasanteil ist zu einem weissen Gemenge von Zoisit, Albit und Hellglimmer ausgewalzt. Der Glimmeranteil – Paragonit und Muskowit – ist gewöhnlich gering, doch können lagenweise eigentliche Zoisit-Glimmerschiefer entstehen. Für die Flasergabbros ist Fuchsit geradezu ein Indikator; dieser leuchtendgrüne Chromglimmer ist gewöhnlich am Rande der Uralitschlieren zu finden. Weniger auffallend ist der selten fehlende Klinochlor.

Das eben Beschriebene trifft für die sehr verbreiteten leuko- bis mesokraten Gabbros zu. Die selteneren melanokraten haben gewisse Eigentümlichkeiten, die ihre Diagnose erschweren. Einmal wird bei diesen der Zoisit durch Epidot ersetzt, und dann werden die helleren Schlieren von Hornblenden um so mehr überwuchert, je geringer der ursprüngliche Plagioklasanteil war. Diese Durchmischung ist zum Teil eine Folge der Durchbewegung. Durch sie wird der Gegensatz von Hell und Dunkel, der für die meisten Flasergabbros

so charakteristisch ist, verwischt oder ganz aufgehoben. Aus dem melanokraten Gabbro entsteht ein mehr oder weniger homogener Epidot- oder Granat-Amphibolit, der von ähnlichen, eklogitogenen Amphiboliten nur schwer zu trennen ist.

Aber davon abgesehen, wird der ursprünglich schon heterogene Charakter der Gabbros durch die Metamorphose noch gesteigert, indem Albit, Zoisit und Epidot, auch Glimmer und Chlorit, in getrennten Schlieren und Zeilen sich anreichern. Das häufigste Produkt dieser metamorphen Differentiation sind schöne, ovardische Prasinite mit rundlichen Albitxenoblasten von Zentimeter-Durchmesser. Sie sind vor allem das Kristallisationsprodukt stark durchbewegter Gabbropartien. Hier sind sämtliche reliktschen Komponenten und Strukturen durch neugebildete ersetzt. Aus dem gabbroiden Material entstehen durch diese Prozesse ganz verschiedene Gesteine:

Zoisit-Aktinolithschiefer	Zoisit-Fuchsite
Prasinite, Ovardite	Epidot-Amphibolite
Zoisit-Glimmerschiefer	Granat-Amphibolite.

In unserm Gebiet ist das schönste Beispiel eines solchen Flasergabbros derjenige von Winkelmatte bei Zermatt.

Die mineralogische Zusammensetzung der Flasergabbros ist ziemlich eintönig. Hauptgemengteile sind: Albit, Zoisit und Epidot (Klinozoisit und Pistazit), Aktinolith. Neben oder anstelle von Aktinolith tritt – besonders in eisenreichen Gesteinen – eine blaugrüne Hornblende, seltener auch Glaukophan. Klinochlor ist ein konstanter Nebengemengteil, auch Hellglimmer (Paragonit, Muskowit und Fuchsite) ist in der Regel vorhanden. Erz, Rutil und Titanit fehlen nie, während Granat, Biotit, Phlogopit und Karbonat nur sparsam anzutreffen sind. Daneben finden sich ab und zu auch noch Relikte von Diallag, Diopsid oder Omphazit und der aus Omphazit gebildeten Diablastik.

Albit bildet (wie bei den Prasiniten) rundliche, z. T. in s abgeflachte Xenoblasten; sie sind oft nach aussen gebuchtet und im Schnitt rosettenförmig. Meistens sind sie mit Einschlüssen von Zoisit oder Epidot und Aktinolith gefüllt, nicht selten derart, dass die Albitsubstanz nur wie ein helles Netz hindurchschimmert. Die Einschlüsse sind korrodiert. Unter den Mineralien der Epidotgruppe dominiert gewöhnlich *Zoisit*; er bildet oft Aggregate feinkörniger Kristalle (Saussuritrelikte), häufig aber auch grobe Stengel.

Epidot umwächst auch hier manchmal einen Zoisitkern oder entwickelt sich am Rande der Zoisitaggregate im Kontakt mit Uralit. Es kommt auch etwa vor, dass Zoisit nur als Einschluss in Albit auftritt, während der gesamte Epidot in der Matrix steckt.

Die Herkunft des *Aktinoliths* aus Uralit lässt sich gewöhnlich noch bei sehr weit fortgeschrittener Umkristallisation feststellen; die faserförmigen Kristalle bilden oft noch zusammenhängende Bündel oder sind dort, wo die Auflösung weiter fortgeschritten ist, noch parallel orientiert. Derartige «Relikte» können im Albit «eingefroren» sein; ihre feinen Nadeln kontrastieren mit groben Stengeln von Aktinolith, die sich überall frei bilden können. Analoges gilt auch für die blaugrüne Hornblende oder für den Glaukophan, die anstelle des Aktinoliths treten können.

Hellglimmer bildet kleine Schuppen, kann aber auch grobblättrig werden. Beides gilt für Muskowit und Paragonit, ebenso für Fuchsite, der i. M. meist eine sehr schwache Grünfärbung zeigt, selten und nur in einzelnen Flecken aber auch intensive Farben (gelblich-smaragdgrün) aufweist.

Der blassgrüne oder farblose *Klinochlor* ist ein häufiger Bestandteil des Uralites und bildet sich – wenigstens teilweise – auf Kosten von Aktinolith. Im übrigen zeigt er gleiches Verhalten und analoge Eigenschaften wie in den Prasiniten. Er ist auch hier oft nachalbitisch noch kristallisiert.

Biotit und *Phlogopit* habe ich nur als winzige Schuppen angetroffen. Makroskopisch habe ich sie nie wahrnehmen können.

Eklogite – Glaukophanschiefer – Amphibolite – Prasinite

Eklogite

Im vorhergehenden Abschnitt über die gabbroiden Intrusiva sind wir immer wieder auf Gesteine eklogitischer Zusammensetzung gestossen, die sich aus Lagen, Schlieren oder Gängen gebildet haben. Andere

Eklogite sind aus ehemaligen, gabbroiden Gängen in Serpentinitten hervorgegangen; sie führen meistens Chloromelanit anstelle von Omphazit. Schliesslich sei noch bemerkt, dass an manchen Stellen gebänderte Eklogite zu finden sind, die vielleicht von Sedimenten abgeleitet werden müssen. Den grössten Anteil an eklogitischen Bildungen aber haben die ursprünglich feinkörnigen Effusiva; an den Pillowstrukturen lässt sich das am besten zeigen.

Eklogite im strengen Sinne des Wortes, als bimineralische Paragenesen von *Omphazit* (oder Chloromelanit) und *Granat*, sind allerdings nicht häufig (Photo 33 auf Taf. XII). Fast immer führen sie einige Vol.-% *Glaukophan*, aktinolithische oder blaugrüne (barroisitische) Hornblende, diese meist als Bestandteil einer sekundär aus Omphazit und Glaukophan entstandenen mikrodiablastischen Verwachsung mit *Albit* (Photos auf Taf. XII). Muskowit und (oder) Paragonit, Karbonat (Ankerit, Breunerit und Calcit) sowie ein oder zwei Minerale der Zoisit-Epidot-Gruppe (Zoisit, Klinozoisit, Pistazit) fehlen ebenfalls selten und können flecken- oder schlierenartig stark angereichert sein, während Quarz, Chlorit, Biotit, Rutil, Titanit, Erz (Magnetit, Ilmenit, Hämatit, Pyrit), Apatit und Turmalin entweder nur in bescheidenen Mengen (meist < 5%) vorhanden sind oder auch ganz fehlen können. Ein paragenetisch sehr interessantes und seltenes Gestein aus Omphazit und Chloritoid zeigt Photo 38 auf Taf. XIII.

Wir rechnen zu den Eklogiten diejenigen Gesteine, bei welchen die Summe von Granat und Omphazit (oder Chloromelanit) 50 Vol.-% übersteigt. Dazu wäre die aus Omphazit entstandene Diablastik von Hornblende und Albit zu rechnen, die selten fehlt, deren Anteil aber sehr schwankt. Die übrigen Komponenten werden bei der Namengebung nur berücksichtigt, wenn ihr Anteil 10 Vol.-% übersteigt. Sehr häufig sind z. B. glaukophanführende Eklogite.

Die folgende Tabelle gibt eine quantitative Schätzung des Mineralbestandes von Eklogiten der Zone von Zermatt-Saas und aus anderen Gebieten der Westalpen. Beispiele granatarmer oder -freier, extrem pyroxenreicher Gesteine werden in einem nachfolgenden Kapitel beschrieben.

Tabelle 3: Mineralbestand von Eklogiten

Nr.	Gr	Omph	Di+Hb	Glp	Zo+Ep	Glh	Qu	Karb	Ru+Erz	Ort
PVB 544	10	80	< 5	—	—	< 5	—	—	< 5	A. Pilaz, Valtournanche
PB 1326	30	60	10	—	—	—	—	—	—	Täschental, in Gabbro
PB 1323	10	65	10	10	5	< 5	—	5	—	Täschental, Moräne
Am 2	10	55	10	< 5	5	10	—	< 5	< 5	Allalinmoräne, Saastal
Am 3	10	45	15	—	5	20	5	—	—	
Am 1	15	45	15	10	< 5	—	—	< 5	Qu Ms Ap	
PB 1842	20	45	—	25	—	8	—	< 5	—	Weg Fluhalp-Pfulwe
PVB 252	20	40	10	20	10	—	—	—	—	d'Avore, Valtournanche
PVB 537	50	40	—	—	—	—	—	10	—	Palu-Etival, Valtournanche
PB 494	15	35	10	20	15	—	—	5	—	Pfulwe, Findelengletscher
PVB 91	40	50	—	5	×	×	—	—	5	Mocchie, Val Susa
PVB 94	40	40	—	5	< 5	—	—	—	10	Mocchie, Val Susa
PVB 485	45	45	—	—	—	5	—	—	5	Lago Chiaretto, Viso

Gr = Granat

Omph = Omphazit

Di = Diablastik

Hb = Hornblende

Glp = Glaukophan

Zo = Zoisit

Ep = Epidot

Glh = Hellglimmer

Qu = Quarz

Karb = Karbonat

Ru = Rutil

Ms = Muskowit

Ap = Apatit

Die Proben PVB 91, 252 und 544 stammen aus grösseren Eklogit-Glaukophan-Komplexen, ebenso PB 494 und 1842, die beide aus der pillowführenden Zone der Pfulwe kommen. Die als Gänge in Gabbro auftretenden Eklogite sind durch PVB 91 und PB 1326 vertreten. PVB 485 findet sich als Teil einer schlierigen, «Jadeit» führenden tektonischen Quetschzone zusammen mit Serpentin-, Talkschiefer und Gabbro.

PVB 537 ist ein Einschluss in Kalkglimmerschiefer (Rollkörper?). Diese Auswahl zeigt also schon, wie verschieden das Ausgangsmaterial der Eklogite war.

Die folgende Tabelle gibt die Resultate der chemischen Analyse von zwei Eklogiten wieder. Andere Analysen eklogitogener Gesteine finden sich in Tab. 7, S. 75a.

	PB 1323	PB 494
SiO ₂	47,9 Gew.-%	5,18 Gew.-%
Al ₂ O ₃	15,1 »	15,9 »
Fe ₂ O ₃	2,6 »	3,4 »
FeO	5,3 »	6,1 »
MnO	0,1 »	0,2 »
MgO	6,0 »	5,1 »
CaO	12,6 »	8,2 »
Na ₂ O	4,9 »	5,5 »
K ₂ O	0,3 »	0,3 »
TiO ₂	1,5 »	2,1 »
P ₂ O ₅	0,3 »	0,5 »
H ₂ O ⁺	2,9 »	1,1 »
CO ₂	0,2 »	— »
S	— »	0,4 »
	99,7 Gew.-%	100,6 Gew.-%
	— O für S	0,1 »
		100,5 Gew.-%

PB 1323 Glaukophanführender Eklogit. *Täschtal, Moräne Hubiltini*. Granat 10, Omphazit 65, Glaukophan und Diablastik 10, Epidot 5, Hellglimmer und Karbonat < 5 Vol.-%. Albit, Rutil, Titanit und Erz bilden die Übergemengteile.

PB 494 Epidot- und glaukophanführender Eklogit. *Pfulwe, E Spitze Fluh*. Granat 15, Omphazit 35, Glaukophan 20, Diablastik 10, Epidot 15, Karbonat 5 Vol.-%. Quarz, Hellglimmer, Chlorit, Erz, Pyrit, Rutil und Titanit.

Omphazitite (Chloromelanitite)

Sie sind in der älteren Literatur als Jadeitite (FRANCHI) bezeichnet worden, was aber wohl nur z. T. berechtigt ist. Diese praktisch monomineralischen Gesteine sind nur sporadisch und nur in kleineren Massen zu finden, und zwar meistens als Linsen, Lagen oder Schlieren in Eklogiten, eklogitogenen Glaukophangesteinen und Amphiboliten, als sekretionäre Bildungen in Zerrklüften von Eklogiten, als Einschlüsse in Granatglimmerschiefer und – zusammen mit Eklogiten – auch in Kalkglimmerschiefern. Sie sind als extrem granat- und glaukophanarme Glieder der Eklogitreihe zu betrachten.

Im allgemeinen sind es feinkörnige Gesteine, doch kann die Korngrösse im selben Schliff stark variieren. Grössere Körner entsprechen oft Pseudomorphosen nach Augit (siehe S. 82). Grobstengelig (bis 1 cm) sind z. T. auch die auf S. 83 erwähnten sekretionären Zerrklüftfüllungen von Omphazit.

Die übrigen Omphazitite zeigen oft eine sehr charakteristische Tendenz zu radialer Anordnung der Omphazitstengel (siehe Photo 34 auf Taf. XII). Randliche Umwandlung in Hornblende-Albit-Diablastik wie bei den Eklogiten. Auch die Nebengemengteile Glaukophan (sehr selten), blaugrüne Hornblende, Epidot, Albit, Karbonat, Rutil, Erz (Pyrit, Magnetit), Apatit sind dieselben.

SiO ₂	52,82 Gew.-%
Al ₂ O ₃	11,11 »
Fe ₂ O ₃	3,06 »
FeO	4,24 »
MnO	Spur
MgO	8,01 »
CaO	14,80 »
Na ₂ O	4,24 »
K ₂ O	0,19 »
TiO ₂	0,31 »
P ₂ O ₅	0,58 »
H ₂ O ⁺	0,36 »
H ₂ O ⁻	0,04 »
CO ₂	0,21 »
	99,97 Gew.-%

Analyse PB 806

Lago di Cignana, Valtournanche

Das Gestein PB 806 bildet einen Einschluss (Phakoid?) in Granat-Muskowitschiefer. Es besteht zu 95 Vol.-% aus Omphazit, wovon ein Teil randlich in Hornblende-Albit-Diablastik umgewandelt ist. Im übrigen sind noch 4% Apatit und kleine Mengen Karbonat, Erz, Rutil, Klinozoisit und Granat vorhanden.

Die aus der Analyse errechnete Zusammensetzung des Omphazits findet sich auf S. 82.

Die eklogitogenen, glaukophanführenden Amphibolite

Die Mineralien sind die gleichen, die wir bei den Eklogiten schon genannt haben, nur gewinnen hier Glaukophan, Hornblende und Albit – diese beiden z.T. noch in mikrodiablastischer Verwachsung – eine grössere Bedeutung. Die eklogitischen Komponenten (Omphazit und Granat) sind nur mehr als Relikt vorhanden, Omphazit meist in Schlieren und Flecken konzentriert und von Diablastik umgeben. Der Granat ist z.T. stark umgewandelt und durch Chlorit, Biotit und Epidot oder auch durch Hornblende und Epidot ersetzt. Rutil wird z.T. durch Titanit verdrängt. Gegenüber den Eklogiten ist vielleicht auch eine Zunahme von Epidot zu verzeichnen.

Gesteine dieser Gruppe zeigen alle Übergänge zu den Eklogiten. So könnte das Gestein PVB 73 der folgenden Tabelle mit seinen 50% Granat + Omphazit ebensogut zu den Eklogiten gestellt werden. Aus Eklogiten sind sie alle hervorgegangen. Eine etwas weitergehende Entwicklung führt zu Granat-Amphiboliten (ohne Omphazit und Glaukophan) und schliesslich zu chloritführenden Epidot-Albit-Amphiboliten, wie sie das Gestein PB 234 repräsentiert. Diese Probe stammt aus dem schönen Aufschluss am Weg Zermatt-Heuten. PB 234A entspricht einem andern Teil des gleichen Aufschlusses. Die Zusammensetzung von 4 Proben dieses Gesteins variiert innerhalb folgender Grenzen (in Vol.-%): Granat 2–30, Omphazit 2–20, Glaukophan oder blaugrüne Hornblende 44–72, Epidot 1–15. Es gibt rein eklogitische neben amphibolitischen Partien und natürlich alle Übergänge, schlierenartig miteinander verwoben. Das ist typisch für diese eklogitischen Komplexe.

Tabelle 4: *Analysen einiger eklogitogener, glaukophanführender Amphibolite (Gew.-%)*

	PVB 73	PB 234 A	PB 234	PB 1534	PVB 90
SiO ₂	46,8	47,0	50,45	46,2	47,6
Al ₂ O ₃	11,0	13,1	13,92	15,2	11,4
Fe ₂ O ₃	3,0	2,8	3,84	9,8	4,5
FeO	14,4	12,8	5,43	5,2	13,5
MnO	0,3	0,2	0,13	0,2	0,2
MgO	6,6	6,3	5,85	6,4	6,0
CaO	8,2	7,9	9,23	9,3	7,8
Na ₂ O	3,4	3,9	5,72	2,8	3,2
K ₂ O	0,2	0,3	0,20	0,4	0,3
TiO ₂	3,7	4,3	3,01	4,0	3,2
P ₂ O ₅	0,1	0,1	0,01	0,1	—
H ₂ O ⁺	1,8	1,6	2,22	0,6	1,7
H ₂ O ⁻	—	—	0,01	—	—
CO ₂	—	—	—	0,2	0,2
	99,5	100,3	100,02	100,4	99,6

PVB 73 *Eklogit-Amphibolit* aus schlierigem Eklogit WNW Vara inf. (Ligurische Alpen), führt als Hauptgemengteile Granat 20, Chloromelanit 30, Glaukophan und Hornblende 40, Rutil und Erz 10 Vol.-%. Daneben wenig Karbonat, Albit, Apatit, Chlorit, Zoisit und Epidot, Titanit. Das Gestein zeigt sehr schön den Übergang eklogitischer in amphibolitische Fazies. Die typisch eklogitische Struktur ist schlieren- und fleckenweise noch vollkommen erhalten. Sie wird von heteroblastischem, grasgrün-gelb pleochroitischem Chloromelanit gebildet. Grosse Kristalle dieses Pyroxens und idiomorpher roter Granat sind eingebettet in ein Gefüge von mikrokristallinem Chloromelanit. Vereinzelt sind dabei auch idiomorphe Glaukophankristalle eingestreut; sie sind scharf begrenzt scheinbar im Gleichgewicht mit Pyroxen. Daneben gibt es Partien, in denen die Umwandlung des Pyroxens in Glaukophan und in blaugrüne Hornblende dominiert. Epidot (mit Zoisitkern) ist in Flecken konzentriert, Rutil und Erz in Schlieren.

PB 234 A *Omphazit und glaukophanführender Granat-Amphibolit*. Wie PB 234 aus schlierigem eklogitisch-amphibolitischen Komplex, am Wege Zermatt-Heuten. Zeigt alternierend omphazitreiche und glaukophanreiche Partien. Omphazit z.T. in Diablastik umgewandelt, Glaukophan als grosse Porphyroblasten und feinkörnig, z.T. in blaugrüne Hornblende übergehend. Granat, Omphazit und Glaukophanporphyroblasten gehören einer älteren Generation mit relativ grobem Korn an (1–3 mm), während Albit, Hornblende und Epidot als feinkörnige Neubildungen zu betrachten sind. Rutil und Erz (+ Titanit) bilden Schlieren.

- PB 234** *Epidot-Albit-Amphibolit*. Gleicher Fundort wie PB 234 A, mit diesem und mit überwiegend eklogitischen Partien vermischt. Relikte von Omphazit und Glaukophan, beide in mikrodiablastisches Gefüge von Hornblende und Albit umgewandelt. Granat z. T. umgebildet in Chlorit und Erz, führt Einschlüsse von Epidot, Titanit, Glaukophan und Hornblende. Hauptgemengteile sind blaugrüne Hornblende und Albit. Beide entwickeln sich aus der nach aussen gröber werdenden Diablastik, das Gemenge nimmt dabei Paralleltexur an. Kleinkörniger Epidot in monomineralischen Schlieren; Rutil, Titanit und Erz in Flecken und Schlieren.
- PB 1534** *Glaukophanführender Granat-Amphibolit*. Basischer Gang in Gabbro, E Mellichen im Täschthal (siehe S. 49). Relikte von Omphazit und Glaukophan, vor allem im Granat noch erhalten; Granat z. T. umgewandelt. Die Umwandlungsprodukte (Chlorit, Biotit und Epidot oder Hornblende und Epidot) zeigen konzentrisch-schaligen Aufbau und sind in einem Ring von Albit eingebettet. Poikilitisch durchwachsene grosse Kristalle von Albit und blaugrüner Hornblende, z. T. mit Glaukophankern, bilden etwa die Hälfte des Gesteins. Rutil, Titanit und Erz.
- PVB 90** *Glaukophanführender Granat-Amphibolit*. Basischer Gang in Gabbro, wie PB 1534. Mocchie, Val Susa (Piemont). Vorherrschend ist hier blaugrün-gelb pleochroitische Hornblende, entweder einen Kern aus Glaukophan oder aus Hornblende-Albit-Diablastik umwachsene. Kleinkörniger, xenoblastischer Granat. Flecken von Albit-poikiloblasten. Wenig Epidot, Chlorit, Erz und Rutil, dieser z. T. mit Leukoxenrand.

Glaukophanschiefer (siehe dazu Tafel XIII und das Kapitel «Glaukophan» S. 90)

Gesteine, in denen Glaukophan mehr als die Hälfte ausmacht, sind ebenso selten wie die Eklogite, und reine Glaukophanite kann man als Rarität bezeichnen. Die Glaukophanschiefer sind in der Regel mit Granat-Amphiboliten und Eklogiten innig vermischt. Es ist gar nicht selten, dass die eine Hälfte eines Dünnschliffes durch einen Eklogit, die andere durch einen Glaukophanschiefer gebildet wird (Photo 35 auf Taf. XII). Grössere homogene Massen eines reinen Glaukophangesteines sind mir nicht bekannt.

Ich unterscheide zwei Gruppen Glaukophanschiefer, chloritoidführende und chloritoidfreie.

In beiden ist Glaukophan Hauptgemengteil. Relikte von Omphazit sind in beiden Gruppen festgestellt worden; sie sind gewöhnlich von Diablastik umgeben. Was die übrigen Gemengteile, wie Granat, Hornblende, Zoisit und Epidot, Chlorit, Hellglimmer, Biotit, Albit, Quarz, Karbonat, Rutil, Titanit, Erz und Apatit, betrifft, so gilt das, was schon bei den Eklogiten und den eklogitogenen Amphiboliten erwähnt worden ist.

Chloritoidführende (Granat-) Glaukophanschiefer sind in vielen Teilen der Westalpen zu finden. Ausserhalb der Zone von Zermatt-Saas Fee kenne ich sie von mehreren Stellen im Aostatal, aus dem Val St-Marcel, vom Val Clavalité, aus Blöcken am Wege von Traversière nach Pian Fey und vom Pian della Mussa. In allen diesen Fällen bildet der Chloritoid schwarze, stark glänzende und bis 1 cm grosse Porphyroblasten. Sonst unterscheiden sich diese Gesteine mineralparagenetisch nicht von den übrigen Glaukophangesteinen, von einer Ausnahme abgesehen. Die Glaukophangesteine aus dem Val St-Marcel und Val Clavalité führen auch noch Talk. Sie bilden damit das Analogon zu der auf S. 54 erwähnten chloritoidführenden Granat-Talk-Omphazit-Paragenese. Diese Verknüpfung von Talk und Chloritoid mit Omphazit oder Glaukophan entspricht einem Mg-(Olivin-?)reichen Ausgangsmaterial.

Die folgenden zwei Analysen betreffen Vertreter der chloritoid- (und talk-)freien Gruppe. Die darunter folgende Beschreibung darf als repräsentativ für diese Gesteine betrachtet werden.

	<i>PB 485</i>	<i>PVB 144</i>
SiO ₂	52,8 Gew.-%	49,3 Gew.-%
Al ₂ O ₃	15,3 »	15,5 »
Fe ₂ O ₃	6,5 »	1,7 »
FeO	3,4 »	11,1 »
MnO	0,3 »	0,3 »
MgO	9,7 »	7,1 »
CaO	1,8 »	5,6 »
Na ₂ O	6,1 »	3,8 »
K ₂ O	0,1 »	0,3 »
TiO ₂	2,2 »	2,7 »
P ₂ O ₅	0,3 »	0,1 »
H ₂ O ⁺	2,1 »	2,6 »
	100,6 Gew.-%	100,1 Gew.-%

- PB 485** *Granat-Glaukophanschiefer*. Moräne Hubiltini, Täschthal. Glaukophan (Gastaldit) 60, Granat 20, Hellglimmer ~ 10, Epidot 15 Vol.-%. Rutil, Erz und Titanit. Der Gastaldit ist randlich in blaugrüne Hornblende oder in Diablastik umgewandelt. Auch der Granat ist am Rande von sekundären Bildungen, vor allem von Chlorit begleitet. Er führt

Einschlüsse von Rutil, Epidot, Glaukophan, Quarz und Chloritoid, wobei die zwei letzten nur als Einschlüsse auftreten. Der Einschlussglaukophan zeigt stärkere Absorptionsfarben als der Gastalbit. Rutil bildet ausser im Granat auch noch Einschlüsse im Glaukophan; ausserhalb derselben findet man nur Titanit.

PVB 144 *Chlorit- und epidotführender Granat-Glaukophanschiefer*. Kupfermine Aquaverde, Val St. Marcel, Aosta. Idiomorphe Kristalle von Granat (25), randlich z. T. in Chlorit umgewandelt, in einer feinkörnigen Grundmasse von Gastalbit (55) und kleinkörnigem Klinozoisit. Einschlüsse im Granat: Epidot, Hellglimmer, Glaukophan, Rutil und Quarz. Albit sporadisch, hauptsächlich um Granat.

(Zoisit-)Epidot-Amphibolite

Diese Gesteine sind weit verbreitet und teils mit Eklogiten oder Glaukophanschiefern, vor allem aber mit Prasiniten assoziiert (Egginer und Mittaghorn, Schwärze, Riffelalp u. a.). Von einer scharf abgrenzbaren Gesteinsgruppe kann auch da keine Rede sein. Reliktischer Granat, Omphazit und Glaukophan, fleckenförmige Einschlüsse von Diablastik lassen auch hier noch manchmal den genetischen Zusammenhang mit Eklogiten erkennen.

Hauptgemengteil ist eine stengelige graugrüne Hornblende, die mit den auf S. 89 beschriebenen übereinstimmt. Sie schliesst manchmal Kerne von fast farblosem Gastalbit, bisweilen auch Diablastik, ein.

Epidot ist fleckenförmig oder schlierig verteilt; nicht selten sind fast reine Epidotlagen. Sowohl Zoisit (α und β) als auch Klinozoisit und Epidot (zonar) sind vertreten, oft im selben Schliff. Zoisit bildet dann den fast isotropen Kern der Klinozoisit- oder Epidotkristalle, aber auch grössere, grau polarisierende Stengel, scheinbar im Gleichgewicht mit Epidot.

Granat fehlt selten ganz, ist aber makroskopisch oft nicht wahrnehmbar. Er ist in der Regel sehr reich an Einschlüssen, vor allem von Epidot und Titanit, selten auch von Glaukophan. In gewissen Amphiboliten sind die Granatrelikte von einem intensiv grünen Hornblendekranz umgeben, in andern von Chlorit und Epidot (Photo 40 auf Taf. XIV). Skelettartige Relikte, z. T. auch eingewachsen in Albit.

Albit, Hellglimmer und Chlorit können in Flecken konzentriert sein und partienweise eine mehr oder weniger grosse Rolle spielen. Titanit ist weitaus häufiger als Rutil. Übergemengteile: Magnetit, Hämatit, Limonit.

Analysen von Amphiboliten

	PB 466	O 42
SiO ₂	47,77 Gew.-%	46,34 Gew.-%
Al ₂ O ₃	22,12 »	17,40 »
Fe ₂ O ₃	2,64 »	2,44 »
FeO	4,91 »	6,91 »
MnO	0,18 »	0,13 »
MgO	3,97 »	7,30 »
CaO	11,74 »	11,57 »
Na ₂ O	2,26 »	3,54 »
K ₂ O	0,45 »	0,10 »
TiO ₂	2,09 »	2,39 »
P ₂ O ₅	0,15 »	0,08 »
H ₂ O ⁺	2,05 »	2,21 »
H ₂ O ⁻	0,05 »	0,02 »
CO ₂	Spuren	—
	100,38 Gew.-%	100,43 Gew.-%

PB 466 *Albitführender Zoisit-Amphibolit*, anstehend W von P. 1822 bei Furri (Zermatt), besteht zu 50 % aus Hornblende (n_{α} blassgelb, n_{β} schmutziggrün, n_{γ} blaugrün; $c/n_{\gamma} = 15$ [12–19], $2V_{\alpha} = 74$ [66–82]). Etwa 30 % Klinozoisit mit Zoisitkern, 15 % Albitxenoblasten, einschlussreich. Einzelne Relikte von Granat, reich an Rutil, wenig Hellglimmer, Klinochlor, Erz, Limonit, Titanit.

O 42 *Granatführender Epidot-Amphibolit*. Egginer (Saastal, anstehend). 45 % blaugrüne Hornblende (wie oben), 45 % Epidot, zonar, mit Zoisitkern, 5 % Granat. Der Rest besteht aus Klinochlor, Albit, einzelnen Hellglimmerschuppen, Erz und Titanit.

Prasinite ¹⁾

Ich bezeichne in Übereinstimmung mit NOVARESE (1895) als Prasinite alle Gesteine, die neben Albit als wesentlichen Gemengteil noch einen oder mehrere der folgenden Mineralien enthalten: blaugüne oder aktinolithische Hornblende, Chlorit, Epidot (Zoisit, Klinozoisit oder Pistazit). Wenn eine dieser Komponenten dominiert, so wird sie in der Bezeichnung hervorgehoben, z. B. Hornblende-Prasinit oder Epidot-Prasinit. Eine besondere Gruppe bilden die Ovardite, die zur Hauptsache aus Albit und Chlorit bestehen, wobei der Albit gewöhnlich grosse, runde, in seltenen Fällen auch idiomorphe Porphyroblasten in einer hellgrauen bis dunkelgrünen, im Bruch oft seidenglänzenden Matrix bildet (Photos auf den Taf. XIV und XV).

Ausser den genannten Mineralien führen die Prasinite noch kleinere Mengen Titanit (nicht selten mit einem Kern von Rutil oder Ilmenit), Erz (Magnetit, Hämatit, Limonit und Pyrit) und Apatit (selten). Hellglimmer und Biotit sind oft vorhanden, ebenso Karbonat. Manchmal verraten Relikte von Omphazit, Glaukophan, Uralit oder Diablastik die eklogitische oder gabbroide Herkunft des Gesteines.

Die folgende Zusammenstellung gibt Auskunft über den Chemismus und die mineralogische Zusammensetzung einiger Prasinite.

Tabelle 5: Analysen prasinitischer Gesteine (Gew.-%)

	F 8	O 46	PB 1291	A 36	PB 439
SiO ₂	51,0	50,93	50,0	50,0	49,2
Al ₂ O ₃	15,5	14,51	16,1	14,8	17,0
Fe ₂ O ₃	4,0	3,27	2,5	2,4	1,1
FeO	5,4	6,42	7,6	7,0	7,0
MnO	0,1	0,13	0,2	0,1	0,2
MgO	6,2	5,10	5,3	7,4	9,3
CaO	8,1	8,94	8,7	8,3	4,9
Na ₂ O	5,3	4,25	5,0	4,5	4,9
K ₂ O	0,5	0,02	0,4	0,3	0,1
TiO ₂	1,3	2,52	2,1	1,5	1,5
P ₂ O ₅	0,3	0,07	0,5	0,2	0,1
H ₂ O tot.	2,1	4,16	2,0	2,6	4,5
CO ₂	—	—	—	0,9	—
S	0,1	—	—	0,1	—
	100,2	100,32	100,4	100,1	99,8

- F 8** *Epidot-Hornblendeprasinit* (eklogitogen ?), Felskopf P. 2990, E Eggnerjoch, Feegletscher. Diablastisches Gefüge von blaugrüner Hornblende und Albit. Epidot, Biotit und Chlorit bilden fleckenförmige Aggregate, entstanden aus Granat (Relikte). Biotit, farbloser Glimmer, Titanit und Rutil, Erz, Pyrit und Apatit. Modus in Vol.-%: Albit 45, Hornblende 30, Epidot 15, Chlorit < 10.
- O 46** *Hornblendeprasinit* aus der Gipfelpartie des Eggner (Saastal). Poikiloblasten von Albit (mit Einschlüssen von Hornblende, Epidot und Titanit) und Gruppen kleiner Albitkristalle in einem Grundgewebe von dunkelgrüner Hornblende, von Chlorit und Epidot. Wenig Titanit und Erz. Albit 28, Hornblende 52, Klinozoisit 17, Erz und Titanit 3 Vol.-%.
- PB 1291** *Granatführender Hornblendeprasinit* aus eklogitogenem, granatführendem Komplex; Felspartie N Melichen, Täschthal. Helle, z. T. rechteckig begrenzte Flecken von Albit und Klinozoisit mit wenig Hellglimmer in einer dunkelgrünen Hornblendematrix. Die hellen Flecken sind wahrscheinlich Pseudomorphosen nach Plagioklas. Der Granat (1 mm Ø) ist z. T. in Chlorit umgewandelt. Wenig Biotit, Titanit, Rutil, Erz, Pyrit und Apatit. Albit 45, Hornblende 30, Chlorit 5–10, Klinozoisit 10, Titanit+Erz+Rutil < 5 Vol.-%.
- A 36** *Hornblendeprasinit* vom Westgrat des Allalinhorns. In dunkelgrüner Grundmasse von Hornblende; Flecken von Chlorit, von Albit und Klinozoisit. Wenig Titanit, Erz und Calcit. Albit 40, blaugüne Hornblende 40, Klinozoisit 10, Chlorit 10 Vol.-%.
- PB 439** *Ovardit* von Schweifinen NW Zermatt. Bis 5 mm grosse, rundliche Poikiloblasten von Albit mit Hornblende-, Epidot- und Titaniteinschlüssen in einer graugrünen, seidenglänzenden Grundmasse von Chlorit (+ etwas Hornblende, Epidot und Titanit). Albit 35, Chlorit 44, blaugüne Hornblende 7, Epidot 9, Titanit+Erz+Apatit ~ 5 Vol.-%.

¹⁾ Siehe zu diesem Begriff DIEHL (1938).

Zur Entstehung der Prasinite. Die sehr grosse Verbreitung der Prasinite im ganzen Westalpenbogen und in allen metamorphen Zonen W vom Simplon hat verschiedene Ursachen. Einmal sind Ansätze prasinitischer Mineralbestände schon in den ursprünglichen magmatischen Paragenesen vorhanden, z. B. in den Diabasen und Spiliten. Diese bleiben bei der Metamorphose erhalten und können bis zur reliktfreien, rein prasinitischen Assoziation weiter entwickelt werden. Andererseits kann man immer wieder beobachten, wie im Laufe der Metamorphose Gabbros, Eklogite, Glaukophanschiefer und Amphibolite teilweise oder ganz in Prasinite übergehen. Diese erscheinen gewissermassen als das Ziel, auf das hin viele der metamorphen Prozesse in der Zone von Zermatt-Saas Fee gerichtet sind, analog wie unter anderen Bedingungen regional Amphibolite entstehen.

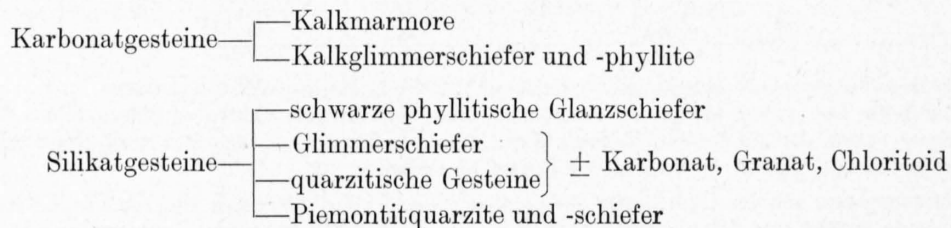
Der charakteristische Gemengteil aller Prasinite ist der Albit. Woher kommt nun das für die Bildung des Albits erforderliche Natron?

Wo der Albit durch Rekristallisation von Saussurit-Substanz entstanden ist, wie bei vielen Metagabbros, ist die Herkunft natürlich kein Problem. Ebenso wenig erscheint dies bei der Rekristallisation der Diablastik problematisch, geht doch die Diablastikbildung parallel mit dem Abbau von Omphazit oder von Glaukophan. Aber in vielen Amphiboliten und Prasiniten entwickelt sich der Albit in so grossen Mengen und offensichtlich auf Kosten der übrigen Gemengteile, dass man um die Annahme einer Substanzzu- und -wegfuhr nicht herumkommt. In den meisten Fällen dürfte diese Na-Zufuhr auf eine gesteinsinterne Verschiebung und subsequente, lokale Konzentration von Albitsubstanz zurückzuführen sein, also auf *metamorphe Differentiation*. Prasinite zeigen häufig eine feine Bänderung; albitreiche, hellere Lagen alternieren mit epidot- oder hornblendereichen, dunklen. Hier mögen interne, metasomatische Umsetzungen, die mit Stoffwanderungen im Zentimeter- oder Dezimeterbereich verknüpft sind, entscheidend gewesen sein, jedenfalls bilden sie für die meisten der oben beschriebenen Vorgänge, soweit diese mit einer Konzentration von Albitsubstanz verbunden sind, eine ausreichende Erklärung.

Dass daneben aber auch eine Wanderung von Albitsubstanz im grossen Stil und auf weitere Distanz erfolgt, wird auf S. 111 an einigen Beispielen gezeigt.

Petrographische Beschreibung der posttriadischen Sedimente

Als Basis für die petrographische Beschreibung der Bündnerschiefer dient folgende lithologische Gliederung:



Zwischen den verschiedenen Gruppen bestehen alle Übergänge. In einem Dreieck mit den Extremen quarzitischer, karbonatischer und toniger Gesteine fehlen bei den Bündnerschiefern die reinen Endglieder nahezu ganz, im übrigen sind aber fast alle Zusammensetzungen vertreten, wenn auch mit sehr verschiedenem Gewicht. Infolge ihrer grossen Streubreite im Chemismus stellen die Bündnerschiefer einen ausgezeichneten Gradmesser der alpinen Metamorphose dar.

Die Karbonatgesteine

Kalkmarmore und Kalkglimmerschiefer. Sie sind vor allem in der Theodul-Rothornzone und im Saaser Abschnitt der Gornergratzzone verbreitet. Eine scharfe Grenze besteht nicht, es gibt nur Unterschiede in der Struktur und im Mengenverhältnis Silikat-Karbonat. Bei den Marmoren sind Quarzkörner und Muskowitblättchen isoliert in einem Zement isometrischer Calcitkörner eingebettet; bei den silikatreicheren Kalkglimmerschiefern bilden sie Lagen und Zeilen, wobei die Glimmerlagen bei vielen als Gleithorizonte für

nachkristalline Bewegungen dienten. Kleinere Beimengungen von Albit (durch ein feines Pigment oft schwarz gefärbt), Zoisit (α - und β -), Epidot und Biotit sind meist auf die Glimmerlagen beschränkt. In Marmoren vom Mittaghorn und vom Hangendgletscher ist in s eingeregelter Tremolit gelegentlich festgestellt worden. Das häufigste Erz ist (z. T. limonitisierter) Pyrit.

Nachkristalline Deformation ist besonders bei diesen Gesteinen sehr verbreitet, ihre Bedeutung für die Gesamttektonik aber schwer abzuschätzen.

Über den Chemismus orientiert eine Arbeit von P. GOOSENS (1965).

Die silikatischen Gesteine

Die phyllitischen schwarzen Glanzschiefer (schistes lustrés s.s.) sind vor allem am Oberrothorn und in der «Oberen Zermatter Schuppenzone» verbreitet. Sie sind karbonatarm, sericit- und quarzreich, z. T. mit grossen, gedrehten Albitporphyroblasten, durch ein feines Pigment schwarz gefärbt. Neubildungen von wenig kleinschuppigem Biotit und pigmentreichem Titanit; Erz.

Glimmerschiefer bilden geringmächtige Einlagerungen in den Kalkglimmerschiefern (Mittaghorn, Felskopf P. 2990, Hangendgletscher, Strahlhorn-Süd, Triftji am Gornergletscher. In den italienischen Alpen fand ich analoge Gesteine, u. a. im Val St. Marcel, am Lago della Rossa oberhalb Balma, im Val di Ala, am Colle della Rossa (Cogne) und an der Gran Sometta). Auffallend häufig bilden Granat-Muskowitschiefer den Kontakt zwischen Kalkglimmerschiefer und Ophiolith, eine Beobachtung, die auch von CLAR & CORNELIUS (1939) in den Tauern gemacht wurde. Von den auf S. 140 ihrer Tauernarbeit erwähnten «Hellglimmerschiefern» finden sich sämtliche Typen auch im Wallis, ausgenommen die biotitreichen.

Reine *Quarz-Muskowitschiefer* sind selten und in der Regel an Muskowitquarzite gebunden. Meistens führen die Glimmerschiefer Karbonat, Albit, Granat oder Chloritoid.

Der Karbonatgehalt variiert, so dass Übergänge zu den Kalkglimmerschiefern bestehen können. Das vorherrschende Karbonat ist Calcit, man findet aber immer wieder Relikte einer älteren Generation, eines Karbonats mit höherem Relief, das von einem limonitischen Netzwerk durchzogen wird (Ankerit?). Siderit (aschgrau-blassgelb pleochroitisch) kenne ich nur als Einschluss in Granat.

Der Albit bildet die bekannten rundlichen Porphyroblasten, oft durch ein graphitoides Pigment schwarz gefärbt. Er ist an die Glimmerzüge gebunden. Dünne Lagen von Quarz-Muskowitschiefer in Kalkglimmerschiefer sind häufig albitisiert, vor allem im Kontakt mit Prasiniten (Strahlhorn-Süd, Gran Sometta).

Besonders häufig sind Einlagerungen von *Granat-Muskowitschiefern*. Der Granat bildet rötliche, bis zentimetergrosse, gedrehte Porphyroblasten, mit Einschlüssen von Karbonat, Epidot, Quarz, Titanit und schwarzem Pigment. Mehrere Wachstumsphasen lassen sich unterscheiden, z. T. auch Umwandlung in Chlorit, manchmal mit einem innern Biotitsaum. Übergemengteile: Chlorit, Zoisit – randlich von Epidot umwachsen –, Albit, Erz und Titanit.

Feinschuppiger Biotit findet sich in den meisten Muskowitschiefern als randliche Fortwachsung des Muskowites.

Ein durch seinen Reichtum an Turmalin einzig dastehender *Granat-Turmalin-Muskowitschiefer* (\pm Epidot und Albit) ist am «Hinter Allalin» anstehend. Er bildet dort den Saum eines ganz in Zoisit-Amphibolit eingebetteten, schmalen Marmorzuges. Das Gestein erscheint infolge seines hohen Turmalin-gehaltes schwarz. Der stark pleochroitische Turmalin (n_y graublau, im Kern schwarz; n_z blassgelb bis rosa) ist mit der Längsachse ($= n_x$) in s eingeregelt. Der Granat zeigt Einschlusswirbel mit Turmalin, Rutil (beide idiomorph), Calcit, Siderit, Epidot, Quarz und Chloritoid (vereinzelt und nur als Einschluss bekannt!), Biotit, Chlorit, Titanit, Hämatit und Apatit als Übergemengteile.

Die quarzitären Gesteine sind in den Bündnerschieferserien der ganzen Westalpen verbreitet. Ihre Mächtigkeit ist in der Regel gering, selten mehr als einige Meter. Meist alternieren sie in dezimeter- bis zentimeterdicken Lagen mit kalkigen Sedimenten.

Je nach Art und Bedeutung der Nebengemengteile haben wir folgende Gruppen unterschieden:

- Muskowitquarzite (\pm Granat, Chlorit, Karbonat)
- Granat-Muskowitquarzite (häufigster Typus)
- Albit-, chlorit- und granatführende Epidot-Muskowitquarzite
- Chloritoidführende Quarzite und assoziierte Chloritoidschiefer
- Piemontitquarzite und assoziierte Piemontitschiefer.

Von den Triasquarziten sind sie leicht durch ihre Beimengungen (Granat, Karbonat, Chloritoid usw.) und die meist fehlende Bänderung zu unterscheiden, ganz abgesehen natürlich von den Begleitgesteinen. Schwieriger mag in einzelnen Fällen die Trennung von gewissen karbonat- oder chloritoidführenden Muskowitquarziten der permotriadischen Serien werden, doch kenne ich selbst keinen einzigen Fall, wo sich diese Frage überhaupt stellen würde.

Die folgenden Bemerkungen beziehen sich auf alle oben erwähnten quarzitischen Gesteine, mit Ausnahme der Piemontitquarzite, die wir weiter unten separat besprechen.

Das Gefüge dieser Gesteine wird durch Quarz bestimmt. Die Quarzkörner sind verzahnt oder bilden ein Mosaik. Undulöse Auslöschung ist häufig, seltener sind Mörtelbildung und Lamination.

Die übrigen Gemengteile sind in Striemen, Lagen oder Knoten konzentriert, oft mit scharfer Grenze zu den nur wenig muskowit- oder granatführenden Quarzlagen. Granat, Chloritoid, Chlorit, Erz und Rutil, manchmal auch etwas Epidot, sind hauptsächlich auf die Glimmerzüge beschränkt. Diese oft sehr stark ausgeprägte Separation ist vermutlich auf metamorphe Differentiation zurückzuführen.

Mindestens zwei Arten Hellglimmer sind festgestellt worden. Sehr verbreitet ist ein blassgrüner, sehr schwach pleochroitischer, phengitischer Muskowit ($-2 V_{\alpha} \sim 0$) (siehe Analyse S. 96). Daneben auch Hellglimmer mit $-2 V \sim 45^{\circ}$ und als Pseudomorphose nach Chloritoid ein Hof aus Sericit, wahrscheinlich Paragonit. Selten ist feinschuppiger, olivgrüner Biotit.

Beim Granat können häufig zwei Generationen unterschieden werden, ein grobkörniger (bis 1 cm \varnothing), xenomorpher, oft skelettartiger, mit Einschlusswirbel, und ein feinkörniger, idiomorpher und einschlussarmer. Einschlüsse von Tropfenquarz, Rutil und schwarzem Pigment. Umwandlung von Granat in Chlorit, seltener in ein Gemenge von Sericit und Biotit oder von Chlorit (aus Biotit?), Sericit und Epidot.

In den granatführenden Chloritoidquarziten (oder -schiefern) am Oberen Theodulgletscher variiert sowohl der Granat- wie der Chloritoidgehalt im selben Gestein sehr stark. Die Chloritoidkristalle sind meist ein bis einige Millimeter gross, zwillingsfrei und zeigen sehr schwache Absorption (Pleochroismus bläulich-grün-blassgelb) ($-2 V$ mittel). Die Kristalle sind oft einschlussreich. Unter den Einschlüssen figuriert interessanterweise auch Granat, der auch kranzartig von Chloritoid umwachsen sein kann.

PB 1831 Chloritoid: Moräne des Oberen Theodulgletschers.

SiO ₂	25,8 Gew.-%	Atomproportionen auf O = 10 berechnet:		
Al ₂ O ₃	38,0 »			
Fe ₂ O ₃	6,5 »	berechnet		
FeO	18,0 »			
MnO	< 0,1 »	Si	2,08	2
MgO	4,8 »	Al	3,61	4,01
CaO	0,2 »	Fe ³⁺	0,40	
H ₂ O	6,7 »	Fe ²⁺	1,22	1,80
TiO ₂	< 0,1 »	Mg	0,58	
	100,8 Gew.-%	OH	4,05	4

Optische Daten

$n_{\alpha} = 1,710$	blassgrün	$\Delta = 0,010$
$n_{\gamma} = 1,720$	blassgelb	$2 V_{\gamma} = 52^{\circ}$

Dieser Chloritoid ist bis auf Spuren von Rutil völlig rein, makroskopisch schwarz; i. M. zeigt er schwache Absorption. Er stammt aus einem quarzitischen granatführenden Phengit-Chloritoidschiefer der Riffelbergzone, also aus einer völlig anderen Paragenese als PB 1536 (S. 94), mit dem er chemisch und in den optischen Eigenschaften gut übereinstimmt. Beide Chloritoide sind verglichen mit Ad 1 (S. 44) Fe-reich und Mg-arm, beide sind aber Mg-reich relativ zu den meisten Chloritoiden (siehe HALFERDAHL, 1961).

Ein Chloritoid aus einem Gestein der Äusseren Wälder mit $\pm 2V$ klein bis mittel, n_x blaugrün, n_y grün-blau, n_z blassgelb, $A = 0,006-0,001$, zeigt randliche Umwandlung in Chlorit (Pennin).

In einem Granat-Muskowitquarzit der Triftji im Gornergletscher (s. Blatt Zermatt) sind hingegen Chloritoidrelikte mit polysynthetischer Zwillingsbildung und starker Absorption (intensiv blaugrün-hellgelb) beobachtet worden. Sie zeigen Zerfall in ein feinschuppiges Aggregat von Hellglimmer ($-2V$ mittel, wahrscheinlich Paragonit), von Chlorit und Erz, also dieselben Pseudomorphosen wie in den chloritoid-führenden Glaukophanschiefern der Pfulwe. Im gleichen Gestein hat der grobschuppige Glimmer phengitischen Charakter.

Das Gestein der Triftji führt neben Turmalin, der auch sonst verbreitet ist, noch graubraun-farblös pleochroitischen Orthit, aber keinen Epidot, während sonst Orthit nur sporadisch als Kern im Epidot erscheint. Von den übrigen Gemengteilen: Magnetit, Hämatit, Pyrit, Limonit, Hornblende, Apatit, Rutil und Titanit ist nur der Titanit etwas häufiger.

In den Glimmerzügen mancher dieser Gesteine ist auch Albit vorhanden, wie üblich xenoblastische Poikiloblasten bildend. Den Quarziten beigemengtes Karbonat ist gewöhnlich Calcit, manchmal mit Relikten eines älteren, eisenschüssigen Karbonates.

Die Piemontitquarzite sind ein ständiger und charakteristischer Begleiter der metamorphen Ophiolithe – wie die Radiolarite für die unmetamorphen. Sie sind aus der Bretagne (Ile de Croix), Schottland?, aus Kalifornien, Japan, Neuseeland und Australien (?) bekannt und beschrieben worden. Eine Zusammenstellung gab F. J. TURNER 1946. In den Ophiolithzonen der Alpen scheinen sie eher selten zu sein (Oberhalbstein, Tauern, Westalpen). Wegen ihrer geringen Mächtigkeit können sie aber leicht übersehen werden.

In meinem näheren Arbeitsgebiet habe ich Piemontitquarzite nur in Moränen des Fee- und des Oberen Theodulgletschers gefunden. Anstehend kenne ich sie nur aus dem benachbarten italienischen Gebiet, vom Lago di Cignana (Valtournanche) und aus dem Val d'Otro oberhalb Alagna.

Im Val d'Otro steckt der piemontitführende Quarzit in einem Bündnerschiefer-Prasinitverband; er zieht vom «Dorf» hinauf zum Hotel Belvedere, wo er von einem tonigen Kalkglimmerschiefer und einem ovarditischen Prasinit überlagert wird. Der Quarzit ist sehr feinkörnig, mit dünnen chlorit- und muskowit-reicheren Lagen. Gewöhnlich ist er hellgrün und nur dort, wo reichlich Piemontit vorhanden ist, violett gefärbt und von dünnen, Manganit und Granat-Piemontit führenden Bändern durchzogen.

Ähnliches gilt auch für das Vorkommen am Lago di Cignana; die charakteristische violette Färbung ist auch hier nur streckenweise zu sehen, obwohl der Quarzit über grössere Distanz (einige hundert Meter mindestens) verfolgt werden kann. Er steht beim Staudamm im Verband mit mehr oder weniger karbonat-reichen Granatglimmerschiefern und geht in diese über. Der Braunit bildet auch hier Lagen oder bis faust-

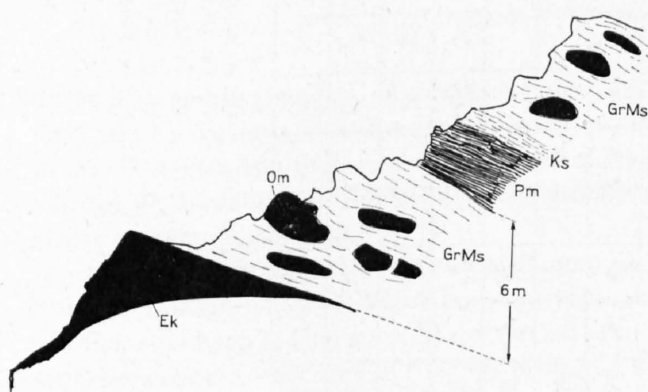


Fig. 24. Ausschnitt aus dem Profil am Südwestende der Staumauer des Lago di Cignana, Valtournanche.

- Ek = Zoisit- und karbonatführende Glaukophaneklogite
- Om = Omphazitite und Eklogite
- GrMs = Granat-Muskowitschiefer
- Pm = Piemontitschiefer mit Manganit- und Piemontitknauern
- Ks = Kalkglimmerschiefer

grosse Einschlüsse; er wird von verschiedenen Mn-Silikaten, vor allem von Piemontit, Spessartin und rötlichem Manganophyllit begleitet. Die Mineralparagenese ist sehr ähnlich derjenigen von St. Marcel (Aosta).

Die folgende Tabelle zeigt die Mineralparagenesen der von mir studierten Piemontitquarzite des Wallis und des anstossenden Piemontes.

Tabelle 6: Mineralparagenesen von Piemontitquarziten

Mineral Nr. PB	Qu	Ab	Ms	Bi Phl	Chl	Gr	Piem	Ep	Hb	Tu	Erz	Cc	Ap	Ru	Tit	Gestein	Herkunft
561	X		O	•		O	O			•	•	•				Ms-Gr-führender Piemontitquarzit	Moräne, Feegletscher
1856	X	•	O	•		O	O			•	•	•	•			Ms-Gr-führender Piemontitquarzit	Moräne, Feegletscher
584	X					O	O			•	O		•	•		Ms-Gr-führender Piemontitquarzit	Moräne, Oberer Theodulgletscher
798	X	•	O			•	O				O		•	•		Ms-führender Piemontitquarzit	Moräne, Plan Maison, Breuil
812	X			•		•	O			•	O			•	•	Gr-führender Piemontitquarzit	anstehend, Lago di Cignana
813	X	•		•		•	O		•	•	O				?	Gr-Ms-führender Piemontitquarzit	anstehend, Lago di Cignana
814	X	•	X			O	X		•		•		•	•		Gr-führender Ms-Piemontitquarzit	anstehend, Lago di Cignana
816	O		O		•	X		•			•			?		Ms-führender Qu-Gr-Knauer	anstehend, Lago di Cignana
766	X	•	O		•	•		•		•	•		•	•	?	Ms-führender Quarzit	anstehend, Val d'Otro
769a	X	•	O		•	•		•			O			•		Ms-führender Quarzit	anstehend, Val d'Otro
769e	X		•		•						•					Ms-führender Quarzit	anstehend, Val d'Otro
770	X	•	O		•	•		•			•			•		Ms-führender Quarzit	anstehend, Val d'Otro
767a	X		•		•	O	O				•		•			Gr-führender Piemontitquarzit	anstehend, Val d'Otro
767b	X		O			O	X				X					Gr-führender Piemontitquarzit	anstehend, Val d'Otro
769b	X		O			X	X				O					Gr-Ms-Piemontitquarzit	anstehend, Val d'Otro
769c	X	O	X			O	X	•			•					Gr-Ms-Piemontitquarzit	anstehend, Val d'Otro

Qu = Quarz
 Ab = Albit
 Ms = Muskowit
 Bi = Biotit
 Phl = Phlogopit

Chl = Chlorit
 Gr = Granat
 Piem = Piemontit
 Ep = Epidot
 Hb = Hornblende

Tu = Turmalin
 Cc = Calcit
 Ap = Apatit
 Ru = Rutil
 Tit = Titanit

X = Hauptgemengteil
 O = Nebengemengteil
 • = Übergemengteil

Oft, aber nicht immer, bildet feinkörniger Quarz die Hauptmasse; die übrigen Gemengteile sind darin einzeln verstreut oder in Knauern und Lagen konzentriert. Dadurch entsteht eine sehr feine Bänderung, die wahrscheinlich einer primären Schichtung entspricht (siehe Fig. 25 und 26a, b).

Quarz bildet entweder ein Mosaik isometrischer oder ein Gefüge langgestreckter, geregelter Körner. Undulöse Auslöschung, Kataklaste und Mörtelbildung sind häufig.

Albit ist selten. Seine langgestreckten, in s eingeregelter Porphyroblasten entwickeln sich in und am Rande der Glimmerzüge, z.T. auf Kosten des Glimmers. Einschlüsse von Erz, Granat, Glimmer, Rutil, Epidot und Piemontit.

Die Piemontitkristalle sind stengelig, oft idiomorph, mit $n_y = c$ in s (n_y amethystrot, n_x zitronen-gelb, 2 V um 90° , sehr starke Dispersion). Optische Daten eines Mn-reichen Piemontites vom Lago di Cignana: $n_x = 1,753$, $n_y = 1,782$, $n_z = 1,820$, $\Delta = 0,07$. Einschlüsse: Braunit und Rutil. Oft symplektisch verwachsen mit Braunit und vor allem mit Spessartin. Es scheint sich um eine Verdrängung von Piemontit

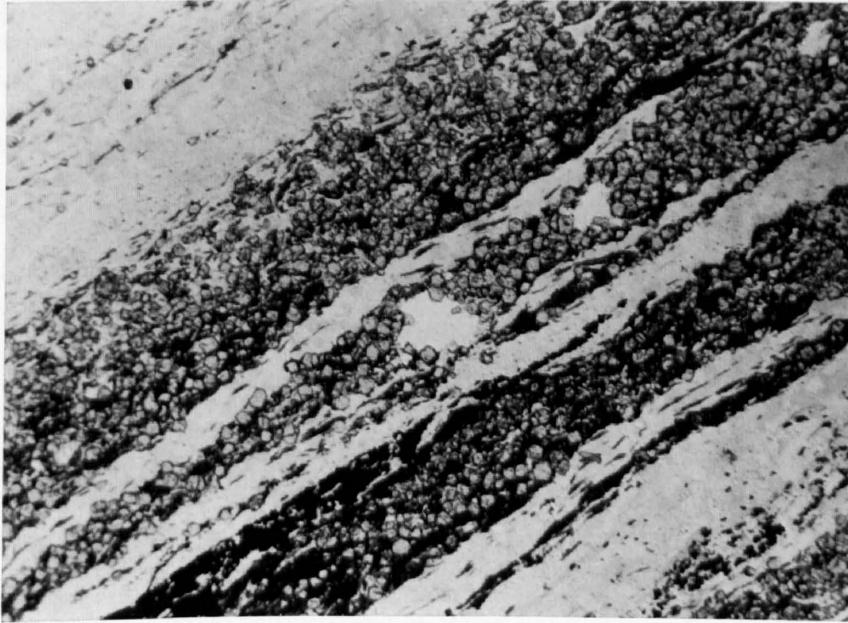


Fig. 25. Piemontitquarzit, Val d'Otro, Alagna (Valsesia). Etwa 20mal vergrössert.

weiss = feinkörniger Quarz
graue isometrische Körner = Spessartin
schwarz = Manganit und Piemontit

durch Spessartin zu handeln. In einzelnen Proben des Quarzits von Cignana umschliesst der Piemontit einen farblosen Epidotkern. (Rekurrenzen in der Epidot-Piemontitbildung sind, das sei nebenbei bemerkt, auch in den Gesteinen von St. Marcel zu beobachten. Hier gibt es zwei Generationen von Piemontit; eine feinkörnige, als Einschluss in Epidot, und eine grobkörnige, deren Bildung von einem Abbau von Epidot begleitet ist oder diesem folgt.)

Der Spessartin ist makroskopisch hellbraun, im Dünnschliff farblos, grünlich oder gelblich getönt. Er ist in den Gesteinen des Val d'Otro und denjenigen des Wallis sehr feinkörnig und idiomorph. In den Dünnschliffen vom Lago di Cignana zeigt der Granat grünliche Farbe und anomale Doppelbrechung. Die grossen xenoblastischen Körner sind z.T. skelettartig und bilden eine piemontitreiche Kruste um Braunit. Auch idiomorpher Turmalin kann von Granat umwachsen sein.

Die rötlichen Schuppen von Manganophyllit zeigen i. M. nur eine blassrosa oder gelbliche Tönung und sehr schwachen Pleochroismus ($-2V$ um 0°). In den Gesteinen von Zermatt, Saas Fee und vom Lago di Cignana ist dieser Glimmer randlich mit einem blassbraunen, phlogopitähnlichen Biotit verwachsen. Präalbitische Stauchung der Glimmer zeigen Gesteine vom Lago di Cignana.

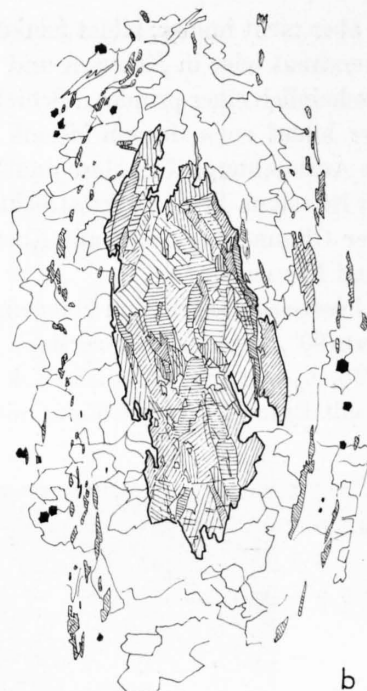


Fig. 26. Dünnschliffbilder von Piemontitquarziten.

a) Ausschnitt aus dem Dünnschliffbild eines Piemontitquarzites vom Oberen Theodulgletscher (Moräne) (etwa 9mal vergrößert).

punktiert = Piemontit
 schraffiert = Turmalin
 gestrichelt = Hellglimmer
 schwarz = Erz
 ohne Signatur = Quarz

b) Piemontitquarzit vom Feegletscher (Moräne). In s eingeregelter Piemontitkonkretion (7 1/2mal vergrößert).

schraffiert = Piemontit
 schwarz = Granat
 ohne Signatur = Quarz

In den Gesteinen des Wallis und des Lago di Cignana ist ein gelb bis braunfärbter, schwach pleochroitischer, zonarer *Turmalin* vorhanden (n_x farblos oder rosa, n_y gelb), z. T. in beachtlichen Mengen. Die idiomorphen Kristalle sind meist zerbrochen, die Fugen durch Quarz verheilt. Einschlüsse von Piemontit, Erz, Mn-Glimmer und Quarz.

Die weissen oder grünlichen Quarzite, die die piemontitführenden begleiten, sind turmalin- und granatarm, zeigen aber sonst ähnliche Zusammensetzung.

Zur Entstehung der Piemontitquarzite. Verbandsverhältnisse, Lagerung, Schichtung und Zusammensetzung lassen eindeutig erkennen, dass es sich um metamorphe Sedimente handelt, z. T. vermutlich um Radiolarite oder um ursprünglich kolloidale, Mn- und SiO_2 -reiche Absätze, vielleicht Produkte von submarinen heißen Quellen. Die feingeschichteten, extrem feinkörnigen Gesteine aus dem Val d'Otro und von Plan Maison könnten sehr wohl rhythmisch gebändertem «Chert» entsprechen. Den z. T. recht hohen, 5 Vol.-% übersteigenden Turmalingehalt kann man als Argument für pneumatolytisch-hydrothermale Entstehung anführen. Andererseits ist es möglich, dass wir es hier mit einer Anreicherung von Bor aus dem Meerwasser durch selektive Absorption am tonigen Anteil eines kolloidalen Sedimentes zu tun haben. Beweisen lässt sich vorläufig weder das eine noch das andere. Es brauchen auch nicht alle Piemontitquarzite auf gleiche Art entstanden zu sein.

Eine durch viele Beobachtungen belegte Studie über Vorkommen, Paragenesen und Genesis manganführender «Radiolarite» der Westalpen hat A. DEBENEDETTI (1965) veröffentlicht. Ich bin mit ihm einig, dass diese Gesteine mit den Ophiolithen syngenetisch sind. Hingegen habe ich keine Anhaltspunkte für eine genetische Assoziation mit andern Lagerstätten, vor allem glaube ich nicht an eine enge Verbindung «Radiolarit»-Fuchsit-schiefer, auch nicht an die Existenz eines fuchsitführenden Leithorizontes in den «Calceschisti» und dessen Einstufung in den Malm. Fuchsitbildung ist in fast allen Gesteinen und in den verschiedensten Horizonten möglich; letzteres dürfte auch für die ophiolithogenen «Radiolarite» zutreffen.

Die metamorphe Entwicklung der verschiedenen Piemontitquarzite zeigt grosse Analogien, neben Differenzen, die vor allem auf unterschiedliches Ausgangsmaterial und das wechselnde Verhältnis von Deformation und Kristallisation zurückzuführen sind.

Die Piemontitbildung scheint in allen Gesteinen verhältnismässig früh erfolgt zu sein. In einzelnen Fällen geht ihr eine Kristallisation von Epidot voran. In den feingebänderten Quarziten der Val d'Otro sind die Mn-Silikate Spessartin, Piemontit und Manganophyllit ausschliesslich in scharf begrenzten, vermutlich ursprünglich tonigen Zeilen konzentriert, während die in den rein quarzitischen Lagen eingebetteten Bruchstücke von Braunit piemontitfrei sind. Es ist also das mit zunehmender Metamorphose mobilisierte Mn im tonigen Anteil der Sedimente selektiv fixiert worden.

Drei Komponenten scheinen überall verhältnismässig spät entstanden zu sein, nämlich Spessartin, Albit und Biotit oder Phlogopit. Biotit ist wahrscheinlich postalbitisch, da er nirgends als Einschluss in diesem beobachtet wurde, im Gegensatz zu Muskowit (oder Manganophyllit), Spessartin, Turmalin und Braunit. In den Quarziten des Lago di Cignana umwächst und verdrängt der Granat sowohl Braunit wie Piemontit; er ist sicher eine der jüngsten Bildungen. Die feinkörnigen Granate vom Val d'Otro führen nur sporadisch winzige Einschlüsse von Erz, Quarz und Piemontit und sind wahrscheinlich zu gleicher Zeit wie der Piemontit gewachsen.

Das individuell verschiedene Schicksal der Gesteine zeigt sich auch im Verhältnis von Kristallisation und Deformation. Prä- bis parakristalline Faltung zeigen z. B. die aus Piemontitprismen gebildeten Polygonzüge der Quarzite von Saas Fee. Präalbitisch deformiert sind die gestauchten Glimmer in Albiten der Gesteine vom Lago di Cignana. Nachkristalline Deformation ist sehr verbreitet und macht sich vor allem beim Quarz bemerkbar (undulöse Auslöschung, lamellare Zerschörung, Mörtelbildung).

Durch Albitisation entstandene Gesteine

Im vorhergehenden findet sich an mehreren Stellen die Beschreibung metasomatischer Vorgänge, die entweder – wie die Talk-Aktinolithschiefer – an Gesteinsgrenzen oder – wie die Rodingite – an Einschlüsse in Serpentiniten gebunden sind.

Im folgenden beschreibe ich zwei Fälle, bei denen ein älterer Mineralbestand durch Zufuhr von Albitsubstanz von aussen her verdrängt wird. Im ersten Falle zeigt die Albitoblastese einen diffusen Charakter; Zufuhrwege sind nicht erkennbar. Im zweiten Fall ist die Albitbildung auf die Randpartie von Albititgängen beschränkt.

Der erste Typus ist in der auf S. 16 beschriebenen Riffelbergzone verbreitet. Die besten Aufschlüsse findet man zwischen dem Oberen Theodulgletscher und dem Furggbach. Hier sind die Bündnerschiefer und teilweise auch die Ophiolithe an vielen Stellen mit Albit förmlich durchtränkt. Der Albit wittert warzenartig heraus, vielfach wachsen aber die Kristalle zu Gruppen und grösseren Flecken zusammen und sind von einem gelblichen Epidotsaum, oft auch von feinfaseriger Hornblende, eingerahmt. Die Oberfläche dieser Bezirke ist durch das Herauswittern karbonatischer Substanz kavernös geworden. Da und dort treten Flecken, Schlieren und Adern von Albitit auf (Photos auf Taf. XVI).

Dort, wo das Gestein aus einer Mischung von Bündnerschiefer und den auf S. 17 beschriebenen Ophiolithfragmenten besteht, wird vor allem das Karbonat vom Albit verdrängt. Da die Albitisierungsfront völlig willkürlich verläuft, so kommt es vor, dass ein solches Fragment teilweise im albitisierten und z. T. im unveränderten Bündnerschiefer steckt. Die Albitisierung erfolgte nach der Durchmischung Ophiolith-Bündnerschiefer. Die im Zusammenhang mit der Metamorphose entstandene Schieferung wird durch sie ebenfalls verwischt und kann ganz verlorengehen. Die Albitisation ist demnach ein postkinematischer Prozess.

Die Ophiolithfragmente werden von ihr übrigens nur randlich betroffen; ihre Konturen werden dadurch verwischt, und sie verwachsen mit dem albitisierten Nebengestein. Es ist wohl die grosse Dichte, die das Eindringen der albitisierenden Lösungen in die eklogitischen Fragmente verhindert.

Die mikroskopische Untersuchung liefert einige weitere Anhaltspunkte über den Verlauf der Albitisation.

In den karbonatführenden Bündnerschiefern macht sich die Nähe von Albit zunächst durch die Häufung von Zoisit bemerkbar. Dieser wächst korrodierend in das Karbonat hinein; er schliesst oft zahlreiche Relikte davon ein. Der Zoisit wird seinerseits von Klinozoisit umwachsen und korrodiert. Parallel damit geht eine Umwandlung von Granat und Hornblende in Chlorit.

Albit ist immer die jüngste Bildung. Es sind lappig begrenzte Poikiloblasten, die zu einem Mosaik isometrischer Körner zusammenwachsen können. Karbonat und Zoisit (Epidot) werden durch ihn resorbiert, ebenso die Hornblende. Diese wird vielfach Schritt für Schritt in Bündel oder Büschel feiner Fasern aufgelöst; jede dieser Fasern ist idiomorph ausgebildet und von Albit umwachsen.

Dieselben Resorptionserscheinungen kann man an den hololeukokraten *Albitadern* feststellen. Sie durchsetzen sowohl albitisierte wie nichtalbitisierte Bereiche, zeigen also gegenüber der diffusen Albitisation eine gewisse Selbständigkeit, obwohl sie sehr wahrscheinlich damit zusammenhängen.

Trotz der scharfen Begrenzung scheinen metasomatische Vorgänge bei der Füllung dieser Adern eine wichtige Rolle gespielt zu haben. Photo 47 auf Tafel XVI zeigt eine Albitader in einem teilweise albitisierten Amphibolit. Man kann sehr schön sehen, wie sich eine solche Ader aus subparallelen hellen und dunklen Streifen zusammensetzt. Die hellen werden durch senkrecht zum Salband stehende Albitkristalle gebildet, die dunkeln durch feinfaserigen, asbestartigen Aktinolith in parallel- oder wirrstrahliger Anordnung. Damit sind Reste grösserer Hornblendekristalle verknüpft, die genau die gleichen Resorptions- und Auflösungserscheinungen zeigen, wie sie oben beschrieben worden sind.

Diese Art Ader- oder Gangbildung könnte eine Vorstufe für einen andern Typus von praktisch monomineralischen Albititgängen repräsentieren, die gleichfalls am Oberen Theodulgletscher, aber auch an anderen Orten der Zone von Zermatt-Saas beobachtet werden können. Diese Gänge sind sehr grobkörnig, die Albitkristalle können Dezimetergrösse erreichen, ebenso die assoziierten Calcit- und Quarzkristalle. Die Photos 50–52 auf Tafel XVII zeigen einen solchen Gang aus dem Ophiolithkomplex des oberen Täschtales in schieferm Schnitt; auch hier sind unverstellte Relikte des Nebengesteins im Gang noch erhalten geblieben; von Resorptionserscheinungen aber ist nichts zu merken.

Von manchen dieser Albititgängen aber geht eine Kontaktwirkung aus. Das kann besonders schön in den Gletscherschliffen des Längfluh- und des Mellichengletschers studiert werden. Das Parallelgefüge des Nebengesteins ist auf eine gewisse Distanz durch eine mit der Gangbildung zusammenhängende Blastese, vor allem von Albit, zerstört worden (siehe Fig. 27 und Photo 52 auf Taf. XVII, die einen Ausschnitt der Fig. 27

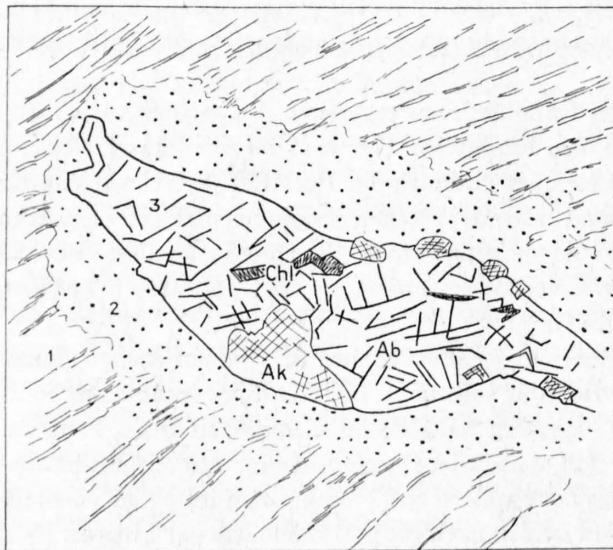


Fig. 27. Albitit (3) in Granat-Epidot-Amphibolit (1), umgeben von einem albitreichen Hof (2). Mellichen, Täschtal.

Ab = Albit (bis 5 cm)
Ak = Ankerit
Chl = Chlorit

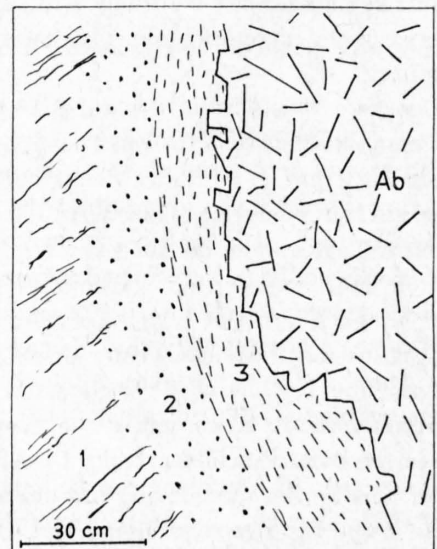


Fig. 28. Metamorphe Differentiation am Rande eines Albititganges (Ab). Mellichen, Täschtal.

1 = Hornblendeführender Prasinit
2 = Albitreicher Ovardit (Albit und Chlorit)
3 = Zoisit- und albitführender, chloritreicher Saum

wiedergibt). Der schlauchförmige Gang steckt hier in einem eklogitogenen Granat-Epidot-Amphibolit (mit reliktscher Diablastik), der «Kontakthof» selber wird von einem karbonatführenden Chlorit-Hornblende-Prasinit gebildet. Granat ist zum grössten Teil in Chlorit umgewandelt.

Der Albitgehalt der Aureole übertrifft bei weitem das, was durch Umkristallisation des Amphibolits frei werden könnte. Es muss folglich – ausgehend vom Gang – eine Imprägnation des Nebengesteines mit Albitsubstanz erfolgt sein.

Ein etwas anderes Bild zeigt die Fig. 28. Die albitgefüllte Kluft liegt hier in einem Epidot-Hornblende-Prasinit. Auch hier geht die Paralleltexur am Kontakt verloren, dieser zeigt aber eine Zweiteilung: einen äusseren, hauptsächlich aus Albit und Chlorit bestehenden ovaritischen Ring und einen inneren, in dem blaugrüne Hornblende und Chlorit dominieren. Ohne quantitative Abschätzung ist es unmöglich zu sagen, ob hier metasomatische Vorgänge eine Rolle gespielt haben oder ob es sich um einen Fall von metamorpher Differentiation handelt.

Jedenfalls zeigt die Existenz dieser Albititgänge, vor allem aber diejenige der oben beschriebenen diffusen Albitisierung, dass innerhalb der Ophiolithzone von Zermatt-Saas Fee beträchtliche Verlagerungen von Albitsubstanz stattgefunden haben, und zwar in einer späten Phase der Metamorphose, nach Abschluss der Bewegungen. Zur Frage der Herkunft dieser Substanz siehe die Bemerkung auf S. 111.

Kluftmineralien

Solche sind schon bei der Beschreibung der Gesteine da und dort erwähnt worden. Ein systematisches Studium – so erwünscht es auch wäre – war nicht geplant. Ich hoffe, dass die folgenden Bemerkungen trotzdem nicht als überflüssig betrachtet werden. Über die Beziehung der Kluftbildungen zum Nebengestein und zur Metamorphose ist nämlich immer noch sehr wenig bekannt, trotz der grossen Monographien von NIGGLI, KOENIGSBERGER & PARKER (1940) und PARKER (1954) über die Mineralien der Schweizer Alpen, die man im übrigen auch für unser Gebiet konsultieren mag.

Kluftbildungen finden sich in allen Gesteinen der Zone von Zermatt-Saas. Die Klüfte sind durch Mineralneubildungen entweder ganz oder auch nur teilweise ausgefüllt. Ein genetischer Unterschied besteht hier nicht.

Zur Kluftbildung sind besonders Gesteine prädestiniert, die sich im Vergleich zum Nebengestein starr verhalten. Das ist vor allem bei Einschlüssen in Serpentiniten der Fall, gleichgültig, ob es sich um boudinierte Gänge oder Lagen (Gabbro, Rodingite, Kalksilikatfelse) handelt oder um Konkretionen. Aber auch in allen anderen Gesteinen finden sich teilweise oder vollständig gefüllte Klüfte, die von feinen Rissen bis zu Gängen von mehreren Metern Breite variieren können.

Die folgende Zusammenstellung gibt eine Übersicht über die Mineralien, die als Kluftfüllungen auftreten, geordnet nach der Gesteinsart, in welcher die Klüfte auftreten. Anschliessend folgen einige Bemerkungen dazu und die kurze Beschreibung einiger besonders interessanter Kluftbildungen. Die Kluftfüllungen der karbonatischen Gesteine und der Quarzite habe ich nicht berücksichtigt. Sie sind selten und bestehen aus Quarz und Calcit.

Gestein, in dem die Klüfte auftreten	Kluftmineralien
<i>Serpentinite</i>	Asbest Talk und Aktinolith, Chlorit Calcit
<i>Einschlüsse in Serpentiniten:</i> Gabbrogänge, Rodingite, Kalksilikatfelse und Konkretionen von Granat, Diopsid, Vesuvian, Zoisit und Epidot führen:	Granat, Vesuvian, Diopsid, Zoisit, Epidot, Aktinolith, Chlorit, Calcit, Rutil, Mesolith.
<i>Pyroxenite</i>	Epidot, Hornblende, Chlorit, Granat und Rutil.
<i>Gabbros</i>	Albit, Prehnit, Epidot, Chlorit, Chloritoid.

<i>Eklogite, Glaukophanschiefer und Amphibolite</i>	Quarz, Disthen, Paragonit und Muskowit, Granat, Rutil
	Quarz, Chloritoid, Chlorit und Paragonit
	Quarz, Talk, Paragonit und Chlorit
	Omphazit
	Glaukophan, Zoisit, Chlorit, Ankerit, Rutil
	Glaukophan, Calcit
	Albit, Quarz, Calcit, Chlorit
	Albit, Epidot, Aktinolith, Chlorit, Calcit
<i>Prasinite</i>	Albit, Epidot, Chlorit, Calcit, Quarz.

Die Liste ist keineswegs vollständig; gewisse Ergänzungen finden sich in der oben zitierten Arbeit von NIGGLI et al., auch bei KENGOTT & HEUSSER (siehe PARKER 1954). Es war mir nur darum zu tun, aus den gesammelten Beobachtungen auf gewisse petrogenetisch wichtige Folgerungen aufmerksam zu machen.

Die paragenetisch und zugleich für den Kristallographen und Sammler interessantesten Vorkommen sind die Kluftbildungen in den Einschlüssen der Serpentinite. Aus ihnen stammen auch die in der Literatur öfters erwähnten schönen, in verschiedenen Spezies auftretenden Kristalle von Granat, Vesuvian, Diopsid und Chlorit. Aus Kluftbildungen von Gabbrogängen der Serpentinite stammen Epidot, Chlorit und – als singulärer Fall – der auf S. 28 erwähnte Mesolith, der gesteinsbildend auftritt, aber auf offenen Klüften auch stengelige Aggregate bildet.

Prehnitführende Paragenesen mit Albit oder Epidot und Chlorit scheinen vor allem für hochmetamorphe, flaserige Gabbros typisch zu sein; jedenfalls habe ich sie nur in diesen gefunden. Bei den Fundorten am Egginer-Südgrat, am Allalinpass und am Mellichengletscher (südlich P. 3842) ist der Prehnit meistens auf Albit aufgewachsen; er wird selber oft von Chlorit überwachsen. Von Albit und Prehnit umkrustete Bruchstücke des Gabbros zeigen dabei starke Auslaugung und bestehen hauptsächlich aus Albit, mit wenig Chlorit, Aktinolith und Epidot. Chloritoid habe ich als Kluftfüllung nur in Eklogiten und im Allalingabbro gefunden (siehe S. 44).

Von den Kluftbildungen der Eklogite und Glaukophangesteine sind die disthen- und chloritoidführenden besonders bemerkenswert. Sie sind im epidot- und glaukophanführenden Eklogit N der Pfulwe zu finden. Der Disthen bildet bis 10 cm lange, grünliche oder rötliche (selten blaue) Stengel, die senkrecht zur Kluftwand stehen (Photo 51 auf Taf. XVII). Die wichtigsten Begleitmineralien sind Quarz, Paragonit und Muskowit. Nur in kleineren Mengen und fleckenförmig konzentriert findet man Ankerit, Chloritoid und Chlorit.

Die Disthenkristalle sind z. T. vom Rande oder von Spaltrissen aus in ein Muskowit-Paragonitgemenge umgewandelt worden (Photo 44 auf Taf. XV). Auch der sporadisch vorhandene Chloritoid bildet stark korrodierte Relikte. Gelegentliche Verwachsungen von Chloritoid mit Disthen lassen keinen eindeutigen Schluss über die genetische Beziehung der beiden Mineralien zu.

Die Quarz-Chloritoid-Paragonit-Paragenesen derselben Lokalität habe ich 1963 beschrieben (Photo 52 auf Taf. XVII). Auch hier ist der Chloritoid instabil und wird in Paragonit, Chlorit und Magnetit umgewandelt.

Ebenfalls von der Pfulwe stammen Quarz-Talk-Assoziationen, auch schöne, hellgrüne Talkaggregate in offenen Klüften, zusammen mit Ankerit und Glaukophan.

Grosse, in einzelnen Fällen mehrere Zentimeter lange Glaukophankristalle sind als Kluftbildungen im Pillowkomplex von Mellichen gefunden worden. Sie wachsen auf Eklogiten oder Glaukophanschiefern, häufig begleitet von Quarz und Karbonat (Ankerit und Calcit) oder Quarz und Epidot (Photo 13 auf Taf. V).

Sehr viel seltener sind Kluftbildungen von Quarz mit eingesprengten, idiomorphen Omphazitkristallen. Risse oder Klüfte in omphazitreichen Gesteinen können durch reinen Omphazit ausgeheilt werden. Die Omphazitstengel wachsen senkrecht zur Kluftwandung und erreichen eine Länge von 1–2 cm.

Das quantitativ weitaus wichtigste Kluftmaterial der Ophiolithzone von Zermatt-Saas ist aber der Albit. Albitgefüllte Zerrungsklüfte kann man überall antreffen, besonders häufig und eigentliche Gänge bildend vor allem im Täschetal und in der Riffelbergzone. Die Kristalle erreichen bis Dezimetergrösse, sind weiss – selten und nur randlich glasklar – und zeigen tafelige Entwicklung (Periklinhabitus).

Diese Albitgänge sind von geringen Mengen von Quarz, Calcit (Fe-haltig) und Chlorit begleitet. In sehr basischen Hornblendeschiefern oder Amphiboliten kommen zum Albit noch Epidot und Hornblende hinzu.

Aus der obigen Zusammenstellung wird deutlich, dass ein Teil der Kluftparagenesen von einer Gesteinsart zur anderen variiert. Das zeigt sich unter anderem darin, dass prehnitführende Paragenesen vorwiegend, vielleicht sogar ganz, auf Gabbros beschränkt sind, während Disthen, Omphazit und Glaukophan niemals in Prasiniten auftreten. In vielen Fällen sind die Kluftminerale auch im Nebengestein vorhanden. Diese

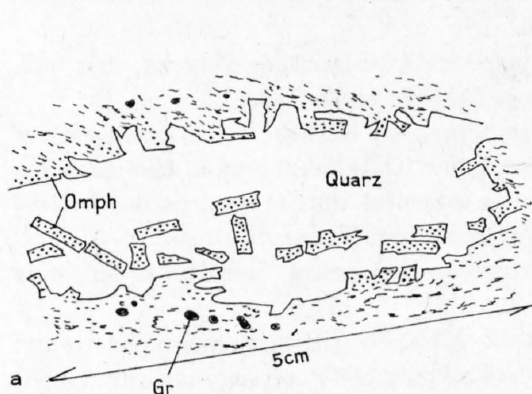


Fig. 29a. Quarzkluft mit idiomorphem Omphazit in Eklogit (Mellichen).

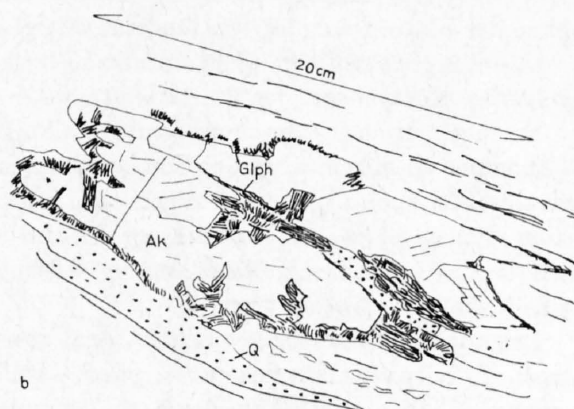


Fig. 29b. Mit Quarz (Q), Ankerit (Ak) und Glaukophan (Glph) gefüllte Kluft in Eklogit (Mellichen).

Abhängigkeit zeigt sich ganz besonders deutlich bei den vesuvian-diopsid- und glaukophanführenden Assoziationen der Kalksilikateinschlüsse in den Serpentiniten – hier sind die gesteinsbildenden Mineralien alle auch in den Klüften vorhanden, wenn auch in einem anderen Mengenverhältnis und sowohl räumlich wie zeitlich getrennt. Auch bei den Kluftbildungen der Eklogite und Glaukophangesteine zeigt sich eine enge Beziehung zwischen dem Inhalt der Klüfte und der Zusammensetzung des Gesteins.

Viele Kluftbildungen scheinen nur durch selektives Weiterwachsen eines oder mehrerer Gesteinsgemengteile entstanden zu sein. Ausser bei den eben erwähnten Beispielen ist das besonders deutlich bei den mit Omphazit gefüllten Klüften der Eklogite.

Bei anderen Riss- oder Kluftbildungen sind Mineralien vertreten, die sich im Gestein erst in einer späteren Phase der Metamorphose entwickeln. So sind Risse im Allalingabbro dort, wo sie Smaragdit durchschneiden, mit Aktinolith ausgeheilt; im Saussurit wird Zoisit durch Epidot ersetzt. Solche Beispiele zeigen u. a. sehr deutlich den Einfluss schon bestehender Keime auf die Kluftparagenese.

Andererseits darf man nicht vergessen, dass in manchen Klüften Mineralien auftreten, die nirgends gesteinsbildend erscheinen, wie Disthen, Prehnit und die Zeolithe. Und viele Klüfte führen Mineralien, die zwar in unserem Ophiolithkomplex auch als Gesteinsgemengteile bekannt sind, aber in einer Umgebung auftreten, mit der sie paragenetisch nicht harmonieren. Das ist vor allem der Fall bei Albitklüften, die nicht nur in Prasiniten, sondern auch in Eklogiten und Glaukophangesteinen verbreitet sind.

Es scheint demnach zweckmässig, wenn wir bei den Kluftparagenesen zwei Gruppen unterscheiden, wovon die erste Mineralien umfasst, die auch im Nebengestein vertreten sind, die zweite aber solche, die in ihrer Umgebung fremd sind. In quantitativer Hinsicht ist die zweite Gruppe, repräsentiert durch die Albitite, bei weitem die wichtigste.

Bei der ersten Gruppe scheint die Zusammensetzung der Lösungen, aus denen die Kluftminerale ausgeschieden worden sind, vor allem durch das Nebengestein bestimmt zu sein. Im zweiten Fall hingegen ist gesteinsfremde Substanz in den Klüften auskristallisiert.

Es fällt nun auf, dass in den Eklogiten und Glaukophangesteinen Omphazit und Glaukophan, aber auch Albit als Kluftminerale auftreten, also beide Gruppen vertreten sind, während in den Prasiniten die ersten beiden fehlen. Nun haben wir ja feststellen können, dass die Entwicklung der Metamorphose von Eklogit über Glaukophanschiefer und Amphibolit zum Prasinit führt. Es scheint demnach, als würde sich auch in der Kluftbildung das jeweilige Stadium der Metamorphose spiegeln, oder – anders ausgedrückt – die Klüfte scheinen verschiedenes Alter zu haben. Man sollte nun erwarten, dass in Prasiniten, die nachweisbar aus eklogitogenen Amphiboliten hervorgegangen sind, sich u. a. auch Relikte älterer Klüfte mit Omphazit oder

Glaukophan finden würden. Das ist aber nach meinen Erfahrungen nicht der Fall. Überdies sind sowohl Omphazit wie Glaukophan dort, wo sie als Kluftminerale auftreten, oft von Quarz und Karbonat – also von minerogenetisch jungen Bildungen – begleitet. Das scheint dafür zu sprechen, dass bei der Kristallisation von Omphazit und Glaukophan in den Klüften die Induktion durch schon vorhandene Keime der bestimmende Faktor war und nicht die Koinzidenz mit einer frühen Phase der Metamorphose. Omphazit und Glaukophan der Klüfte wären folglich jünger als die gesteinsbildenden.

Dasselbe zeigt sich sehr schön auch beim Rutil. Er ist ein typischer Gemengteil der Eklogite, aber auch eine häufige Komponente der Mineralklüfte, wo er dezimeterlange Prismen bilden kann.

Einen genetisch schwer zu deutenden Fall bilden die disthenführenden Klüfte. Hier kommen wir um die Annahme einer Einwanderung von gesteinsfremder Substanz in die Kluft kaum herum. Hier kann die Kristallisation auch nicht durch schon vorhandene Kristallkeime ausgelöst worden sein, da das Nebengestein disthenfrei ist. Die Verdrängung des Disthens durch Paragonit und Muskowit zeigt übrigens drastisch, dass sich die Zusammensetzung der Lösungen und die physiko-chemischen Verhältnisse im Laufe der Zeit wesentlich ändern können.

Das quantitativ wichtigste Kluftmineral unserer Zone ist der Albit. Er tritt in Knauern, Adern und Gängen überall auf. Albitreiche Lösungen müssen sich gegen das Ende der Metamorphose mehr und mehr angereichert haben, parallel mit der Hydratisierung. Zugleich muss die Mobilität dieser Lösungen eine Steigerung erfahren haben. Die so reichliche Ausscheidung von Albit auf Klüften betrachte ich als eine der letzten Manifestationen der Metamorphose und zugleich als ein Phänomen, das nicht unbeträchtliche Stoffverschiebungen anzeigt.

Zum Chemismus der Ophiolithe

In den folgenden Tabellen und Diagrammen sind die für den Gesteinschemismus der metamorphen basischen Eruptiva unserer Zone wichtigen Kennwerte zusammengestellt, wobei auch einige zu Vergleichszwecken an ausländischem Material durchgeführte Analysen berücksichtigt werden. Die Tabelle 7 enthält die Niggliwerte und die Kationenprozente der entsprechenden Analysen. Die ultrabasischen Gesteine sind in dieser Zusammenstellung nicht berücksichtigt worden.

Da uns der Chemismus des einzelnen Gesteines mehr interessierte als die Bedeutung desselben in der ganzen Gesteinsfolge, so ist die Auswahl in mancher Hinsicht willkürlich. Infolge ihrer geringen Verbreitung sind besonders Gesteine mit pyroxenitischem Chemismus nur schwach vertreten, zu schwach, um einen richtigen Begriff der Variationsbreite dieser für Fragen der Differentiation doch interessanten Gesteinsgruppe zu vermitteln.

Die übrigen Analysen zeigen eine Häufung im Bereiche von Si 100–130, also im gleichen Intervall, in dem auch nach der grossangelegten Untersuchung von C. BURRI & P. NIGGLI über den Chemismus der Ophiolithe (1945) eine Schwerpunktbildung zu beobachten ist. Auch sonst können wir die allgemeinen Schlussfolgerungen dieser Autoren bestätigen: Die Ophiolithe sind ausgesprochen K-arm, zeigen Na-Vor-macht, sie sind intermediär alkalisch bis alkaliarm, *c*-normal oder *c*-reich und gehören der Kalkalkali- oder der Natronreihe an. Die meisten zeigen einen Chemismus, wie er für Diabase, Dolerite und Basalte charakteristisch ist.

Für eine eingehende Diskussion ist es zweckmässig, die Analysen unserer Gabbros von denjenigen der Eklogite, Amphibolite und Prasinite zu trennen. Diese zweite Gruppe umfasst metamorphe Ganggesteine, vor allem aber ehemalige Effusiva.

Das Diagramm (Fig. 30) gibt eine Übersicht über den Chemismus dieser Gruppe. Die wichtigsten Merkmale sind: Zunahme von *alk* und – parallel damit – auch von *al* mit wachsendem *si*, hohe Werte von *fm* und auffallend niedriges *c* im Hauptfeld. Da *alk* praktisch nur durch Na vertreten wird und das Al des ursprünglichen, magmatischen Gesteins vorwiegend im Feldspat steckt, so bedeutet dieses gegensätzliche Verhalten von *alk* und *c*, dass ein grosser Teil dieser Gesteine ursprünglich einen relativ anorthitar-men Plagioklas führte. Tatsächlich liegt der berechnete Anorthitgehalt der normativen Feldspäte bei der Mehrzahl der

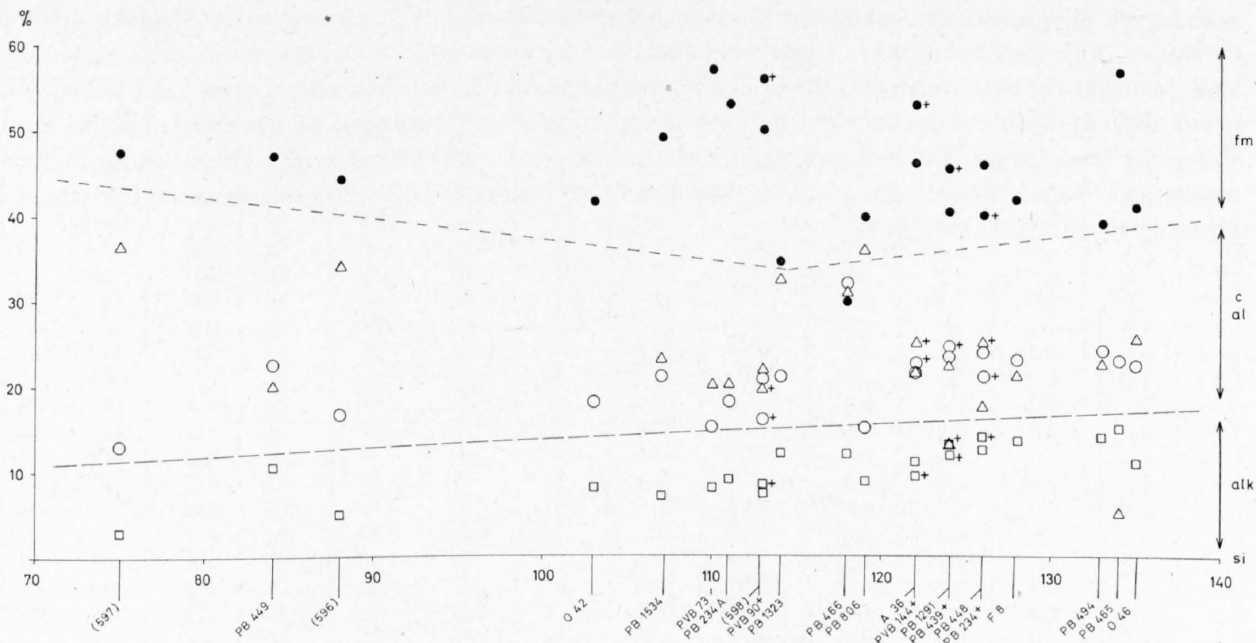


Fig. 30. Variationsdiagramm der analysierten Ophiolithe (ohne Gabbros).

○ = al • = fm △ = c □ = alk

Gesteine zwischen 26 und 41 Mol.-%. Der prozentuale Anteil an Plagioklas variiert dabei zwischen 50 und 71%, wobei die höheren Werte vor allem bei den natrongabbroiden Albit-Amphiboliten und Prasiniten auftreten. Ein Teil der vormetamorphen Gesteine wäre also als Andesite, nicht als Basalte zu bezeichnen.

Bemerkenswert ist ferner, dass die *Eklogite* und die von ihnen abzuleitenden *Eklogit-Amphibolite* im ganzen Variationsbereich vertreten sind, also von pyroxenitischem über gabbrodioritischem, gabbroidem bis zu natrongabbroidem Chemismus variieren. Es handelt sich also um eine chemisch inkohärente Gruppe.

Aus der Reihe der eklogitogenen Amphibolite hebt sich eine Gruppe heraus, deren Glieder durch ihren ähnlichen Chemismus auffallen. Sie umfasst die Nrn. PB 1534 und PVB 90 (beides Ganggestein ein Gabbros) und 234 A sowie PVB 73, die grössere Massen fraglicher Herkunft bilden. Sie sind relativ *alk*- (Na!) und *fm*-reich, *c*-normal und *al*-arm. Alle vier führen Relikte von Omphazit und Diablastik, alle auch Granat und Glaukophan. Der aus den Kationenzahlen berechnete normative Mol.-%-Gehalt an Feldspat ist relativ niedrig und liegt zwischen 50 und 60%, während der Anorthitgehalt um 33% liegt (ausgenommen bei PB 1534, wo er 51% beträgt). Gesteine von diesem Typus scheinen in den ganzen Westalpen weit verbreitet zu sein und entweder als Ganggesteine in Gabbros und Serpentinitten oder – mit letzteren assoziiert – als grössere Massen aufzutreten (z. B. in Ligurien, PVB 73). Diese Massen sind allerdings nicht homogen, das zeigt sich auch an den Ophiolithen von Zermatt. Mit dem Gestein PB 234 A ist nämlich auch der natrongabbroide Typus PB 234 – ein Epidot-Albit-Amphibolit – assoziiert.

Eine Gruppe für sich scheinen die Hornblende-Prasinite und Albit-Amphibolite zu bilden. Da sie aus Eklogiten entstanden sind (siehe S. 60), sollte man erwarten, dass sie im Hauptfeld der Differentiation ebenfalls vertreten sind. Der Umstand, dass sie sich am sauren, Na-reichen Ende häufen, kann bedeuten, dass sie ausschliesslich aus natrongabbroiden Eklogiten vom Typus PB 494 hervorgegangen sind oder dass bei ihrer Bildung metasomatische Prozesse eine Rolle gespielt haben. Es ist vorläufig nicht möglich, zwischen diesen zwei Alternativen zu entscheiden.

Das Diagramm (Fig. 31) stützt sich auf eigene und fremde Analysen, wovon die meisten an Material des Allalingabbros ausgeführt wurden. Sie geben demnach ein einigermaßen zutreffendes, wenn auch keineswegs erschöpfendes Bild der chemischen Variation dieses Gesteinskörpers.

Es ist nun auffallend, dass ein Teil dieser gabbroiden Gesteine hohe *c*- und *al*- neben niedrigen *fm*-Werten zeigt, und zwar in dem Bereich, in dem die übrigen Gesteine gerade das gegensätzliche Verhalten zeigen. Im

normativen Mineralbestand entspricht dem ein hoher Gehalt (66–78%) an basischem Plagioklas (50 bis 60 Mol.-% An). Im Allalingabbro – und wohl auch in den andern grossen Gabbromassen der Ophiolithe – sind demnach Gesteine vertreten, die in den übrigen Ophiolithen, den basischen Laven z.B., fehlen; das heisst aber: die Gabbros dürfen nicht unbesehen und unter allen Umständen als das grobkristalline Äquivalent der feinkörnigen Effusiva aufgefasst werden. Für grosse, weitgehend in situ differenzierte Gabbromassen gilt das jedenfalls nicht, d.h. hier entstehen durch begrenzte Differentiationsprozesse Gesteine, die nirgends als Effusiva erscheinen.

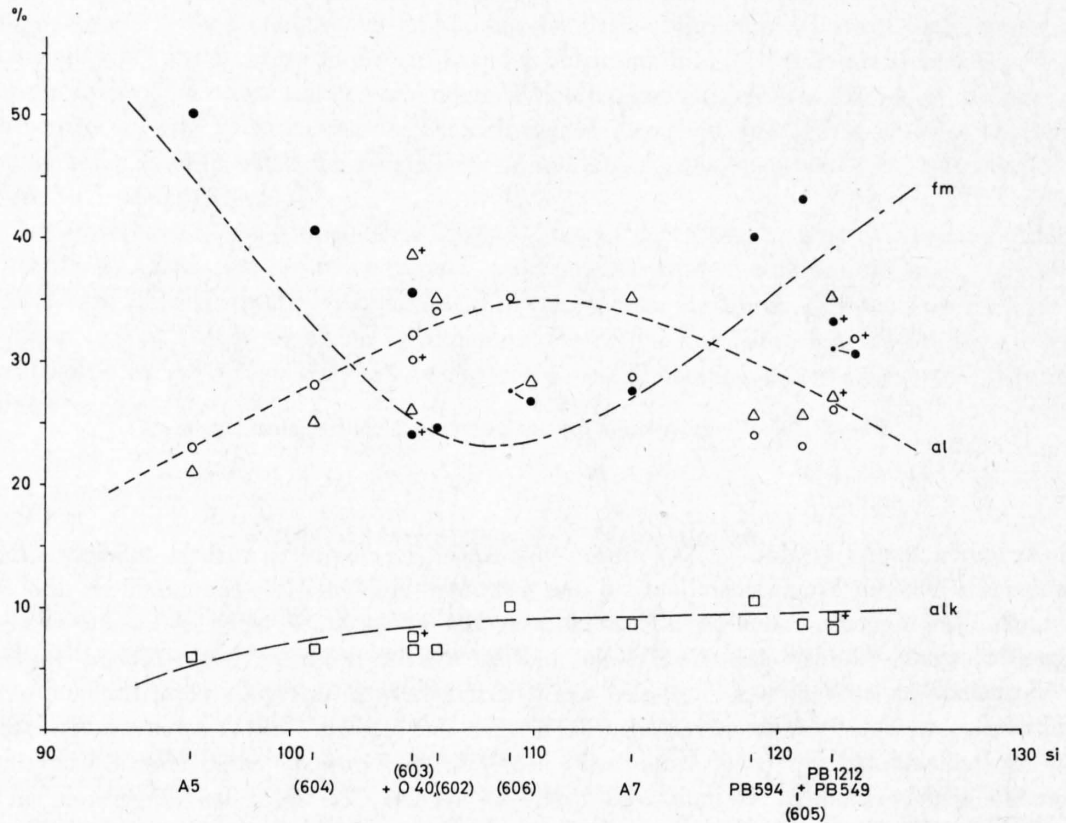


Fig.31. Variationsdiagramm der gabbroiden Gesteine.

○ = al • = fm △ = c □ = alk

Wenn sich dieser Gegensatz allgemein bestätigen sollte, dann müsste man sich auch fragen, ob die grossen Gabbrokörper vom Typus des Allalin nicht – analog wie die Serpentine – unter ganz anderen Verhältnissen entstanden sind als die übrigen Ophiolithe und erst durch tektonische Vorgänge mit ihnen in Berührung kamen.

Bemerkungen zur Verteilung einiger seltener Elemente

Im Zusammenhang mit den spektrometrischen Gesteins- und Mineralanalysen wurden von Prof. H. Schwander auch einige seltene Elemente getestet. Diese Bestimmungen bilden leider erst einen bescheidenen Anfang!

Die Untersuchungen betrafen vor allem die Elemente der Eisengruppe Ti, Mn, Co, Ni, V, Cr, ferner Sr und Zr.

Der *Titangehalt* variiert zwischen 0,1 und 4,0 Kationenprozenten (siehe Tab.7). Das Element ist vor allem in ausgesprochen basischen Gesteinen und in den eisenreichen Eklogiten und Eklogit-Amphiboliten angereichert, nicht selten zusammen mit Apatit. Es ist hier zum grössten Teil in Rutil, Ilmenit und Titanit konzentriert. Minimale Werte erreicht das Titan in den Gabbros, wo es fast ausschliesslich im Augit enthalten ist.

Tabelle 7: Niggliwerte und Kationenprozentage von analysierten Ophiolithen

Nr. 1)	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	Chemismus	Gestein	Si	Al	Fe ²⁺	Fe ³⁺ + Mn	Mg	Ca	Na	K	Ti	P	Nr. 1)
(597)	75	13	47,5	36,5	3	0,15	0,38	7,20	pyroxenitisch	Eklogit-Amphibolit	37,3	13,1	—	14,8	8,9	18,1	2,6	0,5	3,6	1,1	(597)
PB 449	84	22,5	47	20	10,5	0,05	0,41	8,00	pyroxenitisch	Hornblende-Chloritschiefer	36,5	21,7	6,1	5,8	8,4	8,9	8,6	0,5	3,5	—	PB 449
(596)	88	16,5	44,5	34	5	0,18	0,58	4,70	pyroxenitisch	Epidot-Amphibolit	41,1	15,4	5,0	3,6	12,3	15,8	3,8	0,8	2,2	—	(596)
A 5	96	23	50	21	6	0,04	0,83	0,32	gabbroid	olivinführender Saussuritgabbro	42,4	20,6	0,5	3,4	18,3	9,4	5,0	0,2	0,2	—	A 5
(604)	101	28	40,5	25	6,5	0,12	0,70	0,32	leukogabbroid	Saussurit-Smaragditgabbro	42,7	23,7	2,3	2,7	12,1	10,6	5,0	0,7	0,1	0,1	(604)
O 42	103	23	41,5	27,5	8	0,02	0,59	4,00	gabbroid	granatführender Epidot-Amphibolit	43,4	19,3	1,7	5,5	10,2	11,6	6,4	0,1	1,7	0,1	O 42
(603)	105	32	35,5	26	6,5	0,06	0,80	0,31	leukogabbroid	Saussurit-Smaragditgabbro	43,2	26,0	1,5	1,4	11,7	10,8	4,9	0,3	0,1	0,1	(603)
O 40	105	30	24	38,5	7,5	0,09	0,79	0,37	plagioklasitisch (?)	Flasergabbro	43,5	25,1	0,8	1,3	7,8	16,0	4,7	0,6	0,2	—	O 40
(602)	106	34	24,5	35	6,5	0,08	0,80	0,34	plagioklasitisch	Saussuritgabbro	43,0	27,4	1,0	0,9	7,9	14,1	5,1	0,4	0,1	0,1	(602)
PB 1534	107	21	49	23	7	0,08	0,45	7,00	gabbroid	glaukophanführender Granat-Amphibolit	44,2	17,2	7,0	4,3	9,1	9,6	5,2	0,5	2,9	—	PB 1534
(606)	109	35	25,7	27,5	10	0,01	0,63	0,74	plagioklasitisch (?)	«Saussurit-Gabbro» (Pyroxen, Smaragdit, Granat)	42,8	27,4	0,5	3,5	6,9	10,8	7,6	0,1	0,3	0,1	(606)
PVB 73	110	15	57	20	8	0,04	0,40	6,40	gabbrodioritisch	Eklogit-Amphibolit	45,6	12,7	2,2	12,0	9,7	8,5	6,4	0,2	2,7	—	PVB 73
PB 234A	111	18	53	20	9	0,05	0,42	7,6	gabbrodioritisch	omphazit- und glaukophanführender Granat-Amphibolit	45,2	14,8	2,1	10,2	9,0	8,1	7,3	0,3	3,1	—	PB 234A
(598)	113	21	50	21,5	7,5	0,12	0,57	4,5	gabbroid	Klinozoisit-Granat-Amphibolit	45,7	17,0	2,7	5,9	11,8	8,8	5,5	0,7	1,8	0,1	(598)
PVB 90	113	16	56	20	8	0,05	0,38	5,7	gabbroid	glaukophanführender Granat-Amphibolit	46,5	13,2	3,3	11,2	8,7	8,2	6,1	0,4	2,4	—	PVB 90
A 7	114	28,5	28	35	8,5	0,03	0,80	0,72	leukogabbroid	Saussurit-Smaragditgabbro	44,8	22,6	0,7	1,5	8,8	13,8	7,3	0,2	0,3	—	A 7
PB 1323	114	21	34,5	32,5	12	0,04	0,62	2,73	theralitgabbroid	Eklogit	45,2	16,8	1,8	4,3	8,5	12,8	9,0	0,3	1,1	0,2	PB 1323
PB 466	118	32	30	31	7	0,10	0,49	3,85	leukogabbroid	Zoisit-Amphibolit	45,9	24,0	1,8	4,2	5,7	12,1	4,1	0,6	1,5	0,1	PB 466
PB 806	119	15	40	36	9	0,03	0,67	0,50	gabbrotheratisch-pyroxenitisch	Omphazitit	48,9	12,1	2,1	3,2	11,0	14,7	7,6	0,2	0,2	—	PB 806
PB 594	119	24	40	25,5	10,5	0,06	0,57	3,70	gabbrodioritisch	Granat-Zoisit-Hornblendegang im Gabbro	46,1	18,4	0,7	5,9	8,9	9,9	7,9	0,5	1,4	0,3	PB 594
(605)	121	23	43	25,5	8,5	0,05	0,62	5,90	gabbrodioritisch	Chlorit-Zoisitgang im Gabbro	46,7	17,5	2,7	3,7	10,4	9,9	6,3	0,3	2,3	0,2	(605)
A 36	122	21,5	46	21,5	11	0,03	0,59	2,79	gabbrodioritisch	Hornblende-Prasinit	47,4	16,6	1,7	5,6	10,5	8,4	8,3	0,3	1,1	0,1	A 36
PVB 144	122	22,5	53	15	9,5	0,05	0,49	5,03	gabbrodioritisch	Granat-Glaukophanschiefer	47,0	17,4	1,3	9,1	10,1	5,7	7,0	0,4	1,9	0,1	PVB 144
PB 1212	122	26	31	35	8	0,05	0,79	0,58	leukogabbroid (?)	Flasergabbro	47,5	20,0	0,7	1,8	9,7	13,5	5,8	0,3	0,2	0,5	PB 1212
PB 549	122	31	33	27	9	0,03	0,78	0,45	leukogabbroid	helle Schlieren im Gabbro	46,1	23,6	0,2	2,5	9,8	10,4	7,0	0,2	0,2	—	PB 549
PB 1291	124	23,5	40,5	23	13	0,05	0,48	3,87	natrongabbroid	granatführender Hornblende-Prasinit	46,9	17,7	1,8	6,1	7,4	8,7	9,1	0,4	1,5	0,4	PB 1291
PB 439	124	24,5	50,5	13	12	1,01	0,67	2,8	gabbrodioritisch-natrongabbroid	Prasinit (Ovardit)	46,4	18,9	0,8	5,6	13,1	4,9	8,9	0,1	1,1	0,1	PB 439
PB 448	126	24	46	17,5	12,5	0,04	0,62	2,67	natrongabbroid	granatführender Albit-Amphibolit	47,6	18,2	0,8	5,8	10,7	6,6	9,0	0,3	1,0	—	PB 448
PB 234	126	21	40	25	14	0,02	0,54	5,55	natrongabbroid	Epidot-Albit-Amphibolit	47,4	15,3	2,7	4,3	8,2	9,3	10,4	0,2	2,2	—	PB 234
F 8	128	23	42	21,5	13,5	0,06	0,55	3,00	natrongabbroid	Epidot-Hornblende-Prasinit	47,6	17,1	2,8	4,3	8,7	8,1	9,5	0,6	1,1	0,2	F 8
PB 494	133	24	39,5	22,5	14	0,03	0,49	4,00	natrongabbroid	epidot- und glaukophanführender Eklogit	48,2	17,4	2,3	4,9	7,0	8,1	9,9	0,3	1,5	0,4	PB 494
PB 485	134	23	57	5	15	0,01	0,65	4,30	natrongabbroid (?)	Granat-Glaukophanschiefer	48,5	16,6	4,5	2,8	13,3	1,8	10,9	0,1	1,5	0,1	PB 485
O 46	135	22,5	41	25,5	11	0,00	0,49	5,00	natrongabbroid (?)	Hornblende-Prasinit	49,3	16,5	2,4	5,3	7,4	9,3	8,0	—	1,8	—	O 46

¹⁾ Die in Klammern angegebenen Probennummern beziehen sich auf Analysen, die im 2. Nachtrag zu «Chemismus schweizerischer Gesteine» (DE QUERVAIN & JENNY, 1956, S. 46–49) publiziert worden sind. Nr. 606 stammt von Th. Hügi (Bern), alle übrigen von J. Jakob (Zürich).

Das Diagramm (Fig. 32) zeigt die Abhängigkeit des Titangehaltes der Gesteine vom Gesamteisen (beides in Kationenprozenten). Der Oxydationsgrad des Fe hat keinen Einfluss auf die Menge an Titan, ebenso wenig der Mg-Gehalt.

Ähnlich wie das Ti verhalten sich das *Vanadium* und das *Mangan*. Fig. 33 zeigt den Mn-Gehalt in ppm ebenfalls als Funktion des Gesamteisens. Höhere Konzentrationen erreicht Mn in gewissen Sedimenten und den aus ihnen entstandenen Mn-Mineralien, wie Spessartin, Piemontit, Manganophyllit u. a. (siehe S. 63). Das Vanadium erreicht die höchsten Werte (500 bis <1000 ppm) in den eklogitogenen Granat-Amphiboliten

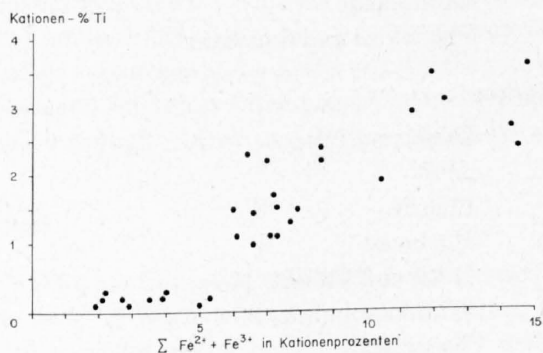


Fig. 32. Abhängigkeit des Titangehaltes vom Gesamteisen.

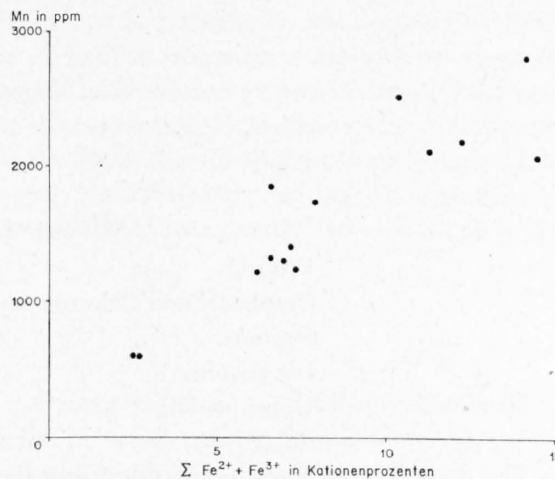


Fig. 33. Abhängigkeit des Mangangehaltes vom Gesamteisen.

PVB 73 und 90 und PB 234A und 1534, die oben schon erwähnt wurden (siehe S. 73). Niedrige V-Werte (35 und 81 ppm) haben die Gabbros PB 549 und PB 1212. Mit Ausnahme des Granat-Glaukophanschiefers PVB 144, der einen ähnlich hohen V-Gehalt (560 ppm) hat wie die genannten Granat-Amphibolite, variiert dieser nur wenig, von 210–280 ppm.

Chrom ist hauptsächlich in den Pyroxenen (Augit, Omphazit), z. T. auch im Granat angereichert. Nur im Flaserabbro PB 1212 überschreitet der Chromgehalt des Gesteins 1000 ppm, in den eklogitogenen Granat-Amphiboliten PVB 73, PVB 90, PB 234A, PB 1534 ist er < 20 ppm, in allen übrigen Gesteinen liegt er zwischen 80 und 295 ppm. Ein eigentliches Chrommineral ist der verbreitete Fuchsit.

Der *Kobalt*gehalt der vier im vorigen Abschnitt genannten eklogitogenen Gesteine liegt zwischen 50 und 80 ppm und erreicht damit die höchsten Werte; den niedrigsten zeigt wiederum der Flaserabbro PB 1212 mit 6 ppm, die übrigen Werte liegen zwischen 14 und 28 ppm.

Im Gegensatz zum Kobalt ist der *Nickel*gehalt der vier genannten Granat-Amphibolite auffallend niedrig, zwischen 15 und 55 ppm, während er sonst zwischen 60 und 240 ppm variiert, meistens aber um 100 ppm herum liegt.

Für *Zirkon* ist die Variationsbreite gering und erstreckt sich (von einer Ausnahme abgesehen) über den Bereich von 100–200 ppm.

Auch der *Strontium*gehalt der Gesteine variiert nur wenig: kleine Werte – um 100–150 ppm – zeigen wiederum die vier unter V aufgezählten Gesteine. Davon abgesehen, schwankt Sr zwischen 180 und 360 ppm, wobei die Höchstwerte bei den Gabbros (PB 549 und PB 1212) erreicht werden.

Es zeigt sich also, dass gewisse Gruppen der Ophiolithe, wie die mafitreichen eklogitogenen Granat-Amphibolite und die Gabbros, sich auch in der Verteilung der seltenen Elemente unterscheiden.

MINERALOGIE

Optische und chemische Daten. Bemerkungen zur Verbreitung und Entstehung der Mineralien

Magmatische Relikte

Olivin	Hornblende
Augit	Plagioklas und Saussurit

Metamorphe Neubildungen

Diopsid	Zoisit und Epidot
Omphazit und Chloromelanit	Albit
Granat	Chlorit
Glaukophan	Karbonat
Hornblenden	Rutil und Titanit
Chloritoid	Titanklinohumit
Hellglimmer (Muskowit, Paragonit)	Vesuvian
Biotit	Prehnit

Im Laufe dieser Untersuchung sind von einzelnen Mineralien zahlreiche Daten gesammelt worden. Um zu vermeiden, dass sie die Gesteinsbeschreibung zu sehr belasten, habe ich mich entschlossen, diese Daten gesondert darzustellen. Das hat noch verschiedene andere Vorteile! Man erhält so einen Überblick über die Eigenschaften des betreffenden Minerals, über seine Paragenesen und seine Stellung in der metamorphen Entwicklung. Überdies zeigt sich jeweils, wo die Untersuchung ergänzungsbedürftig ist.

In der ersten Gruppe sind die magmatischen Relikte und in der zweiten die metamorphen Neubildungen beschrieben. Ein Vergleich mit der Gesteinsbeschreibung zeigt, dass die voranstehende Liste nur einen Teil der Neubildungen umfasst.

Ein Mineral, das als magmatisches Relikt und als metamorphe Neubildung auftritt, wie z. B. der Olivin, wurde nur an einer Stelle behandelt.

Es liegt auf der Hand, dass bei diesem Verfahren Wiederholungen unvermeidlich sind. Da aber manche Leser nur an bestimmten Kapiteln interessiert sind, so glaube ich, dass dieser Nachteil nicht schwerwiegt.

Die magmatischen Relikte und ihre Pseudomorphosen

Magmatische Relikte sind in unserm Gebiete nur selten erhalten und – abgesehen von den Serpentin – ausschliesslich auf grobkörnige Gabbros und deren Differentiationsprodukte beschränkt. Die Auswahl ist dementsprechend klein. Man sollte aber nicht vergessen, dass einige Mineralien der metamorphen Gruppe, ja sogar ganze Paragenesen der Grünschieferfazies, schon bei vormetamorphen, spätmagmatischen, autohydrothermalen Prozessen entstehen können. Das gilt für Albit, Epidot und Chlorit und den aus ihnen gebildeten Spiliten.

Olivin

Olivin ist in der Zone von Zermatt–Saas Fee eher selten, tritt aber als Relikt und als Neubildung auf. Nichts zeigt die grossen Unterschiede der Metamorphose in unserm Gebiet besser als diese Tatsache.

Als sicher magmatisches Relikt ist mir der Olivin nur aus dem Allalingabbro bekannt, aber auch hier ist er eine Rarität. In (teilweise uralitisierten) Augiten vom Gabbro der Spitzen Fluh fand ich Einschlüsse, deren Umrisse dem Olivin entsprechen; diese Pseudomorphosen werden von einem fast isotropen Chlorit (?) und einem farblos-gelb pleochroitischen Phyllosilikat (Phlogopit?) gebildet.

In den Serpentiniten unseres Gebietes ist Olivin nicht selten. Er begleitet gewöhnlich reliktschen Augit oder aus ihm entstandenen Diopsid, ferner Titanklinohumit und Klinohumit (?), von dem er allerdings optisch kaum zu unterscheiden ist. (Teilweise sind diese Olivinkristalle serpentiniert. Aber auch Pseudomorphosen von Chlorit, Klinohumit und Erz oder von Karbonat und Talk nach Olivin sind vorhanden.)

In allen diesen Fällen weckt schon die Vergesellschaftung mit Neubildungen, wie Diopsid und Titanklinohumit, Zweifel an der reliktschen Natur dieser Olivine. Es handelt sich auch, wenigstens bei einem Teil der Olivine, um Neubildungen. In manchen Serpentiniten sieht man nämlich grosse, verästelte Porphyroblasten von Olivin (> 1 cm), die keine Spur mechanischer Beanspruchung oder Umwandlung zeigen. Sie sind randlich mit idiomorphem Antigorit derart verwachsen, dass man eher an die Sprossung in einem Antigoritgewebe denkt als an Auflösung. Im Serpentin der Längfluh (Saas Fee) und demjenigen von Findelenalp (Zermatt) sind diese Olivinporphyroblasten besonders schön entwickelt; am zweiten Ort sind sie allerdings wieder teilweise durch Chlorit und Karbonat verdrängt.

Augit

Das häufigste und z. T. noch ausgezeichnet erhaltene magmatische Relikt ist der Augit. In Kristallen, die mehrere Zentimeter gross werden können, findet man ihn im Gabbro, in pyroxenitischen Lagen und Schlieren oder auch vereinzelt im Serpentin und als reliktschen Kern in Eklogiten. Makroskopisch schwarz bis hellgraugrün mit der für «Diallag» typischen blätterigen Absonderung und metallischem Reflex, i. M. oft rötlichbraun und fast immer trüb.

Die an Pyroxenkristallen von Gabbros und von ultrabasischen, meist granatpyroxenitischen Gesteinen erhaltenen Daten sind in den folgenden beiden Tabellen verzeichnet. Die Resultate der chemischen Analyse eines Augits vom Allalingabbro sind auf S. 34 angegeben.

Tabelle 8: *Pyroxene aus Gabbros der Zone von Zermatt–Saas Fee und einiger anderer Orte der Westalpen*

		n_α	n_β	n_γ	Δ	$2 V_\gamma$	c/n_γ	Dichte	
	<i>Allalin</i>	1,681	1,686	1,706	0,025	55 (48–60)	40°	3,30	Augit
PV 275	<i>Valtournanche</i>	1,680	1,686	1,705	0,025	60 (56–66)	46°	3,29	Augit
PVB 261	<i>Valtournanche</i>	1,668	—	1,695	0,027	50	44°	—	Diopsid
PVB 262	<i>Valtournanche</i>	1,672	—	1,697	0,025	62 (60–64)	41°	—	Diopsid
PVB 45	<i>Varazze</i> (Ligurische Alpen)	1,670	—	1,693	0,023	63 (56–68)	35°	—	Diopsid
PVB 56	<i>Vara infer.</i> (Ligurische Alpen)	1,690	1,698	1,716	0,026	61 (54–70)	45°	—	Augit
PVB 121a	<i>Col del Lys</i> (Cottische Alpen)	1,667	—	1,690	0,023	62 (58–66)	40°	—	Diopsid
PVB 366	<i>Rocca Remolon</i> (Mt. Genève)	1,658	—	1,668	0,010	67 (64–70)	36°	—	Klino- Enstatit

Tabelle 9: *Pyroxene aus Epidot- und Granat-Pyroxeniten*

		n_α	n_β	n_γ	Δ	$2V_\gamma$	c/n_γ	Dichte	
A 47	Allalin-Südwand (3560 m)	1,680	1,687	1,707	0,027	58 (56–62)	41°	3,31	Augit
PB 869	Moräne Feegletscher	1,683	1,691	1,708	0,025	58 (46–64)	43°	—	Augit
PVB 114	S. Michele (W Turin)	1,68	1,69	1,70	0,02	55 (50–66)	40°	—	Augit
PVB 221	Valtournanche	1,669	—	1,692	0,023	64 (56–72)	37°	—	Diopsid

Nach unsern Bestimmungen ist der Klinopyroxen der Gabbros identisch mit dem der Pyroxenite. Das zeigt sich deutlich beim Allalingabbro, bei dem die verschiedenen Differentiationsprodukte denselben Augit führen. Dort, wo die Werte denen der Diopside entsprechen (siehe Tab. 8), zeigen die Augite eine mehr oder weniger akzentuierte Umwandlung, die auch makroskopisch an der helleren Farbe erkennbar ist. Die optischen Eigenschaften entsprechen hier nicht mehr dem ursprünglichen magmatischen Pyroxen.

Zur Umwandlung von Augit. Die Augitrelikte sind in den meisten Fällen verbogen, zerschert oder zerrissen, was oft schon von blossen Auge zu erkennen ist. Deformation bildet aber keineswegs die Voraussetzung für eine chemische Umwandlung. Sehr stark deformierte Kristalle können davon frei sein, während andererseits undeformierte Pyroxene (und Gesteine) nicht selten völlig umkristallisiert sind.

In der Regel sind allerdings Umwandlungen irgendwelcher Art fast immer vorhanden, auch dann, wenn der Augitkristall makroskopisch intakt erscheint. Wie wir beim Allalingabbro sahen, kann die Umwandlung im gleichen Gestein sehr stark variieren. Sie ist stets ein irreversibler Vorgang und verläuft in mehreren Stufen. An einem Kristall sind gewöhnlich zwei oder drei Umwandlungsstufen zu erkennen.

In den Gabbros unserer Zone beginnt der Prozess meistens mit der Umbildung des Augits in irgendein Glied der Diopsid-Jadeit- oder Akmitreihe (Pyroxen II). Diese erste Stufe ist immer mit einer Ausscheidung von Rutil verbunden, der zunächst als feinstes Pigment eine Trübung des Kornes verursacht, die aber mit dem Wachsen der Rutilkristalle wieder verschwindet. Der Augit wird in dieser ersten Stufe entweder durch einen Pyroxen-II-Einkristall oder – wie bei der Smaragditbildung – durch ein Aggregat kleiner, parallel orientierter Körner ersetzt. In den Einkristall-Pseudomorphosen bleibt vom ursprünglichen Pyroxen oft nur noch eine flecken- oder streifenartige Trübung übrig (Rutil, Erz). Der Umbau von Augit in Pyroxen II ist bei diesem Vorgang zwar mit einer Änderung des Chemismus verknüpft, tangiert aber die Feinstruktur nicht.

In einigen wenigen Fällen geht die Umwandlung Augit \rightarrow Pyroxen II Hand in Hand mit einer Ausscheidung von Granat in Form feiner Lamellen. Diese von HENTSCHEL (1937) beschriebenen Pseudomorphosen habe ich nur in pyroxenitischen Gesteinen vom Feegletscher (nicht anstehend) und von Valtournanche gefunden (in pyroxenitischen Gängen der Ligurischen Alpen ist sie nicht selten). Die Entmischung von vermutlich tonerdereichem Augit in Diopsid oder Chloromelanit und Granat ist wahrscheinlich der erste Schritt zur Eklogitbildung.

Die häufigste Umbildung von Augit ist die *Uralitisierung*. Der Augit wird dabei direkt oder auf dem Umweg über sekundären Pyroxen II in ein Aggregat, sehr selten in einen Einkristall von Aktinolith umgewandelt. Auch hier wird der Pyroxen zunächst durch ein Gewebe feinsten, gleichgerichteter Fasern verdrängt. Darin wachsen dann grössere, idiomorphe Aktinolithstengel, und schliesslich entsteht ein wirrer Knäuel grober, von blossen Auge sichtbarer Kristalle, die bei Durchbewegung in bläulich-grüne Schlieren oder Streifen aufgelöst werden. Meistens kann man in solchen Streifen noch uralitisierte Kerne von Augit finden. Parallel mit diesen Vorgängen wird Rutil in Titanit umgewandelt.

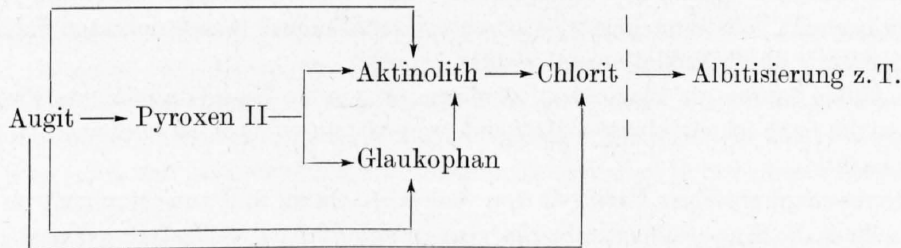
Weit weniger häufig als die aktinolithische ist die Glaukophan-Uralitisierung, wie sie FRANCHI (1902) beschrieben hat. Sie ist in der Glaukophan-Lawsonitzzone (z. B. in Korsika, bei Acceglio, in der Vanoise bei Villarodin u. a. O.) weniger selten als in derjenigen von Zermatt-Saas Fee.

Bei der Uralitisierung erscheint als Begleiter des Aktinoliths auch häufig Chlorit, meist farbloser Klinochlor. Die beiden sind wahrscheinlich z. T. syngenetisch, z. T. ist der Chlorit aber sicher sekundär aus dem

Aktinolith hervorgegangen. Direkte Umbildung des Augits in Chlorit (Klinochlor oder Pennin) kann ebenfalls beobachtet werden.

Einem weiteren Abbau der Pyroxensubstanz entspricht dann die Auflösung der Uralitaggregate durch Albit; er löst diese in Bündel oder Strähnen und schliesslich in einzelne gleichgerichtete Fasern auf.

Wenn wir die wichtigsten der eben erwähnten Prozesse in chronologischer Folge ordnen, so erhalten wir das folgende Schema:



Wenn der Pyroxen II Omphazit oder Chloromelanit ist, erfolgt meistens ein Zerfall in Hornblende-Albitdiablastik

Die beiden ersten Stufen (Pyroxen II und Aktinolith) oder die zwei letzten (Aktinolith und Chlorit) sind häufig nebeneinander im gleichen Schliiff zu beobachten. Wo nur eine der späteren Phasen (Aktinolith oder Chlorit) vorhanden ist, kann diese direkt aus dem Augit entstanden sein, oder sie kann alle vorhergegangenen aufgezehrt haben. In diesem Falle bleiben immer irgendwelche Relikte der Zwischenstufen übrig, so dass die beiden Möglichkeiten leicht voneinander zu unterscheiden sind.

Hornblende

In den Gabbros und Doleriten der Ophiolithe des Oberhalbsteins und des Oberengadins, in den Westalpen, in denjenigen des Mont Genève und von Aceglio sind primärmagmatische braune und grüne Hornblenden ziemlich verbreitet. Vom Mont Genève kenne ich eigentliche Hornblende-Saussurit-Gabbros. Die braune Hornblende schliesst oft Relikte von Augit ein oder sie umrahmt ihn. Fleckenförmige Verwachsung der beiden Mineralien kommt ebenfalls vor. Dort, wo neben der braunen auch intensiv grüne Hornblende auftritt, hat sich diese stets auf Kosten der ersteren gebildet.

Es ist sehr wahrscheinlich, dass diese Hornblenden vor der Metamorphose auch in jenen Ophiolithgebieten vertreten waren, wo heute keine Spur von ihnen mehr zu finden ist, wie z. B. in der Zone Zermatt-Saas Fee. Das würde übrigens ausgezeichnet zum gabbrodioritischen Chemismus vieler Ophiolithe passen. Wenn diese Annahme stimmt, müssen wir uns fragen, in welchen Komponenten der metamorphen Paragenesen die Hornblendesubstanz versteckt ist. Einen Fingerzeig, wo wir sie suchen müssen, geben gewisse Beobachtungen, die ich an Material von Aceglio und von Graubünden machen konnte.

In einem Gabbro von Aceglio sind der Augit und die bräunlichgrüne Hornblende am Kontakt mit Saussurit in Glaukophan umgewandelt, im Oberhalbstein gehen beide in Aktinolith über. Es ist also wahrscheinlich, dass ein Teil des Glaukophans oder Aktinoliths unserer Gesteine das metamorphe Äquivalent dieser magmatischen Hornblenden repräsentiert.

Plagioklas und Saussurit

In unserm Gebiet ist der Allalingabbro das einzige Gestein, das noch Relikte von unverändertem magmatogenem Plagioklas (Labrador) führt. Aber auch hier ist er nur selten noch bestimmbar. Selbst in Kristallen, die noch glänzende Spaltflächen und Zwillingslamellierung zeigen, kann die Sprossung von Zoisitmikrolithen festgestellt werden.

Die Seltenheit von gut erhaltenem Plagioklas ist aber nicht nur eine Eigenart unserer Zone, sie gilt für alle Ophiolithe der Westalpen, weitgehend aber auch für unmetamorphe ophiolithogene Komplexe, wie beispielsweise die türkischen. Saussuritisation ist hier eine weitverbreitete Folge spätmagmatischer Vorgänge, vor allem in den Doleriten, Diabasen und Spiliten. Es darf deshalb nur ein Teil der Saussuritisation als Folge regionalmetamorpher Prozesse betrachtet werden.

In den Gabbros ist der Saussurit meist farblos oder grünlich und porzellanartig dicht. Durch Thulit rosa gefärbte, uralitisierte Gabbros kenne ich von Varazze (Ligurische Alpen) und vom Colle del Lys (W Turin). Die Einsprenglinge der Metadiabase oder -dolerite sind apfelgrün gefärbt. Optisch ist das Mineralgemenge, aus dem der Saussurit besteht, oft nicht auflösbar. Dort, wo die Rekristallisation fortgeschritten ist, beteiligen sich (abgesehen von einigen Ausnahmen) folgende Komponenten an seinem Aufbau: Zoisit (\pm Epidot), Albit und Hellglimmer (wenig). Fast immer sind auch feinfaseriger Aktinolith (selten Glaukophan) und Chlorit (Klinochlor) beteiligt. Das Verhältnis der zwei Hauptbestandteile Zoisit und Albit schwankt, in der Regel aber herrscht Zoisit vor. In stark basischen Gesteinen und in melanokraten Schlieren der Gabbros kann er vollständig durch Epidot ersetzt werden.

In seltenen Fällen führen die Plagioklas-Pseudomorphosen als Hauptkomponente Prehnit. Die Umwandlung in Analcim habe ich ein einziges Mal, und zwar nur an gabbroiden Gesteinen (Gänge) von Val-tournanche, beobachtet.

Über den röntgenographischen Nachweis von Jadeit + Quarz und von Omphazit im Saussurit des Allalingsabbros siehe S. 36. Eine systematische röntgenographische Analyse der Saussurite aus verschiedenen Zonen der Alpen wäre eine Aufgabe, die dringend und zugleich vielversprechend erscheint.

Die metamorphen Neubildungen

In diesem Abschnitt beschreiben wir die oben schon erwähnte Auswahl von Mineralien der Regional-metamorphose. Sie sind – soweit möglich – chronologisch angeordnet, d.h. an die Spitze stellen wir die Mineralien der zuerst gebildeten Paragenesen, dann folgen diejenigen der zuletzt entstandenen. Demgemäss findet man zuerst die Komponenten der Eklogite, dann die Mineralien der Glaukophangesteine und am Schluss diejenigen der Prasinite. Natürlich ist eine solche Anordnung nicht konsequent durchführbar. So ist Titanklinohumit fast ausschliesslich in Serpentinitten zu finden, zusammen mit Diopsid. Wir haben ihn hier mit zwei anderen Titanmineralien (Rutil und Titanit) vereinigt. Es wäre auch wenig sinnvoll gewesen, hätten wir die verschiedenen Karbonate getrennt aufgeführt.

Diopsid

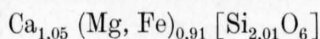
Diopsid ist neben Granat, Vesuvian und Epidot ein Hauptgemengteil der Kalksilikatfelse, die als Boudins in Serpentinitten auftreten (siehe S. 28). Er ist ferner als erste metamorphe Umbildung von Augit verbreitet, und zwar in Serpentinitten und in Gabbros (siehe S. 36); in diesen möglicherweise als Vorläufer von Omphazit oder Chloromelanit. In Serpentinitten ist neugebildeter Diopsid nicht nur pseudomorph nach Augit, sondern neben Granat, Vesuvian und Titanklinohumit ein Bestandteil konkretionärer Schlieren oder Knauer. Er ist hier gewöhnlich feinkörnig, kann aber auch beträchtliche Länge (bis 10 cm) erreichen und zeigt dann eine ungewöhnliche, stengelige oder faserige Entwicklung. Er wird dann leicht mit Tremolit oder Aktinolith verwechselt.

Schöne, flächenreiche Diopsidkristalle sind aus den Mineralklüften bekannt, vor allem aus denen der Kalksilikate.

Die nachfolgende Analyse wurde am Diopsid eines monomineralischen Knauers aus dem Serpentinitt des Schwarzenberggletschers (Saastal) ausgeführt.

SiO ₂	54,06 Gew.-%
Al ₂ O ₃	0,21 »
Fe ₂ O ₃	1,76 »
FeO	1,36 »
MnO	0,08 »
MgO	16,27 »
CaO	26,34 »
	<hr/> 100,08 Gew.-%

Nach Abzug von 1,76 Fe₂O₃ und 0,79 FeO als Magnetit und indem wir Al₂O₃ vernachlässigen, ergibt die Umrechnung auf O = 6 folgende Formel:



Die optischen Daten des analysierten Minerals lauten:

n_α	n_β	n_γ	Δ	$2 V_\gamma$	c/n_γ	Dichte
1,669	1,675	1,696	0,027	60 (60–64)	40	3,25

Andere Daten siehe S. 77.

Omphazit und Chloromelanit

Von diesen beiden Mineralien ist der jadeithaltige Omphazit das häufigere. Der akmitführende Chloromelanit ist an die basischeren eisenreichen Eklogite gebunden, die als Gänge und Schlieren in Gabbros und Serpentinitten zwar verbreitet sind, aber in der Regel doch nur geringe Ausdehnung haben. Eine Ausnahme findet sich in den Ligurischen Alpen, wo chloromelanitführende Eklogite sehr verbreitet sind und grössere, mit Serpentinitten assoziierte Massen bilden. Die folgenden genetischen Bemerkungen beziehen sich auf beide Mineralien.

In der Regel bildet Omphazit in den Eklogiten ein heterogranulares Grundgewebe. Die Korngrösse kann im gleichen Schliff zwischen extrem feinkörnig ($< 0,01$ mm) und grobkörnig (bis 1 cm) variieren. Die Kristalle sind meist kurzprismatisch, selten stengelig. Faserförmige Omphazite kenne ich nur als Einschlüsse in Granat. Die Omphazite selbst sind nahezu einschlussfrei (etwas Rutil, Erz, Quarz), zeigen häufig undulöse Auslöschung und anomal braune und blaue Interferenzfarben, die an Zoisit erinnern. Der Pleochroismus ist schwach grünlich oder fehlt, nur bei den Chloromelaniten ist er deutlich und hier nicht selten fleckenförmig konzentriert.

Klein- bis mittelkörnige Omphazitaggregate zeigen meist eine Regelung. Bei monomineralischen Schlieren oder Korngruppen ist eine sehr charakteristische Tendenz zu radialstrahliger Anordnung verbreitet (siehe Photo 34 auf Taf. XII). Lokale post- und parakristalline Durchbewegung bewirkt Kornzerfall, mit oder ohne weitere Veränderungen. Das durch Rekristallisation auf Bewegungsbahnen entstandene Kleinkorn zeigt in der Regel keine undulöse Auslöschung mehr. Derartige Vorgänge erklären zum Teil den obenerwähnten heterogranularen Charakter des omphazitischen Anteils der Eklogite. Eine andere Ursache ist die gruppenweise Bildung grösserer Blasten, die Hauptursache ist aber wohl in den Anfängen der Omphazitbildung zu suchen (siehe unten).

Die Omphazitkristalle zerfallen randlich in ein feindiablastisches Gewebe blaugrüner Hornblende und Albit. Diese Umwandlung fehlt selten; sie greift oft auch auf Risse über und ist häufig an Scherflächen gebunden. Grössere Risse können dabei in der Medianebene mit Quarz, Albit oder Calcit ausgefüllt sein, während beidseitig die Diablastik mehr oder weniger tief in den Omphazitkristall hineingreift. Solche Fälle zeigen klar, dass die Diablastikbildung mit dem Eindringen niedertemperierter Lösungen in Zusammenhang steht. Sie kennzeichnet die ersten Ansätze der Umwandlung Eklogit-Prasinit, sie entwickelt sich ferner am Glaukophan genau so wie am Omphazit und ist demnach das Produkt einer späten Phase der Gesteinsbildung.

In den Glaukophanschiefern und in den Amphiboliten zeigen die Omphazitrelikte dieselben Eigenschaften wie in den Eklogiten; durch ihre Kleinkörnigkeit und durch ihre Regelung kontrastieren sie oft mit dem jüngeren Grundgewebe (Glaukophan, Hornblende, Albit u.a.) und verraten damit ihren relik-tischen Charakter.

In der folgenden Tabelle sind die chemischen und optischen Daten zweier Omphazite angegeben.

Die Analyse PB 1320 gibt den Chemismus eines grobstengeligen Omphazites wieder, der sich nach sorgfältiger Reinigung aus einer monomineralischen, omphazitischen Linse eines Eklogites gewinnen liess. Das Gestein wurde aus einem Block der Moräne des Findelengletschers geschlagen.

Zum Vergleich ist rechts die Zusammensetzung eines Omphazites aufgeführt, berechnet aus der auf S. 54 angegebenen Analyse des Omphazitites PB 806 nach Abzug von Apatit, Calcit und Rutil. Dabei wurde angenommen, dass die Diablastik gleiche Zusammensetzung hat wie der Omphazit.

PB 1320
Omphazit aus Eklogit, Moräne des Findelengletschers

			O = 6	theoretisch
SiO ₂	56,2 Gew.-%	Si	2,06	2,03
Al ₂ O ₃	10,4 »	Al	0,44	
Fe ₂ O ₃	3,1 »	Fe ³⁺	0,08	
FeO	2,8 »	Fe ²⁺	0,008	1,02
MnO	0,1 »	Mg	0,42	
MgO	7,7 »	Ca	0,47	
CaO	12,0 »	Na	0,49	1
Na ₂ O	6,9 »	K	0,01	
K ₂ O	0,2 »			
H ₂ O ⁺	0,4 »			
TiO ₂	0,1 »			
99,9 Gew.-%				

PB 806
Omphazit vom Lago di Cignana,
Valtournanche

			O = 6
Si	1,94		1,94
Al	0,48		
Fe ³⁺	0,08		
Fe ²⁺	0,13		1,13
Mg	0,44		
Ca	0,57		
Na	0,30		0,88
K	0,01		

Optische Daten des Omphazits PB 1320

n _α	n _β	n _γ	Δ	2 V _γ	c/n _γ
1,673	1,681	1,695	0,022	74	42

PB 1320 entspricht einem Omphazit mit 43,5 Mol.-% Jadeit und 4,9 % Aegirin. Vergleiche damit auch die Analyse des Smaragdites 1305 (S. 38).

Zur Genesis der Omphazite. Die grobkörnigen, metamorphen, gabbroiden Gesteine zeigen uns den Omphazit in statu nascendi. Sie geben den Schlüssel für die Bildung wenigstens eines Teiles der Eklogite, soweit diese überhaupt aus gabbroidem, doleritischem oder basaltischem Material hervorgegangen sind.

Die ersten Ansätze der Omphazitbildung sind vor allem an den smaragditreichen Varietäten des Allalingabbros und seinen melagabbroiden bis pyroxenitischen Einlagerungen zu sehen. Hier zeigt sich folgendes:

Sehr feinkörnige, jadeitführende Pyroxenaggregate entstehen an vielen Punkten mitten im Saussurit. Sie zeigen Rosettenform, also jene Struktur, die in rein omphazitischen Partien der Eklogite oft beobachtet wird. Dort, wo Talkpseudomorphosen nach Olivin vorhanden sind, kann man – parallel zum obigen Vorgang – eine zweite Art der Omphazitbildung beobachten, nämlich eine vom Rande dieser Pseudomorphosen nach innen wachsende Generation von grobstengelig idiomorphem Omphazit.

Die Omphazitbildung setzt in beiden Fällen einen Austausch von Substanz zwischen Saussurit einerseits und den Olivinpseudomorphosen andererseits voraus. Aus dem ehemaligen Feldspat wandern Na, Ca und Al in den Raum der Olivinpseudomorphosen, während aus diesem Mg und Fe in den Saussurit hineindiffundieren.

Von Anfang an sind sehr grosse Korngrößenunterschiede vorhanden. Der heterogranulare Charakter vieler Eklogite ist z. T. wenigstens darauf zurückzuführen und nur teilweise mechanisch oder durch nachdeformative Blastese bedingt.

Wohl der wichtigste Prozess der Omphazitbildung ist aber die Umbildung von Augit. Die bekannten Smaragdite des Allalingabbros bestehen, wie auf S. 37 gezeigt wurde, im wesentlichen aus einem meist vielkörnigen Aggregat subparallel orientierter, mehr oder weniger einheitlich auslöschender Omphazitaggregate. Das wird durch die auf S. 38 angeführte chemische Analyse der reinen Pyroxenfraktion eines Smaragdites vom Mellichengletscher bestätigt.

Die Umbildung von Augitkristallen in Omphazit oder Chloromelanit ist aber nicht nur am Allalingabbro zu beobachten, sondern in den meisten melanokraten gabbroiden bis pyroxenitischen Gesteinen, die als Gänge im Gabbro oder Serpentin auftreten oder, wie in den Ligurischen Alpen, grössere mit Serpentin verknüpfte Massen bilden. Hier ist die Umwandlung des magmatischen in den eklogitischen Mineralbestand evident.

Die zunächst gebildeten Pseudomorphosen nach Augit sind entweder Grosskörner oder subparallel orientierte, feinkörnige Aggregate. Beide zerfallen dann in Felder, die durch unregelmäßige Kornzeilen voneinander getrennt sind. Die vollständige Auflösung dieser Felder ist gewöhnlich an eine Durchbewegung des Gesteines gebunden, wobei Omphazitkristalle verschiedener Herkunft miteinander vermischt werden. Die

Omphazitkomponente der Eklogite verdankt demnach ihre Entstehung mehreren Prozessen, die nicht unbedingt synchron verlaufen.

Im regelten, meist feinkörnigen Omphazitgefüge erfolgt häufig eine nachdeformative Blastese grösserer Omphazite. Die grössten Omphazitkristalle aber bilden sich auf spätektonischen Zerrungsrissen und Klüften. Der Omphazit wächst hier unter Bedingungen der Prasinitfazies und gleichzeitig mit Albit, Ankerit und Quarz.

Das Verhältnis Omphazit und Granat. Für das Verständnis der Eklogitparagenese ist dieses Verhältnis wichtig. In olivinführenden Gabbros fällt der Beginn der Granatbildung (als Kruste um die Talkpseudomorphosen nach Olivin) ungefähr mit dem der ersten Omphazite zusammen. In den Eklogiten tritt der Omphazit häufig als Einschluss im Granat auf; seltener ist das Umgekehrte. Die Omphaziteinschlüsse in Granat sind meist xenomorph (korrodierte Relikte), selten idiomorph. Sie sind sehr feinkörnig, oft nur im Kern oder in bestimmten Zonen von Granat zu finden, in einigen Fällen auch das ganze Granatkorn erfüllend und dann gegen den Rand hin immer grösser werdend. Manchmal sind die Omphaziteinschlüsse nicht nur feinkörniger als der den Granat einschliessende Omphazit, sie haben auch eine andere Gestalt oder Regelung.

Alle diese Beobachtungen zeigen, dass der Granat parallel mit dem Omphazit wächst oder dessen Wachstum überdauert. Aber auch das Umgekehrte ist der Fall. Risse, durch die ein Granatkorn zerlegt wird, sind durch Omphazit ausgeheilt. Die im «Druckschatten» von Granat wachsenden Omphazitkristalle zeigen oft eine besonders schöne Entwicklung. Schliesslich ist bei manchen Eklogiten feinkörnig idiomorpher Granat im Omphazit eingeschlossen.

Von Fall zu Fall variiert also das Verhältnis Omphazit-Granat in den alpinen Eklogiten. In vielen Fällen hat das Wachstum von Omphazit dasjenige von Granat überdauert, in anderen gilt das Umgekehrte. Eine allgemein gültige Regel lässt sich nicht aufstellen. Nicht selten ist übrigens der Omphazit nur noch als Einschluss im Granat erhalten geblieben. Hier sind beide, Granat wie Omphazit, reliktsch, der Granat wenigstens teilweise. Ausserhalb aber ging die Entwicklung weiter – zum Glaukophanschiefer oder zum Amphibolit.

Granat

Granat findet sich, z.T. allerdings nur sporadisch, in allen Gesteinsgruppen. Er kann in Quarziten, Glimmerschiefern und Kalksilikaten ebenso wesentlicher Gemengteil werden wie in den Eklogiten, Glaukophanschiefern und Amphiboliten. In Serpentinesteinen bildet er kleinere Gänge, Schlieren oder Knauer. In ultrabasischen, pyroxenitischen Begleitgesteinen ist ein blutroter Almandin z.T. von Zentimetergrösse verbreitet. Ein hellbrauner bis gelber Spessartin findet sich in piemontitführenden Quarziten oder Glimmerschiefern.

Als Kluftmineral sind Almandin, Andradit, Hessonit und Demantoid nachgewiesen worden (siehe PARKER 1954).

Eingehender untersucht haben wir nur die Granate der Eklogite und Glaukophanschiefer. Auf sie werden wir uns im folgenden beschränken.

Bei diesen Gesteinen variiert die Korngrösse sehr stark und oft im selben Dünnschliff; bei den Eklogiten ist sie häufig um 1 mm oder darunter, hingegen findet man bei den Glaukophanschiefern nicht selten zentimetergrosse Granate. Gerundete erscheinen neben idiomorphen Kristallen. Es ist oft unmöglich zu sagen, was hier bestimmend ist.

Die Tabelle 10 enthält die Daten der Granatanalysen einiger Eklogite. Es handelt sich bei diesen alpinen Eklogitgranaten um relativ andradit- und grossularreiche Almandine. Der Pyropgehalt liegt in der Nähe des unteren Grenzwertes, der für Eklogitgranate noch als zulässig betrachtet wird (siehe BORG 1956 und HAHN-WEINHEIMER & LUECKE 1963). Diese Kennzeichen gelten nach I.Y. BORG auch für die kalifornischen Eklogitgranate. (Der von ihr zitierte Granat hat die Zusammensetzung: Alm = 57,4, Gro = 19,1, Pyr = 11,7, And = 9,8, Spess = 2,0.) Der relativ hohe Mn-Gehalt ist ein weiteres Charakteristikum, das den alpinen und kalifornischen Granaten gemeinsam ist und sich vielleicht überhaupt als ein typisches Merkmal für Granate aus Eklogiten der Albit-Epidot-Amphibolitfazies erweisen könnte. Mangan begünstigt nicht nur die Bildung von Granat, sondern auch diejenige von Chloritoid u. a.

Die optischen und röntgenographischen Bestimmungen bestätigen, dass die Granate der Eklogite und Glaukophangesteine in das Pyrop-Almandinfeld fallen. Hingegen liegen die Projektionspunkte der Granate von Einschlüssen der Serpentine im Grossular-Almandinfeld.

Im übrigen glauben wir nicht, dass unsere drei Analysen die ganze chemische Variationsbreite der alpinen Eklogitgranate umfassen. Vorläufig müssen wir uns aber mit diesen wenigen Beispielen begnügen.

Tabelle 10: *Granat*

	PVB 543 Glaukophanführender Eklogit			PB 1305 Aus Smaragditgabbro		BW 38 Muskowitführender Eklogit	
SiO ₂	38,5			38,5		36,62	
TiO ₂	1,2			—		2,77	
AlO ₃	19,3			19,7		16,29	
Fe ₂ O ₃	2,4			2,5		6,78	
FeO	24,7			24,8		22,84	
MnO	1,0			1,1		0,92	
MgO	3,0			5,1		4,44	
CaO	9,4			8,4		9,58	
	<u>99,5</u>			<u>99,8</u>		<u>100,24</u>	
Formel bezogen auf O = 24	Si	6,1	6,1	6,01	6,01	6,0	6,0
	Al	3,6	4,03	3,67	3,96	3,15	3,98
	Fe ³⁺	0,29		0,29		0,83	
	Ti	0,14		—		—	
	Fe ²⁺	3,27	5,70	3,28	6,05	3,13	6,02
	Mn	0,13		0,15		0,13	
	Mg	0,70		1,20		1,08	
	Ca	1,60		1,42		1,68	
Almandin	55,0			55,0		52,0	
Grossular	17,3			16,6		7,4	
Pyrop	11,8			20,0		18,0	
Andradit	9,9			6,7		20,4	
Spessartin	2,3			2,5		2,2	
	<u>96,3</u>			<u>100,8</u>		<u>100,0</u>	
Rest Si, Al, O	3,7			Differenz	0,8	alles TiO ₂ als Rutil berechnet	

Einschlüsse in Granat fehlen fast nie. Zum Teil sind es Relikte einer verschwundenen Matrix oder Kristalle, die während ihrer Bildung vom rascher wachsenden Granat eingeschlossen worden sind. Sie geben Auskunft über die Entwicklung des Gesteines während des Wachstums von Granat. Aber es wäre falsch, einen einmal gebildeten Granat als geschlossenes System zu betrachten. Es sind vor allem mechanisch entstandene Risse, durch die Lösungen eindringen und den Einschluss oder das Granatkorn selbst lokal umwandeln können. So beobachtet man oft die Umwandlung von Omphaziteinschlüssen in Glaukophan oder in blaugrüne Hornblende. Diese sekundär gebildeten, nach-granatischen Einschlüsse besagen natürlich nichts über das Milieu, in dem das Granatkorn gewachsen ist. Wir haben deshalb versucht, die «echten» Einschlüsse von den sekundär entstandenen nach folgenden Kriterien zu trennen.

a) Die Einschlüsse bilden ein internes $s(s_i)$, verstellt oder unverstellt. Das ist bei Titanit, Rutil- und Epidotmikrolithen und oft auch bei Quarz der Fall.

b) Die Einschlüsse sind nur im Granat oder hier viel häufiger als ausserhalb vorhanden. Das ist festgestellt worden bei Omphazit, Glaukophan, Chloritoid, Quarz, Rutil und Epidot. Diese Fälle sind selten, aber sie zeigen, dass der Granat wenigstens zeitweise in einem Grundgewebe (Matrix) gewachsen ist, das von dem jetzigen verschieden war.

c) Die Einschlüsse sind kleiner und haben eine andere Gestalt als die entsprechenden Mineralien in der Matrix. So sind die Einschlusskristalle von Omphazit, von Glaukophan, Epidot und Rutil manchmal idiomorph, in der Matrix aber xenomorph und grösser. Es ist also im Granat eine ältere Generation erhalten

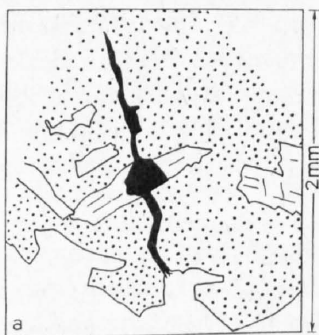


Fig. 34a. Omphazit (weiss) und Granat (punktiert).
Postomphazitische Bildung von Glaukophan (schwarz).

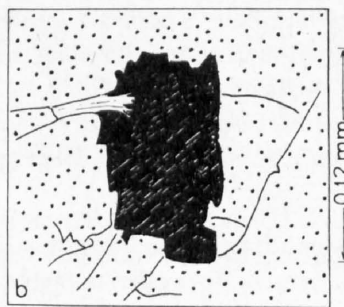


Fig. 34b. Glaukophaneinschluss in Granat.
Oben links Hellglimmer.

geblieben. In ganz wenigen Fällen lässt sich zeigen, dass mehrere Generationen desselben Minerals vom Granat umwachsen wurden. So kann der Rutil im Kern feine Nadeln, in einer Randzone des Granates aber grössere rundliche Körner bilden.

d) Die meist tropfenförmigen Einschlüsse von Quarz sind nicht nur kleiner, sondern zeigen auch keine undulöse Auslöschung, im Gegensatz zum übrigen Quarz.

In der Reihenfolge abnehmender Häufigkeit sind folgende echte Einschlüsse beobachtet worden: Rutil, Titanit, Epidot, Omphazit, Quarz, Glaukophan, Chloritoid und Zoisit.

Rutil, Titanit und Epidot sind ungefähr gleich häufig. Titanit ist fast immer auf den Kern beschränkt und verursacht hier sehr feine, wolkenartige Trübungen. Mit ihm ist gewöhnlich Epidot in Gestalt idiomorpher Mikrolithen oder grösserer xenomorpher Körner assoziiert. In einzelnen Fällen ist der Granat mit Epidot förmlich gefüllt. Er ist massenhaft vor allem in sehr basischen Gesteinen vorhanden, dort, wo der Saussurit statt Zoisit Epidot führt. Demnach sind häufig an Stellen, wo der Granat nachträglich umgewandelt wurde und dabei Epidot entstanden ist, zwei Generationen dieses Minerals im Gestein vorhanden.

In den Randpartien des Granates fehlen gewöhnlich Titanit und Epidot, nur Rutil bleibt erhalten, bildet aber hier grössere, rundliche Körner. Es scheint, als würden Titanit und Epidot durch den wachsenden Granat resorbiert, das frei werdende Titan aber als Rutil ausgeschieden. Doch sind auch andere Deutungen möglich. Jedenfalls ist ein Teil des hohen Titangehaltes der Granatanalysen (1,2–2,7 Gew.-% TiO_2) auf Rutileinschlüsse zurückzuführen.

Das Verhältnis Omphazit–Granat wurde oben (S. 83) schon besprochen. Hier sei nur noch erwähnt, dass der Einschluss-Omphazit oft die gleiche Umwandlung in Glaukophan zeigt, wie sie sonst im Gestein zu beobachten ist (Fig. 34a). Doch kann die Umwandlung im Granat, verglichen mit derjenigen im Gestein, manchmal auch eine Verzögerung erfahren.

Die Glaukophaneinschlüsse lassen demnach oft ihre sekundäre Herkunft aus Omphazit erkennen. Aber es gibt auch Fälle, wo davon nichts zu sehen ist, andere, in denen der Glaukophan im Granat viel häufiger erscheint als ausserhalb oder in denen der Glaukophan überhaupt nur als Einschluss auftritt. Die Granate der Glaukophangesteine scheinen in vielen (nicht in allen!) Fällen parallel mit dem Glaukophan gewachsen zu sein. Allein die Tatsache, dass die Granate der Glaukophanschiefer im Mittel grösser sind als die der Eklogite, weist in diese Richtung. Auch die (allerdings seltenen) Einschlüsse von Chloritoid, den wir vor allem als Begleiter des Glaukophans kennen, zeigen, dass die Granatbildung nicht ausschliesslich auf die Eklogitphase beschränkt ist. In den Glaukophanschiefern wie in den Amphiboliten ist mit mehreren Granatgenerationen zu rechnen, wobei die jüngsten die älteren konzentrisch umwachsen oder sich unter Aufzehrung der alten Generation neu bilden können.

Diese Beobachtungen lassen sich, wie man sieht, nicht auf einen einfachen Nenner bringen. Sie zeigen aber, dass die Mineral- und damit die Gesteinsbildung mehrphasig ist.

Durch sekundäre Umwandlungen im Innern der Granate sind, ausser den schon genannten, vor allem noch Chlorit, Epidot, blaugrüne Hornblende, Albit und Calcit entstanden. Das sind alles typische Mineralien der Prasinitfazies. Ihre Bildung fällt mit dem Abbau von Granat zusammen.

Keine einzige unserer Beobachtungen aber stützt die Ansicht, dass bei der Bildung der alpinen Eklogite zuerst ein prasinitisches Stadium durchlaufen wird (vgl. SCHARBERT 1952). Rutil, Titanit und Epidot, die in den Eklogiten – und zwar frühzeitig – vom Granat umwachsen werden, sind eher als Produkte einer ersten Entmischung der magmatischen Komponenten, denn als Relikte einer prasinitischen Paragenese aufzufassen. Wenn man sie so deuten will, so wird es ganz unverständlich, weshalb Albit, Chlorit und aktinolithische Hornblende, also die eigentlichen Repräsentanten der Prasinite, unter den (echten!) Einschlüssen vollkommen fehlen.

Die Umwandlung von Granat. Granat ist in allen Gesteinstypen häufig von einem kelyphitischen Kranz aus mehreren Mineralien umgeben, deren Bildung wenigstens z. T. auf seine Kosten geht. Sie sind entweder ausschliesslich in der Randzone von Granat zu finden – das ist z. B. oft der Fall bei Biotit –, oder sie haben dort eine andere Zusammensetzung. So ist die Hornblende hier oft intensiver gefärbt als sonst; das gleiche gilt für Glaukophan und Chlorit. Oder man findet im Kontakt gelben Pistazit, ausserhalb nur farblosen Epidot oder Klinozoisit.

Häufig siedeln sich die sekundären Bildungen auch im Innern an. Diese Pseudomorphosen bewahren manchmal noch den ursprünglichen Umriss des Granatkornes, oft in Form einer Linie, die durch Titanit- und Epidotkristalle markiert wird.

Die häufigsten Assoziationen, die aus der Umwandlung von Granat hervorgehen, sind:

Blaugrüne Hornblende + Epidot \pm Biotit \pm Chlorit
Hornblende + Magnetit \pm Chlorit
Epidot + Biotit + Chlorit
Chlorit + Magnetit



Fig. 35a. Randliche Umwandlung von ursprünglich idiomorphem Granat (schwarz) in ein Aggregat von blaugrüner Hornblende und von Pistazit (16mal vergrössert).



Fig. 35b. Verdrängung von Granat durch Chlorit (Chl) und Hornblende (Hb). Nachchloritische Bildung von Calcit (Cc) und Albit (ab) (5mal vergrössert).

Die ersten zwei Assoziationen – vor allem die erste – sind bei Eklogiten und Granat-Glaukophanschiefern verbreitet. Biotit entsteht dabei z. T. auf Kosten von Hornblende; Chlorit aus diesen beiden.

Bei Amphiboliten und Prasiniten fehlt die Hornblende. Das häufigste Umwandlungsprodukt besteht hier aus braunem Biotit, aus Chlorit und Pistazit, manchmal von innen nach aussen in dieser Reihenfolge konzentrisch angeordnet. Chlorit ist auch hier – zum Teil wenigstens – sekundär nach Biotit. Die Substitution des Granates durch Chlorit + Erz allein ist nur bei Prasiniten und auch hier nur selten zu finden.

Bei Amphiboliten und Prasiniten sind diese Pseudomorphosen häufig in Albit eingebettet, entweder in ein einzelnes Grosskorn oder in ein Aggregat kleinerer. Der Albit zehrt vom Rande her die Umwandlungsprodukte auf, so dass manchmal nur ein korrodiertes, völlig von Albit umschlossener Granatrest übrig bleibt, der nun seinerseits zum gepanzerten Relikt degeneriert ist.

Die Umwandlung von Granat ist demnach nicht einfach ein isochemischer Zerfall – das dürfte aus der obigen Beschreibung hinreichend klar geworden sein. An ihr sind auch andere Komponenten beteiligt. Welche, das ist oft schwer zu sagen, ganz besonders im Falle des Biotites.

Die Art der Granatpseudomorphosen ist aber deutlich eine Funktion der Zusammensetzung des Gesamtgesteines, oder – anders ausgedrückt – der Stufe, die dieses innerhalb der Entwicklung Eklogit → Prasinit erreicht hat. Dabei ist bemerkenswert, dass mit fortschreitender Umwandlung (und sinkender Temperatur!) der Polymerisationsgrad innerhalb der Reihe Granat → Hornblende → Biotit → Chlorit zunimmt, ähnlich also wie in der Bowenschen Reaktionsreihe.

Zusammenfassend lässt sich folgendes sagen: Granat umschliesst vor allem im Kern oft eine Generation von Mineralien (Rutil, Titanit, Epidot), die im Laufe seines Wachstums durch Resorption oder Umkristallisation wieder verschwinden. Der Umstand, dass auch Glaukophan und Chloritoid als echte Einschlüsse auftreten, zeigt, dass die Granatbildung nicht auf die eklogitische Phase beschränkt ist. Der in Glaukophangesteinen neben reliktschem Omphazit vorhandene Granat kann später gewachsen sein. Es ist überdies sehr wahrscheinlich, dass im gleichen Handstück Granate verschiedenen Alters vorliegen.

In den alpinen Eklogiten geht die Kristallisation von Granat ungefähr parallel mit derjenigen von Omphazit; in vielen Fällen wird sie vom Omphazit überholt, aber auch das Umgekehrte kann beobachtet werden.

Keine unserer Beobachtungen deutet darauf hin, dass die Eklogite zu Beginn eine Prasinitphase durchlaufen haben. Albit, Chlorit und aktinolithische Hornblende fehlen als Einschlüsse vollständig. Titanit- und Epidoteinschlüsse, die man als Relikte einer prasinitischen Paragenese ansehen könnte, zeigen einen sehr niedrigen Kristallisationsgrad an; sie sind übrigens morphologisch so ausgebildet, dass wir in ihnen eher Produkte einer vielleicht spätmagmatischen Entmischung sehen möchten.

Hornblenden (mit Ausnahme der Glaukophane)

Die folgende Tabelle 11 enthält die von uns bestimmten Brechungsindizes und andere optische Daten. Sie sind nach steigendem n_α angeordnet. Versuchsweise haben wir die Hornblenden in drei Gruppen eingeteilt (siehe Tabelle 11).

Gruppe I: Hornblenden der Tremolit-Aktinolithreihe. Makroskopisch farblos, graugrün oder hellgrün gefärbt. Im Mikroskop farblos oder schwach pleochroitisch. n_α farblos, n_β und n_γ blassgrün. $n_\alpha < 1,620$, $\Delta \geq 0,020$, $2V_\alpha \sim 75-87^\circ$, $c/n_\gamma = 14-20^\circ$.

Diese Hornblende ist sehr verbreitet, vor allem in Meta-Gabbros, als feinfaseriger Uralit, aber auch idiomorphe Kristalle im Uralit oder Saussurit bildend und in talkreichen Pseudomorphosen nach Olivin wachsend. In allen diesen Paragenesen ist er mit Zoisit vergesellschaftet, häufig auch mit Albit. Aktinolith ist aber auch in Prasiniten und Amphiboliten verbreitet. Grosse, idiomorphe Stengel in den Talk-Aktinolithschiefern. Tremolit ist in den Bündnerschiefern und in gewissen Triasmarmoren keine Seltenheit.

Gruppen II und III: Blaugrüne (barroisitische?) Hornblenden. Die Hornblenden dieser Gruppen sind makroskopisch dunkelgrün bis schwarz mit mehr oder weniger starker Absorption: n_α farblos bis hellgelb, n_β blassgrün-grün, n_γ blaugrün oder grünblau ($n_\gamma = n_\beta \gg n_\alpha$). Die Hornblenden der Gruppe III haben in der Regel nicht nur die grössere Auslöschungsschiefe und höhere Brechungsindizes, sondern auch intensivere Absorption, während Doppelbrechung und z. T. auch der Achsenwinkel kleiner sind.

Tabelle 11: *Optische Daten verschiedener Hornblenden*

Nr.	c/n _γ	2 V _α	n _α	n _β	n _γ	Δ		Gestein	Fundort	
I	PVB 232	15 (15, 16)	75 (74–77)	1,610	—	1,633	0,023	Uralit	Zoisit-Amphibolit, Metagabbro	Alp Manda, Valtour-nanche
	PVB 260	17 (16, 17)	74 (70–76)	1,613	—	~ 1,633	0,020	Uralit	Zoisit-Amphibolit, Metagabbro	Alp Tonaley, Valtour-nanche
	PB 243	17	73	1,616	1,633	1,642	0,026	Strahlstein	Talk-Aktinolithschiefer	W-Grat Egginer, Saastal
II	A 34a	16	68	1,625	—	1,648	0,023	Uralit, Glaukophankern	Epidot-Amphibolit, Schlieren in Gabbro	Allalin W-Wand, Saastal
	O 32 ¹⁾	16 (12–18)	73 (66–84)	1,631	1,646	1,651	0,022	—	epidotführender Amphibolit	Rimpfischhorn
	PB 452	15	70	1,637	1,651	1,656	0,019	—	Hornblende-Prasinit	Weg Riffelsee–Gakihaupt
	PVB 82a	16 (15–18)	74 (72–78)	1,639	1,651	1,664	0,025	Uralit, farbloser Kern (Glaukophan), intensiv grüner Rand	Granat-Amphibolit, Linse in Gabbro	Mocchie, Val Susa (Piemont)
	O 46	17 (14–22)	73 (70–80)	1,641	1,656	1,663	0,022	—	Prasinit	Egginer, Saastal
	PVB 56	18 (12–21)	80 (76–80)	1,642	1,660	1,663	0,021	mit farblosem Kern (Glaukophan)	Eklogit in Serpentin	Vara inf. (Ligurische Alpen)
III	PB 447	15 (14–18)	73 (62–88)	1,643	1,657	1,661	0,018	eklogitogen	Granat-Amphibolitschlieren aus flaserigem Metagabbro	Alphubel-Gletscher, Täschthal
	PB 1531 ¹⁾	—	—	1,648	—	1,667	0,019	—	Epidot-Amphibolit, Gang im Serpentin	Stockknubel, Gornergletscher
	PB 449	24 (24–29)	61 (58–64)	1,652	—	1,670	0,018	Glaukophankern	Chlorit-Hornblendeschiefer	Alphubel-Gletscher, Täschthal
	A 46	22	71 (67–78)	1,656	1,667	1,673	0,017	—	ultrabasische Linse in Gabbro mit Hornblende, Epidot, Chlorit und Titanit	Allalin S-Wand
	PB 841a	19 (15–22)	67 (62–78)	1,658	—	1,675	0,017	—	rutilreicher Chlorit-Epidot-Amphibolit	Moräne, Schwärze (Gornergletscher)

¹⁾ Analyse vgl. S. 89.

Mit Ausnahme von PB 449 passen die optischen Daten in die Aktinolithreihe, besonders auch die Abnahme der Doppelbrechung mit steigender Brechung. Die Analysen zeigen aber deutlich, dass es sich wenigstens z. T. um tonerdereiche Hornblenden handelt.

Hornblendeanalysen

	O 32	PB 1302a	PB 1531
	Aus pistazitführendem Hornblende- schiefer (Linse in Glaukophanschiefer, Rimpfischhorn, Südwand)	Aus Zoisit-Hornblende- Prasinit (Kontakt eines Albititganges, siehe S. 68)	Epidot-Amphibolit (Gang in Serpentin, Stockknubel)
SiO ₂	52,5 Gew.-%	47,0 Gew.-%	46,4 Gew.-%
Al ₂ O ₃	7,0 »	7,8 »	14,1 »
Fe ₂ O ₃	4,1 »	6,0 »	3,2 »
FeO	8,5 »	10,1 »	7,2 »
MnO	0,3 »	0,3 »	0,3 »
MgO	13,2 »	12,6 »	11,2 »
CaO	9,5 »	10,8 »	10,7 »
Na ₂ O	1,6 »	1,8 »	4,2 »
K ₂ O	0,4 »	0,3 »	0,4 »
H ₂ O	2,5 »	2,7 »	1,5 »
TiO ₂	0,2 »	0,4 »	0,7 »
	99,8 Gew.-%	99,8 Gew.-%	99,9 Gew.-%

Formeln berechnet auf O + OH = 24:

O 32	(Na _{0,45} K _{0,1} Ca _{1,4}) _{1,95} (Mg _{2,8} Fe _{1,0} ²⁺ Fe _{0,4} ³⁺ Al _{0,6}) _{4,8} [Al _{0,6} Si _{7,4} (O _{21,6} OH _{2,4}) ₂₄]
PB 1302a:	(Na _{0,5} K _{0,05} Ca _{1,7}) _{2,25} (Mg _{2,7} Fe _{1,2} ²⁺ Fe _{0,65} ³⁺ Al _{0,2}) _{4,75} [Al _{1,2} Si _{6,8} (O _{21,4} OH _{2,6}) ₂₄]
PB 1531:	(Na _{1,2} K _{0,1} Ca _{1,7}) _{3,0} (Mg _{2,4} Fe _{0,9} ²⁺ Fe _{0,3} ³⁺ Al _{1,1}) _{4,7} [Al _{1,3} Si _{6,7} (O _{22,6} OH _{1,4}) ₂₄]

Optische Daten der analysierten Hornblenden

	O 32	PB 1302a	PB 1531	
c/n _γ	16° (12–18)	20°	22°	
n _α	1,631	1,649	1,646	gelblich
n _β	1,646	1,663	1,658	blaugrün
n _γ	1,651	1,669	1,664	blaugrün
A	0,020	0,020	0,018	Absorption
2 V _α	—	75°	77°	n _γ = n _β > n _α

Diese blaugrünen Hornblenden lassen sich nach unseren übrigen sehr zahlreichen Messungen, nach ihrer Auslöschungsschiefe und dem Achsenwinkel noch weiter gliedern in die folgenden Gruppen:

a) mit c/n _γ	~ 12°	2V _α ~ 75°
b) mit c/n _γ	18–24°	2V _α ~ 60°
c) mit c/n _γ	18–24°	2V _α ~ 80°

Die Absorption ist bei allen Gruppen variabel.

Übrigens können die optischen Eigenschaften im gleichen Kristall sehr stark variieren. Häufig ist der Kern farblos (seltener violett) mit kleiner Auslöschungsschiefe, zeigt also gastalditischen Charakter. Die Absorption nimmt gegen den Rand hin stetig zu, und dasselbe gilt für die übrigen Eigenschaften.

Schon aus der Optik folgt, dass die blaugüne (barroisitische) Hornblende nichts Einheitliches darstellt. Dagegen spricht auch die sehr verschiedene Entstehungsweise. Dazu sei noch folgendes bemerkt:

Die durch Uralitisierung der Augite gebildete Hornblende ist gewöhnlich ein farbloses Glied der Tremolit-Aktinolithreihe, seltener Glaukophan. Beide aber können in eine mehr oder weniger intensiv pleochroitische, blaugüne Hornblende übergehen. Diese kann sich aber auch direkt aus Augit entwickeln. Das ist bei ursprünglich melagabbroiden oder pyroxenitischen Gesteinen sogar die Regel. Der Fe-Gehalt des Gesteins scheint hier ausschlaggebend zu sein.

Die blaugüne Hornblende ist in Prasiniten, Amphiboliten und Eklogiten, in Glaukophanschiefern, Metagabbros, in metasomatischen und sekretionären Bildungen anzutreffen. Sie bildet eine Komponente der Albit-Hornblende-Diablastik, die aus dem Zerfall von Omphazit oder Glaukophan hervorgeht. Sie umwächst regelmässig als homoaxiale Randzone den Glaukophan. Gerade dabei aber zeigen sich starke Schwankungen der optischen Eigenschaften.

Die blaugrüne, sogenannte barroisitische Hornblende ist demnach ein sehr verbreiteter und typischer Gemengteil der Ophiolithe unserer Zone. Sie ist von den grünen Hornblenden der Amphibolitfazies (Tessin) deutlich verschieden. Aber sie repräsentiert nicht nur in optischer, sondern wahrscheinlich auch in chemischer Hinsicht nichts Einheitliches. Sofern sich die Bezeichnung «barroisitisch» nur auf die blaugrünen Absorptionsfarben stützt, muss sie aufgegeben werden.

Glaukophan

Glaukophan ist in Meta-Gabbros und in Eklogiten verbreitet. Auch in den eklogitogenen Granat-Amphiboliten findet man ihn gewöhnlich noch im Kern der grünen Hornblende.

In den Glaukophanschiefern der Zone von Zermatt-Saas ist fast ausschliesslich ein im Dünnschliff farbloser bis schwach gefärbter, gastalditischer Glaukophan verbreitet. Die Korngrösse variiert zwischen einigen Zehntelsmillimetern und einem Zentimeter, oft im gleichen Schliff. Grössere Porphyroblasten sind selten und auf Kluffbildungen beschränkt.

Die Kristalle sind sehr *einschlussarm*. Am häufigsten trifft man Rutil und Omphazit an, letzteren als korrodiertes Relikt, selten Titanit. Erz, Epidot und Zoisit, Quarz, Granat und Chloritoid bilden nur sporadisch Einschlüsse.

In der Randzone geht der Glaukophan zunächst in grünblaue, dann in blaugrüne Hornblende oder in eine diablastische Verwachsung von bläulichgrüner Hornblende und Albit über. Beide Umwandlungen können am gleichen Kristall auftreten. Nur selten ist die randliche Bildung von Biotit oder Chlorit oder die Verdrängung des Glaukophans durch ein myrmekitartiges Gewebe von blass-gelbgrünem Glimmer, von Chlorit und Albit (?).

Die folgenden Tabellen geben Auskunft über Chemismus und optische Eigenschaften unserer Glaukophane.

Glaukophan

	PB 485	PVB 543	PB 593
SiO ₂	57,5 Gew.-%	56,8 Gew.-%	57,9 Gew.-%
TiO ₂	1,3 »	0,5 »	0,4 »
Al ₂ O ₃	12,5 »	12,0 »	13,3 »
Fe ₂ O ₃	2,7 »	1,8 »	1,6 »
FeO	4,7 »	6,8 »	4,0 »
MnO	— »	0,1 »	0,05 »
MgO	11,2 »	9,8 »	11,6 »
CaO	1,25 »	3,4 »	2,1 »
Na ₂ O	5,8 »	6,0 »	6,3 »
K ₂ O	0,4 »	0,2 »	0,5 »
H ₂ O	2,3 »	2,7 »	2,2 »
	99,9 Gew.-%	100,0 Gew.-%	99,9 Gew.-%
Dichte	3,02	—	—

Diese Analysen stimmen mit den von ZAMBONINI (1906) gegebenen sehr gut überein. Hingegen weist eine von NICOLAS & GAGNY (1964) publizierte Analyse bei sonst ähnlichen Werten einen niedrigeren Al₂O₃-Gehalt (9,97%), aber einen viel höheren FeO-Gehalt (10,46%) auf.

PB 485 stammt aus dem auf S. 57 beschriebenen Granat-Glaukophanschiefer von der Moräne Hubiltini, Täschthal. Das Mineral ist einschlussfrei.

PVB 543 Alp Pilaz, Valtournanche. Dieser Glaukophan bildet zusammen mit Granat grosse Porphyroblasten in einem feinkörnigen, omphazit- und epidotreichen Grundgewebe mit Hellglimmer, Quarz, Rutil, Titanit, Pyrit und Apatit. Der Glaukophan enthält vereinzelte, winzige Einschlüsse von Omphazit, Glimmer, Epidot, Quarz, Karbonat und Rutil. Für die Analyse wurde nur einschlussfreies Material verwendet.

PB 593 Moräne des Allalingletschers, Saastal. Nur zum Vergleich hier nochmals aufgeführt. Stammt aus dem auf S. 43 beschriebenen talk- und granatführenden Smaragdit-Saussurit-Gabbro.

In der folgenden Tabelle sind die nach MIYASHIRO (1957) auf 23×100 O-Atome umgerechneten Kationenzahlen der obigen Analysen angegeben. Zum Vergleich fügen wir die aus den Tabellen dieses Autors entnommenen Werte von drei weiteren Glaukophan-Analysen der Westalpen bei.

Tabelle 12: Kationen Zahlen von Glaukophan-Analysen

Nr.	Si	Al ^{IV}	Al ^{VI}	Ti	Fe ³⁺	Fe ²⁺	Mn	Mg	Ca	Na	K	H ₂ O	R ^{III}	Fe ^{III} /R ^{III}	Fe ^{II} /R ^{II}
PB 485	740	60	130	12	26	50	—	219	21	145	6	98	168	0,12	0,23
PVB 543	770	30	160	5	20	78	—	196	50	157	3	121	185	0,11	0,28
PB 593	780	20	190	4	16	45	—	233	30	165	8	99	210	0,08	0,16
31 ^x	780	20	172		12	61	—	262	15	183	12	102	184	0,07	0,19
28 ^x	787	13	163		30	95	—	215	10	182	11	103	193	0,16	0,31
25 ^x	780	20	182		25	93	—	195	31	157	6	125	207	0,12	0,32

^x Nummern in der Tabelle von MIYASHIRO (1957)
 31 Glaukophan von Zermatt. Analyse Kunitz
 28 Glaukophan von Champ de Praz. Analyse Kunitz
 25 Glaukophan von Rocca Bianca. Analyse Zambonini

Alle Glaukophane zeigen hohen Al- und Mg-Wert. Nur ein kleiner Teil des Aluminiums hat tetraedrische Koordination. Der Gesamtgehalt an Fe ist gering, wobei Fe³⁺ nur 1/6 bis 1/3 des Gesamteisens ausmacht. Vielleicht ist darauf die schwache Färbung dieser gastalditischen Glaukophane zurückzuführen.

Die optischen Daten der analysierten und einiger anderer Glaukophane sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt.

Tabelle 13: Optische Daten von Glaukophan

	n _α	n _β	n _γ	Δ	2V _α	c/n _γ	Dichte	
A 23	1,601	1,623	1,626	0,025	48 (46, 50)	6 (4, 7)	—	Allalinmoräne (aus Metagabbro) Moräne des Längfluh- gletschers, Täschthal
PB 593	1,603	1,623	1,626	0,023	59 (46–67)	8 (3–13)	—	
PB 490	1,610	1,630	1,633	0,023	50 (45–60)	8 (6–9)	3,02	
PB 485	1,611	1,629	1,632	0,021	49	8	—	Allalinmoräne, Saastal Pian Fey, Val d'Aosta Val St. Marcel, Aosta Alp Pilaz, Valtournanche Val St. Marcel, Aosta Passo Pas-chiet, Balme, Valle di Viù
PB 494	1,612	1,629	1,632	0,020	55 (48–64)	7 (0–12)	—	
PVB 191	1,610	1,629	1,632	0,022	45 (44–48)	6 (4, 7)	—	
PVB 163	1,613	1,633	1,633	0,023	39 (30–43)	6 (6–8)	—	
PVB 543	1,619	—	1,643	0,024	—	—	—	
PVB 168	1,623	1,638	1,639	0,016	43 (39–48)	5 (4, 5)	—	
PVB 434	1,627	—	1,644	0,017	24 (17–27)	7 (5–9)	—	
PVB 420	1,629	—	1,644	0,015	(21–28)	9 (8–12)	—	
PVB 183	1,630	1,643	1,645	0,015	33 (21–52)	5 (2–12)	—	La Servetta, Val Clavalité, Aosta Westhang Monte Corbioun, Cesana Torinese
PVB 369	1,630	1,646	1,647	0,017	24 (23–24)	9 (6–12)	—	

Die Zahlen für 2V_α und c/n_γ sind Mittelwerte. In Klammern sind die gemessenen Extremwerte angegeben.

Die vier letzten Glaukophane der obigen Tabelle zeigen nicht nur höhere Brechung, niederere Doppelbrechung und kleineren Achsenwinkel, sondern auch intensivere Farben, verglichen mit den im Dünnschliff fast farblosen gastalditischen Hornblenden der Nrn. PB 593–PVB 163.

Der Pleochroismus variiert folgendermassen: n_α farblos-gelblich, n_β lila-violett, n_γ blass-azurblau, Absorption n_α ≥ n_β >> n_γ.

Nach den Analysen scheinen Brechungsindizes und Absorption mit dem Fe-Gehalt zuzunehmen, während Doppelbrechung und Achsenwinkel abnehmen. Der Al-reichste, Fe-ärmste Glaukophan (PB 593) ist

im Dünnschliff farblos und hat die niedersten Brechungsindizes der ganzen Reihe. Der vorhin zitierte, extrem FeO-reiche Glaukophan (NICOLAS & GAGNY 1964) hat folgende optische Daten:

n_α	n_β	n_γ	Δ	c/n_γ	$2V_\alpha$
1,613	1,632	1,640	0,027	14°	40–75°
n_α blass-lavendel,	n_β blass-lila,	n_γ farblos			

Vergleicht man Analysen und optische Daten alpiner mit kalifornischen Glaukophanen (siehe SWITZER 1951), so zeigen sich charakteristische Unterschiede. Sowohl FeO wie Fe_2O_3 sind bei letzteren höher, ebenso SiO_2 , während Al_2O_3 bei den gastalditischen Glaukophanen grössere Werte erreicht. Dementsprechend sind Absorption und Brechungsindizes der kalifornischen grösser, Doppelbrechung und Achsenwinkel aber kleiner. Die kalifornischen Glaukophane entsprechen in ihren optischen und chemischen Eigenschaften den vier letzten Gliedern der obigen Tabelle. Gastalditische Glaukophane scheinen in Kalifornien zu fehlen.

Von den *blaugrünen Hornblenden*, die durch Umwandlung von Omphazit oder Glaukophan entstehen und auch in fein diablastischer Verwachsung mit Albit auftreten, existieren keine Analysen. c/n_γ beträgt im Mittel 17°, der Achsenwinkel $2V_\alpha$ liegt um 75°. Die Mittelwerte von c/n_γ liegen zwischen 15 und 21°, die Extremwerte der Einzelmessungen sind 15 bis 22°. Für $2V_\alpha$ sind die entsprechenden Zahlen (65–78°) und (56–84°). Der Pleochroismus ist variabel; die Absorption in der Regel aber schwach. n_α farblos-blassgelb, n_β grünlich-grün, n_γ blassblau-blassgrün.

Zwischen den aus Glaukophan und den aus Omphazit gebildeten blassgrünen Hornblenden scheint kein Unterschied zu bestehen. Die optischen Eigenschaften, vor allem Absorption und Brechung hängen vom Gesamtchemismus des Gesteines ab; sie nehmen bei basischen Fe-reichen Gesteinen zu.

Zur Entstehung des Glaukophans. Die Glaukophanbildung zeigt grosse Analogien zu derjenigen vom Omphazit. Ähnlich wie dieser entsteht auch der Glaukophan in gabbroiden Gesteinen durch mehrere Umsetzungen.

1. gibt es eine Glaukophan-Uralitisierung von Augit. Sie ist das Analogon zur Umwandlung Augit → Omphazit. In beiden Fällen ist die Albitkomponente der ursprünglichen Plagioklase daran beteiligt.

2. erscheinen idiomorphe Glaukophanstengel (s. Analyse PB 593) in den Talkpseudomorphosen nach Olivin. Sie entstehen hier wenigstens teilweise durch Umbildung von Omphazit.

3. Am verbreitetsten aber ist in Gabbros die Umwandlung von Omphazitpseudomorphosen nach Augit in Glaukophan. Wo sie auf den Rand beschränkt ist, erscheint der Glaukophan einfach als Fortwachsung von Omphazit. Von innen nach aussen erhält man dann folgende Sukzession: Augit (durch Rutilentmischung getrübt) → Omphazit → Glaukophan → blassgrüne Hornblende. Hier ist der Glaukophan sicher nach-omphazitisch und bildet das sichtbare Zwischenglied in der Kette Eklogit → Prasinit. Die postomphazitische Bildung von Glaukophan ist auch dort evident, wo Zerrungsrisse in Omphazitkristallen durch subparallele Glaukophanstengel ausgeheilt werden. Auch dieser Vorgang hat seine Parallele in der Kristallisation von Omphazit auf Rissen im Augit.

Nicht ganz so leicht zu deuten ist die Bildung der grossen Glaukophan-Porphyroblasten, die in Eklogiten häufig auftreten. Sie sind oft idiomorph, zeigen gegenüber dem Omphazit klaren, scharfen Rand und schneiden das von ihm gebildete, feinkörnige Parallelgefüge oft quer ab. Sie verhalten sich also ähnlich wie etwa ein nachdeformativ in einem Phyllit gewachsener Porphyroblast (Photo 37 auf Taf. XIII).

Erst die Durchmusterung eines grossen Materials liess erkennen, dass auch hier der Glaukophan auf Kosten von Omphazit (oder Chloromelanit) entstanden ist. Korrodierte Omphazitrelikte, manchmal mehrere einheitlich auslöschende Reste eines in Auflösung begriffenen Omphazitkristalles, Relikte feinkörniger Omphazitaggregate im Glaukophan und das Eindringen von Glaukophan entlang Spaltflächen des Omphazites konnten immer wieder beobachtet werden (Fig. 36 und 37).

Es kommt auch vor, dass das Omphazitgewebe, manchmal auch Teile eines einzelnen Omphazitkristalles, fleckenweise durch Karbonat, Quarz und Chlorit zerstört werden. Immer bildet sich dann um diese Flecken einer späten, niedertemperierten Paragenese ein Reaktionsrand von Glaukophan.

Auf der Pfulwe sind gewisse Eklogit-Glaukophangesteine mit Tupfen von limonitisiertem Karbonat durchsetzt und um jeden dieser Flecken, wie um die eben erwähnten, findet sich ein Kranz subparallel orientierter Glaukophanstengel.

Alle Beobachtungen sprechen demnach dafür, dass der Glaukophan in unseren Gesteinen immer eine postomphazitische Bildung ist und in den meisten Fällen auch auf Kosten von Omphazit entstanden ist.

Das gilt nun aber *nicht* für die Glaukophangesteine der externen Zone der Westalpen, also für Gesteine der Glaukophan-Lawsonit-Fazies.

Über die Beziehung von Glaukophan zu Granat und Chloritoid siehe S. 85 und S. 95.

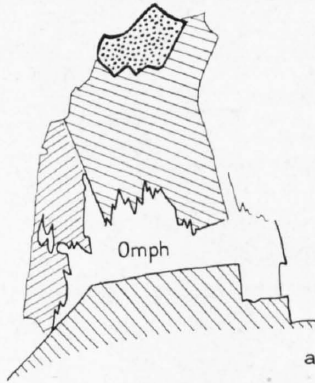


Fig. 36a. Reliktischer Omphazit in Glaukophan (schraffiert). Punktiert = Granat (5mal vergrößert).

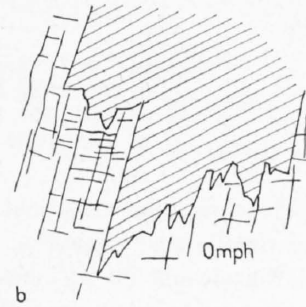


Fig. 36b. Randliche Auflösung von Omphazit durch Glaukophan ($12\frac{1}{2}$ mal vergrößert).

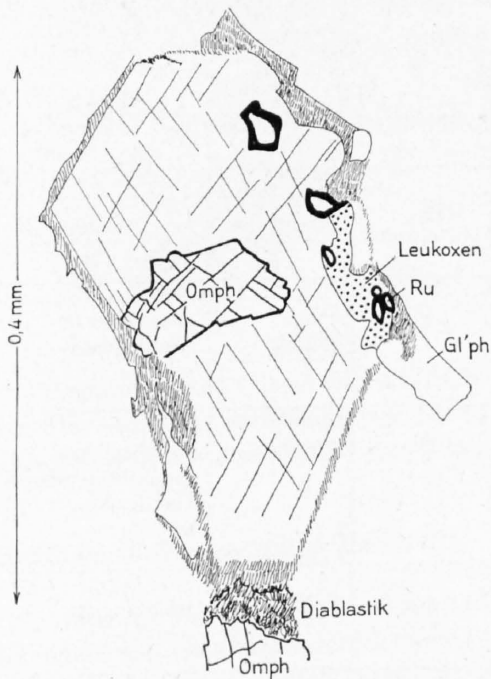


Fig. 37. Idiomorpher Glaukophan-Porphyroblast mit Einschlüssen von Omphazit (Relikt!) und Rutil (Ru). Am Rande (schraffiert) blaugüne Hornblende und Diablastik.

Chloritoid

Chloritoide der Ophiolithe von Zermatt-Saas Fee sind in einer früheren Arbeit besprochen worden (BEARTH 1963). Die aus dieser und aus anderen glaucophanführenden Zonen der Westalpen stammenden Chloritoide scheinen durchwegs Mg-reich ($\text{MgO} = 5$ Gew.-%) zu sein (Sismondin) (siehe auch die Analysen auf S. 44 und S. 94). Das ist für diese Paragenesen ebenso typisch wie die Fe-armen und Al-reichen Glaukophane, die sogenannten Gastaldite.

PB 1536: Chloritoid (aus Granat-Glaukophanschiefer) Pfulwe, Fluhalp ob Zermatt

SiO ₂	24,1 Gew.-%
Al ₂ O ₃	37,3 »
Fe ₂ O ₃	7,6 »
FeO	16,8 »
MnO	0,14 »
MgO	5,9 »
CaO	0,2 »
Na ₂ O	0,1 »
K ₂ O	0,3 »
TiO ₂	0,1 »
H ₂ O ⁺	7,4 »
<hr/>	
	99,9 Gew.-%

Atomproportionen auf O = 10 berechnet:

			theoretisch
Si	1,99		2
Al	3,64		
Fe ³⁺	0,47	4,11	4
Fe ²⁺	1,18		
Mg ²⁺	0,72	1,90	2
OH	4,08		4

(Die sehr kleinen Mengen an Alkalien und CaO wurden vernachlässigt)

optische Daten:

n_α	= 1,711, olivgrün	$2V_\gamma$	= 53°
n_β	= 1,712, blau	Dispersion deutlich, $\varrho > \theta$	
n_γ	= 1,721, blassgelb	Absorption kräftig, $n_\alpha = n_\beta \gg n_\gamma$	
Δ	= 0,0010		

Der Pleochroismus entspricht dem des analysierten Minerals PB 1536.

Die Kristalle sind monoklin, selten triklin. Die grösseren Kristalle sind immer polysynthetisch verzwillingt. Einzelwerte für $2V_\gamma$ liegen zwischen 42 und 54°, die Mittelwerte zwischen 46 und 52° (28 Messungen). Weitere Angaben siehe BEARTH (1963).

An grösseren Porphyroblasten sind fast immer Verbiegungen oder Knickungen der Lamellen festzustellen, auch dann, wenn sie an den übrigen Komponenten (Glaukophan, Glimmer) und an kleineren Chloritoidkristallen nicht wahrnehmbar sind.

Der Chloritoid zeigt meistens randlich Umwandlung in ein Aggregat von Paragonit, Klinochlor und Magnetit, die bis zur völligen Aufzehrung des Minerals führen kann.

Tabelle 14: Optische Daten anderer Chloritoide aus Glaukophanschiefern der Zone Zermatt-Saas Fee

	n_α	n_β	n_γ	Δ	$2V_\gamma$ Extremwerte	$2V_\gamma$ Mittelwerte	Absorption	Gestein
PB 1604A	1,712	1,714	~ 1,724	0,0012	42–51	46	sehr kräftig	Quarzader in Glaukophan- schiefer
PB 494	1,701	1,704	1,712	0,011	47–53	50	kräftig	Omphazit und granatführender Glaukophan- schiefer
PB 495	1,698	1,700	1,708	0,010	42–48	45	kräftig	Glaukophan- schiefer

Zur Entstehung von Chloritoid. Wenn wir von den metamorphen Gabbros (S. 44) und von gewissen sedimentogenen Einlagerungen in den Bündnerschiefern (S. 62) absehen, so ist Chloritoid vorwiegend auf granat- und glaukophanführende Paragenesen beschränkt. Niemals habe ich ihn in Prasiniten angetroffen und nur ausnahmsweise in Eklogiten. Die Chloritoidbildung ist an eine bestimmte Stufe der metamorphen Entwicklung und an einen bestimmten Chemismus gebunden. Da die Chloritoide in den Glaukophanschiefern immer nur lokal angehäuft sind, so ist es wahrscheinlich, dass ihre Bildung eine Konzentration von Mg, Fe und Al durch metamorphe Differentiation voraussetzt.

Die Chloritoidkristalle führen Einschlüsse von Rutil, Hämatit, Epidot und häufig Glaukophan. Der letztere ist feinkörnig und idiomorph. Die den Chloritoidkristall umschliessenden Glaukophane sind viel grösser. Das Wachstum von Chloritoid und Glaukophan erfolgte in solchen Fällen gleichzeitig, und ihre Kontakte sind – soweit sie nicht durch sekundäre Umwandlungen zerstört worden sind – scharf und klar. Die beiden Mineralien sind miteinander im Gleichgewicht.

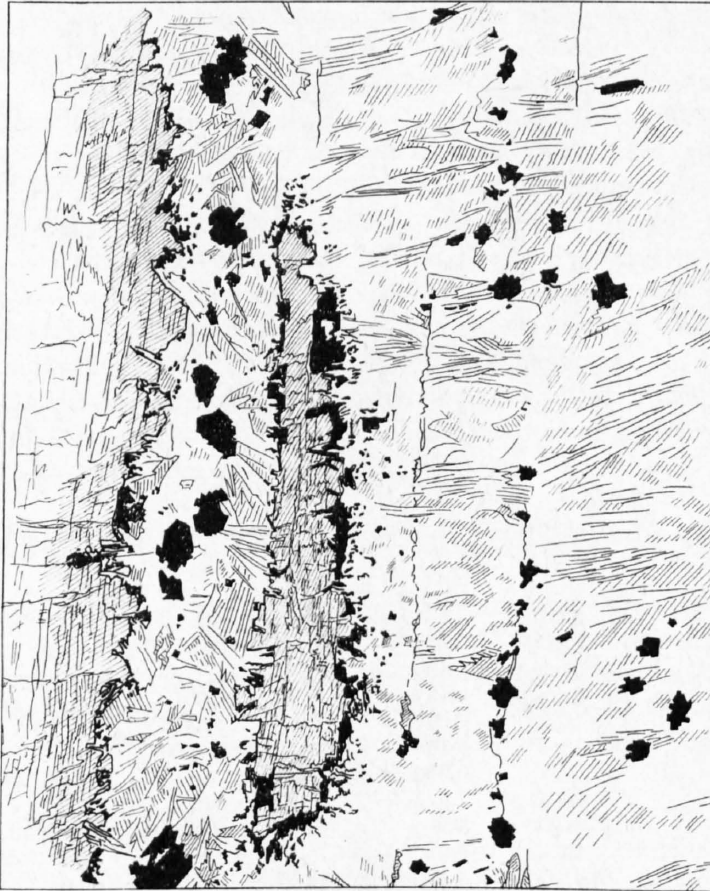


Fig. 38. Umwandlung von Chloritoid (links) in Paragonit (weiss), Chlorit (gestrichelt) und Magnetit (schwarz). Die in vertikalen Reihen angeordneten Magnetitkristalle bilden ehemalige Spaltrisse von Chloritoid ab (5mal vergrössert).

Andererseits ist Chloritoid als Einschluss in Granat ziemlich häufig. In manchen Gesteinen findet man ihn überhaupt nur als gepanzertes Relikt im Granat. Die im übrigen Gestein ursprünglich vorhandenen Chloritoide sind wahrscheinlich durch Paragonit und Chlorit ersetzt worden.

Hellglimmer (Paragonit und Muskowit)

Während Biotit nur sporadisch und immer nur in kleinen Schuppen auftritt, ist Hellglimmer in den Eklogiten und Glaukophanschiefern sehr verbreitet. In den rein eklogitischen Schlieren ist er zwar selten, in den glaukophanführenden Partien der Eklogite aber bildet er als regelmässiger Begleiter Nester, Lagen und Schmitzen. Die röntgenographische Prüfung einer Anzahl Proben (nach HARDER 1956) ergab, dass in den glaukophanführenden Gesteinen sowohl reiner Paragonit wie Muskowit vertreten sind. Beide zeigen eine ziemlich grobschuppige (1–2 mm \varnothing) Ausbildung.

Die in der folgenden Tabelle aufgeführten Paragonitanalysen sind an Umwandlungsprodukten von Chloritoid ausgeführt worden.

Tabelle 15: *Paragonit- und Muskowit-Analysen*

BW 28: Muskowit (Phengit)						PB 1831: Phengit					
Aus Eklogit-Glaukophanschiefer, P. 2698, Mellichgletscher, Täschtal (siehe BEARTH 1959)						Moräne des Oberen Theodulgletschers					
SiO ₂	45,25	Gew.-%	Atomproportionen (O + OH = 24)			SiO ₂	49,6	Gew.-%	Atomproportionen (O + OH = 24)		
Al ₂ O ₃	31,54	»				Al ₂ O ₃	29,7	»			
Fe ₂ O ₃	1,28	»				Fe ₂ O ₃	0,6	»			
FeO	1,21	»	Si	6,08	< 1,94 3,02	FeO	1,2	»	Si	6,55	< 1,45 3,17
MnO	—	»	Al	4,96		MnO	—	»	Al	4,62	
MgO	3,48	»	Ti	0,04	}	MgO	4,1	»	Fe ³⁺	0,06	}
CaO	0,98	»	Fe ³⁺	0,13		CaO	0,3	»	Fe ²⁺	0,13	
Na ₂ O	1,61	»	Fe ²⁺	0,14		Na ₂ O	0,5	»	Mg	0,81	
K ₂ O	9,89	»	Mg	0,69	}	K ₂ O	8,3	»	Ca	0,04	}
TiO ₂	0,36	»	Ca	0,15		H ₂ O	5,0	»	Na	0,13	
H ₂ O ⁺	4,67	»	Na	0,41		TiO ₂	0,7	»	K	1,40	
			K	1,69	}				OH	4,41	}
			OH	4,20					Ti	0,07	
	100,27	Gew.-%					100,0	Gew.-%			
			n _α	1,556	} ± 0,002				n _α	—	}
			n _β	1,594					n _β	1,585	
			n _γ	1,599					n _γ	1,593	
			2V _α	40–42°				2V _α	36°		
			Dichte	2,8–2,9							

PB 1536: Paragonit						Paragonit					
Aus Glaukophanschiefer (Umwandlungsprodukt von Chloritoid), Pfulwe (Fluhalp ob Zermatt; siehe BEARTH 1963)						From Täsch Valley near Zermatt (siehe E-AN ZEN 1964)					
SiO ₂	44,4	Gew.-%	Atomproportionen (O + OH = 24)			SiO ₂	47,0	Gew.-%	Atomproportionen (O + OH = 24)		
Al ₂ O ₃	39,6	»				Al ₂ O ₃	39,1	»			
Fe ₂ O ₃	0,9	»				Fe ₂ O ₃	(total Fe)	0,78	»		
FeO	0,4	»	Si	5,68	< 2,32 3,66	MnO	0,02	»	Si	6,00	< 2,00 3,88
MnO	—	»	Al	5,98		MnO	0,10	»	Al	5,88	
MgO	0,3	»	Fe ³⁺	0,08	}	MgO	0,24	»	Fe ³⁺	0,08	}
CaO	0,2	»	Fe ²⁺	0,05		CaO	0,24	»	Fe ²⁺	—	
Na ₂ O	7,2	»	Mg	0,05		Na ₂ O	7,5	»	Mg	0,02	
K ₂ O	0,5	»	Ca	0,03	}	K ₂ O	0,81	»	Ca	0,03	}
TiO ₂	0,1	»	Na	1,78		TiO ₂	0,02	»	Na	1,90	
H ₂ O ⁺	5,7	»	K	0,08	}	H ₂ O ⁺	4,3	»	K	0,09	}
H ₂ O ⁻	4,4	»	OH	4,87					OH	2,0	
	99,7	Gew.-%					99,87	Gew.-%			
			n _α	—					n _α	1,571 ± 0,003	
			n _β	1,603					n _β	1,603 ± 0,002	
			n _γ	1,611					n _γ	1,606 ± 0,002	
									2V _α	~ 30°	
									Dichte (berechnet)	2,907	

Weitere von uns an röntgenographisch identifizierten Hellglimmern gemessene optische Daten ergaben:

	n _α	n _β	n _γ	Δ	2V _α
für Paragonit	1,56 (berechnet)	1,601	1,609	0,045	51°
	1,564	1,601	1,609	0,045	50°
	—	1,603	1,611	} 2V _α variiert zwischen 48–50°	
	—	1,607	1,611		
für Muskowit (Phengit)	1,557	1,603	1,609	0,052	38°
	1,556	1,594	1,599	0,038	41°
	—	1,604	1,608	—	37°

Paragonit scheint demnach einen grösseren Achsenwinkel zu haben.

Zur Entstehung der Hellglimmer. Nach unseren Erfahrungen entsteht Hellglimmer in Eklogiten und Glaukophanschiefern durch mehrere Vorgänge, die im folgenden aufgezählt werden (die früher erwähnte Bildung von Sericit im Zusammenhang mit der Saussuritisierung werden wir hier nicht mehr berücksichtigen).

Hellglimmer wird oft zusammen mit Epidot und Biotit (\rightarrow Chlorit) bei der Umwandlung von Granat gebildet; unentschieden ist, ob Muskowit oder Paragonit oder beides. Paragonit, untergeordnet auch Muskowit, ist ferner ein Umwandlungsprodukt von Disthen, vor allem aber – zusammen mit Chlorit und Magnetit – von Chloritoid. Die in Glaukophanschiefern nicht selten beobachteten Paragonitporphyroblasten sind auf diese Weise entstanden.

In den Eklogiten ist der Hellglimmer – meistens wohl Paragonit – mit Epidot (selten mit Zoisit) assoziiert und entsteht mit diesem fleckenweise auf Kosten von Omphazit. Zusammen mit dem Glaukophan oder auch allein tritt er hier zuerst als Porphyroblast auf, wie dieser oft deutlich an eine nachdeformative Phase gebunden. Erst bei fortgeschrittener Diaphtorese bilden sich zusammenhängende Glimmerzüge mit parallel, z. T. aber auch fächerförmig, angeordneten Paragonit- oder Muskowitschuppen.

Während Hellglimmer in den Eklogiten immer eine Spätbildung zu sein scheint, ist seine Beziehung zum Glaukophan weniger klar. Bei vielen Glaukophanschiefern scheinen Hellglimmer und Glaukophan sich im Gleichgewicht zu befinden, bei andern wird der Glaukophan durch Glimmer aufgezehrt. Nur vereinzelt findet man Glimmereinschlüsse im Glaukophan.

Der Schwerpunkt der Glimmerbildung ist jedenfalls nacheklogitisch und nachdeformativ, sein Wachstum überdauert oft sowohl Glaukophan wie Epidot, die beide von ihm korrodiert werden können. Nur die Blastese von Albit ist noch jünger.

Biotit

Biotit ist in den Eklogiten und Glaukophanschiefern ein sehr seltener Gemengteil. Er erscheint in den Eklogiten erst mit Beginn der Retromorphose, und zwar immer als kleinschuppiger Kranz um Granat, manchmal allein, in der Regel aber mit Epidot, in einigen Fällen auch mit Epidot und blaugrüner Hornblende zusammen. Pseudomorphosen von Chlorit nach Granat enthalten oft Relikte von Biotit; die Umwandlung Granat \rightarrow Chlorit muss häufig über ein Zwischenglied mit Biotit führen.

Zoisit und Epidot

Die Mineralien der Epidotgruppe sind sehr verbreitet; in sämtlichen Gesteinsarten sind Zoisit, Klinozoisit oder Pistazit anzutreffen, manchmal alle drei im gleichen Dünnschliff.

Zoisit ist farblos, gelblich oder grünlich, im Dünnschliff farblos. Rötlich gefärbter, schwach pleochroitischer Thulit ist als Bestandteil metamorpher Gabbros eher selten. Im Saussurit bildet der stengelige Zoisit büschelige oder sphärolithische Gruppen. Als selbständiger Gemengteil ist er oft grobstengelig entwickelt und kontrastiert dann gewöhnlich mit dem meist feinkörnigen Epidot. Die Doppelbrechung von Zoisit liegt stets unter derjenigen von Quarz, gewisse Varietäten sind nahezu isotrop.

Mit sinkender Doppelbrechung nimmt die Dispersion ($r > v$) zu, anomal blaue bis braune Interferenzfarben sind bei Kristallen mit niedriger Δ verbreitet, beim höher doppelbrechenden Zoisit hingegen sind graue oder graugelbe Farben dominierend. Der optische Charakter ist stets positiv, $2V_\gamma$ klein oder 0° , selten $> 30^\circ$. An grobstengeligen Kristallen eines Zoisitknauers vom Egginer wurden folgende Daten gemessen:

$$2V_\gamma = 22, 43, 48, 28, 55^\circ; n_\alpha = 1,697; n_\gamma = 1,704; \Delta = 0,007.$$

Sowohl α - wie β -Zoisit sind festgestellt worden, manchmal beide im gleichen Schliff. Mit obigen optischen Daten stimmen diejenigen eines Zoisits überein, dessen Analyse in DE QUERVAIN & FRIEDLAENDER (1942, S. 83) zitiert wird.

Epidot (Klinozoisit und Pistazit) ist im Dünnschliff farblos oder gefärbt. Der stark absorbierende, farblos-gelbe (z. T. intensiv gelbe) pleochroitische Pistazit ist nicht häufig.

Es sind folgende Daten gemessen worden:

Mittelwerte für $2V_\alpha$	Anzahl Messungen	n_α	n_β	n_γ	Δ	
89°	3	1,712	—	1,728	0,016	} Klinozoisit
89°	4	—	1,718	—	—	
78°	6	—	1,726	—	—	} Pistazit
79°	6	1,726	—	1,754	0,028	

Variationsbereich aller Messungen 70–92°

Zonare Verwachsungen sind recht häufig. Im allgemeinen nimmt dabei die Doppelbrechung von innen nach aussen zu, doch wurde auch das Umgekehrte beobachtet.

Zoisit ist der Hauptbestandteil von Saussurit und seiner Rekristallisationsprodukte. Er ist dementsprechend vor allem in leukokraten, anorthositischen Schlieren und Massen der metamorphen Gabbros sehr verbreitet und hier oft recht grobkörnig. In den melanokraten Schlieren, Lagen und Gängen, in pyroxenitischen und hornblenditischen Differentiationsprodukten aber ist bezeichnenderweise nur der Fe-haltige Epidot vertreten, in Ultrabasiten sogar nur Pistazit.

In den Metagabbros kommt die Abhängigkeit des Epidots vom lokalen Fe-Gehalt oft darin zum Ausdruck, dass er in und am Rande der dunklen Schlieren auftritt, oft als späte, feinkörnige Neubildung oder als randliche Umwachsung von Zoisit. Pistazit bildet sich beispielsweise nicht selten am Rande von Uralit, während im übrigen Zoisit dominiert. Auch in albitreichen Flecken oder Adern ist gewöhnlich Epidot, seltener Zoisit zu beobachten. Wo Albitadern Zoisit durchsetzen, da ist dieser am Rande in Epidot umgewandelt. Dort, wo man beide Mineralien im Kontakt miteinander beobachten kann, scheint Epidot stets das jüngere zu sein.

Pistazit ist ein häufiges Umwandlungsprodukt von Granat (entweder mit Hornblende) oder mit Biotit und Chlorit zusammen. Hier habe ich niemals Zoisit beobachtet. Gerade an diesem Vorgang der Granat-Umwandlung lässt sich sehr schön ablesen, wie die Zusammensetzung des Epidots von lokalen topochemischen Bedingungen abhängt; während hier nämlich Pistazit entsteht, ist der Epidot der Matrix entweder ein eisenarmer Klinozoisit oder auch einfach Zoisit.

Klinozoisit (selten Pistazit) ist übrigens ebenfalls ein Hauptbestandteil saussuritierter Feldspäte, und zwar bildet er sich bei der Umwandlung von Einsprenglingen, wie sie in basischen Gängen und Laven verbreitet sind. Hier ist es der hohe Gesamtgehalt des Gesteins an Fe, der die Epidot- anstelle der Zoisitbildung begünstigt. Die in Eklogiten und Amphiboliten häufig beobachteten Nester und Mikroschlieren von Epidot sind z. T. nichts anderes als solche deformierte Pseudomorphosen. Hingegen ist die lagig-schlierige Konzentration von Epidot, die man in diesen Gesteinen und in Prasiniten so oft findet, sehr wahrscheinlich auf metamorphe Differentiation zurückzuführen.

Schliesslich ist leicht zu erkennen, dass sowohl Zoisit wie Epidot in verschiedenen Phasen der Metamorphose gebildet werden können. Am klarsten ist das am Granat abzulesen, der häufig eine ältere Generation von Epidot als Einschluss führt und zugleich randlich in ein grobkörniges, epidotführendes Aggregat zerfallen kann.

Grosse Zoisit-Porphyroblasten enthalten oft Einschlüsse von Granat, von Hornblende oder Hellglimmer; sie sind also während oder nach der Bildung dieser Gemengteile gewachsen.

Die Kristallisation beider Mineralgruppen zeigt überdies bezüglich der Deformation der Gesteine alle nur denkbaren Verhältnisse. Tatsächlich sind die Epidotmineralien mit mehreren metamorphen Prozessen verknüpft. Im eklogitischen Stadium ist der Zoisit als Produkt der Saussuritierung syngenetisch mit Omphazit und Granat und damit einer der ältesten Gemengteile. In Amphiboliten und Prasiniten ist Epidot teils ein Rekristallisationsprodukt dieser älteren Generation, teils ist er aber auch durch jüngere Umsetzungen, z. B. durch Umwandlung von Granat, entstanden. Als Neubildung in sekretorischen Adern und Kluftfüllungen ist er schliesslich ein Ergebnis der jüngsten minerogenetischen Vorgänge.

Zum Schluss sei noch daran erinnert, dass Zoisit sowohl wie Epidot auch in den Bündnerschiefern sehr verbreitet ist. Der in gewissen Quarziten massenhaft vertretene Mn-Epidot (Piemontit) wurde auf S. 63 beschrieben.

Man sollte endlich nicht vergessen, dass weder Zoisit noch Epidot ausschliesslich metamorphe Bildungen sind. Ein grosser Teil der Saussuritierung und damit auch der Zoisitbildung ist vormetamorph. Epidot ist ferner ein normaler Bestandteil der Diabase. Innerhalb der Grünschieferfazies scheinen nun beide Mine-

ralien wachstumsfähig und stabil zu sein. Das ändert sich erst mit dem Übergang zur Amphibolitfazies. Immerhin gibt es schon in der Grünschieferfazies lokale Prozesse, bei denen Zoisit und Epidot abgebaut werden. Beide können bei der Bildung von Hellglimmer, von Chlorit, vor allem aber auch von Albit aufgelöst werden. Ich vermute, dass diese Vorgänge teilweise mit einer Verlagerung der Epidotsubstanz aus dem Gebiet der Porphyroblasten in die umgebende Matrix und teilweise überhaupt mit der Abwanderung gewisser Ionen aus dem betreffenden Gestein verknüpft sind.

Albit

Albit bis Albit-Oligoklas ist in unserem Gebiet der einzige stabile und neugebildete Feldspat sowohl der Ophiolithe wie der begleitenden Sedimente und umgebenden Gneise. Das ändert sich sehr rasch, wenn man nach Osten geht. Hier treten zunächst in einem breiten Gürtel invers zonare Feldspäte mit albitischem Kern und schliesslich in den Ophiolithen der Antronamulde Oligoklas-Andesin auf (siehe BEARTH 1958).

Im inneren Gürtel der Ophiolithe des Piemont, vom Aostatal bis Ligurien, sind die Verhältnisse analog wie im Gebiet von Zermatt. Von unseren 185 Messungen, die sich auf 73 Fundpunkte dieses Gürtels verteilen, wurden nur an 7 Stellen An-Gehalte über 10% festgestellt. Die Schwankungsbreite aller Messungen beträgt 0–15% An, der mittlere An-Gehalt liegt aber bei 3%. Für $2V_\alpha$ lauten die entsprechenden Werte: 74–90° und 80°. Zwillingsbildung ist sehr verbreitet; fast immer handelt es sich um das Albitgesetz.

Albit kann in allen Gesteinsgruppen, ausgenommen natürlich in Serpentiniten, gefunden werden. In den Eklogiten, Glaukophanschiefern und Amphiboliten ist er flecken- und schlierenartig verteilt und nur dort zu finden, wo die prasinitische Tendenz zum Durchbruch gelangt. Er ist ein Hauptgemengteil der Prasinite und erreicht seine schönste Entwicklung in den Ovarditen, wo er meist rundliche, ausnahmsweise auch idiomorphe, lamellar verzwilligte Porphyroblasten bildet (siehe Photos auf den Taf. XIV und XV). Sehr schöne Kristalle von grosser Reinheit findet man in den Albitisierungs-zonen (siehe S. 67) und hier vor allem in Albititgängen. In tafeliger Ausbildung ist der Albit auf Klüften von metamorphen Gabbros besonders häufig, zusammen mit Zoisit, Epidot, Prehnit, Chlorit u. a.

Bemerkungen zur Entstehung von Albit. Der Schwerpunkt der Entwicklung von Albit fällt überall in eine späte Phase der Metamorphose und scheint in vielen Fällen postdeformativ zu sein. Gedrehte Kristalle mit Interngefüge sind aber selbst in den Ovarditen keine Seltenheit.

In den Eklogiten, Glaukophanschiefern und Amphiboliten beginnt die Kristallisation des Minerals fleckenartig oder entlang den Intergranularen. Im ersten Fall wird der zentrale Teil des Flecks von einem oft einschlussfreien Albit-Einkristall (oder -Aggregat) gebildet, der peripherisch seine «Pseudopodien» zwischen die dunklen Gemengteile hineinschiebt. Im zweiten Fall sind es immer grössere, einheitlich auslöschende Kristalle, die sich in einem von Mafiten erfüllten Grundgewebe skelettartig zu entwickeln beginnen und als Ganzes zunächst ein feines, helles Netzwerk bilden. Dieses komplizierte Gefüge ist dadurch bedingt, dass die Blasten in «statu nascendi» zunächst nur eine dünne, den Intergranularen folgende Membran bilden, die ein Vielfaches des eigenen Volumens an Mafiten einschliesst. Bei weiterer Entwicklung werden die einzelnen Komponenten mehr und mehr aufgelöst und gleichzeitig voneinander getrennt. Das Interngefüge kann dabei den Albitkristall unverstellt durchsetzen, oder es kann gedreht sein.

Von den ersten Ansätzen der Albitbildung bis zu den grossen Porphyroblasten (wie sie am schönsten in den Ovarditen vorliegen) lässt sich eine kontinuierliche Reihe bilden, in der die Albitkristalle immer grösser und einschlussärmer werden. Raumgewinnung und «Selbstreinigung» der Poikiloblasten erfolgt dabei durch zwei miteinander gekoppelte Prozesse, nämlich durch Resorption der Einschlüsse einerseits und durch Konzentration der freiwerdenden Substanz (Ca, Mg, Fe) in der Matrix andererseits.

Die Resorption von Hornblende, Zoisit oder Epidot, von Hellglimmer, Biotit, Glaukophan und Granat durch den wachsenden Albit lässt sich immer wieder beobachten. Ganz besonders schöne Resorptionsbilder zeigt die Hornblende, die oft entlang den Spalttrissen durch Albit verdrängt wird, wobei schliesslich nur ein mehr oder weniger vollständiger Rahmen übrigbleibt (siehe Fig. 39a). Die Albitpseudomorphose konserviert dabei manchmal die prismatische Gestalt der Hornblende.

Ähnliches kann man am Epidot (Fig. 39b) beobachten. Bei diesem wie bei den Hornblende-Einschlüssen sind aber oft dicht neben den korrodierten Relikten noch idiomorphe Kristalle vorhanden, die sich ebenfalls

im Zusammenhang mit dem Wachstum des Albits gebildet haben. Auflösung und Neubildung von Hornblende und Epidot scheinen Hand in Hand zu gehen. Man kann dieses Nebeneinander so gegensätzlicher

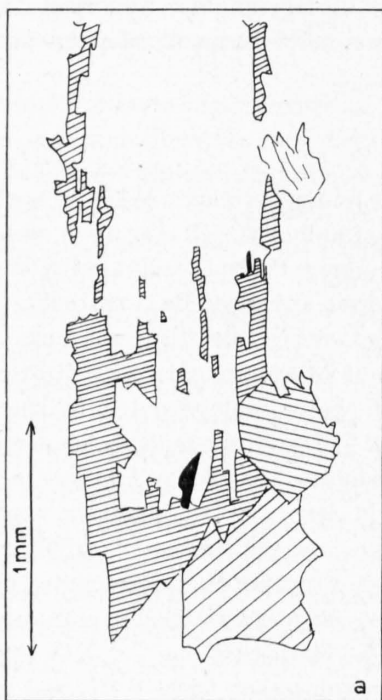


Fig. 39a. Skelettartige Hornblende (schraffiert) in Albit (ohne Signatur).

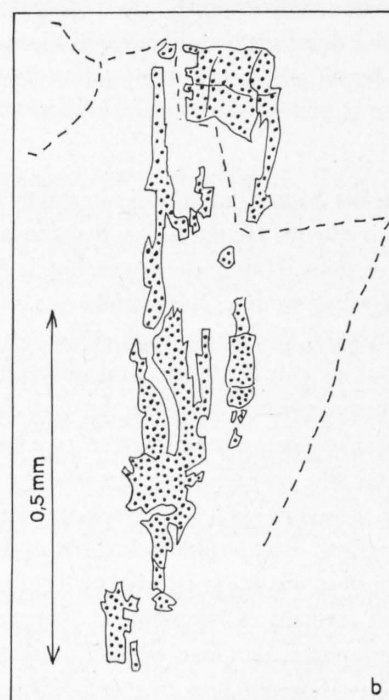


Fig. 39b. Epidotrelikt (punktiert) in Albit. Gestrichelt = Grenze eines Albitkornes.

Vorgänge, wie Wachstum und Auflösung ein und derselben Komponente, auf Schwankungen im Ablauf der physikalisch-chemischen Prozesse zurückführen. Jedenfalls zeigen sie, dass Auflösung im Punkte A und Keimbildung in einem benachbarten Punkte B sich nicht ausschliessen.

Während die Resorption der Einschlüsse durch den wachsenden Albitkristall absolut evident erscheint, ist die Abwanderung der dabei freiwerdenden Ionen in die Matrix natürlich nicht sichtbar. Sie ist mehr eine

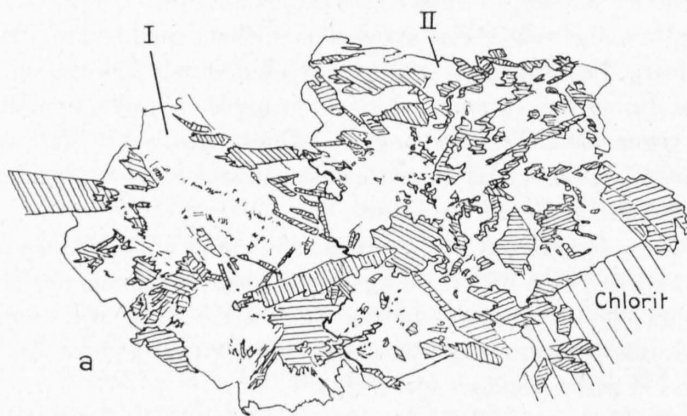


Fig. 40a. Zwei mit Relikten von Hornblende (schraffiert) gefüllte Albitporphyroblasten I und II (etwa 13mal vergrößert).

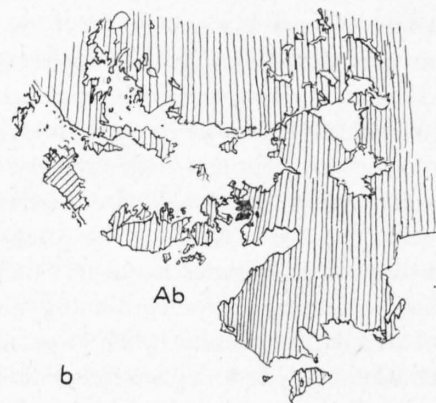


Fig. 40b. Auflösung von Pyroxen (schraffiert) im Kontakt mit Albit (etwa 13mal vergrößert).

logische Notwendigkeit als ein belegbares Faktum. Sichtbar ist nur eine qualitative Veränderung der Matrix. Hier gewinnt mit fortschreitender Entwicklung der Albitoblasten Chlorit auf Kosten der Hornblende mehr und mehr an Gewicht. Zwischen der Zusammensetzung des Interngefüges und derjenigen der Matrix ist oft

ein frappanter Kontrast. Es ist gar nicht selten, dass das Interngefüge durch Hornblende und Epidot, die Matrix aber vorwiegend oder ganz durch Chlorit gebildet wird. Als Einschluss in Albit ist Chlorit überhaupt selten, und dann ist er fast immer aus Biotit oder Granat entstanden, und zwar in einer Phase, in der die Hornblende noch völlig intakt bleibt und auch sonst im Grundgewebe noch keine Chloritisierung festzustellen ist. Diese entwickelt sich parallel mit dem Wachstum von Albit.

Chlorit

Chlorit ist in sämtlichen Gesteinsgruppen zu finden, selbst im Serpentin. In den Prasiniten ist er oft ein Hauptgemengteil, in den Ovarditen nicht selten der einzige dunkle Gemengteil. In spät- und postmetamorphen Ader- und Kluffüllungen der Kalksilikate und Serpentinite zeigt er die schönste Ausbildung.

Als Gesteinsgemengteil treten verschiedene optisch unterscheidbare Chloritmineralien auf. Alle sind optisch positiv, mit $2V = 0-20^\circ$ (ausnahmsweise bis 40°). Unterschiede gibt es im Brechungsvermögen, in der Doppelbrechung und Dispersion.

Wir unterscheiden im folgenden drei Gruppen, von denen keine ausschliesslich eine bestimmte Gesteinsart zu bevorzugen scheint.

- Gruppe I zeigt starke Absorption, Pleochroismus gelb-grün, Doppelbrechung $< 0,003$, starke Dispersion, anomale Interferenzfarben braun bis violett (Pennin?).
- Gruppe II zeigt weniger starke Absorption und Dispersion, Doppelbrechung $> 0,003$, polysynthetische Verwachsungen sind sehr verbreitet. Dies ist der verbreitetste Chlorit (Klinochlor oder Prochlorit). Übergänge von Chl I und Chl II wurden gelegentlich beobachtet.
- Gruppe III ist farblos oder schwach grünlich, Doppelbrechung um 0,01, polysynthetisch verzwilligt (Klinochlor oder Prochlorit).

In den Prasiniten sind vorzugsweise Chlorite der Gruppen II und III vertreten, vor allem von II. Der hier nur selten notierte Typus I scheint einer späten Phase abklingender Metamorphose zu entsprechen; er ist aber vor allem in wenig oder nicht metamorphen Spiliten, Diabasen usw. ausserhalb unserer Zone verbreitet.

Eine systematische Untersuchung dieses wichtigen Minerals fehlt leider noch. Unser Beitrag muss sich auf die chemische Analyse eines Chlorits von der Allalin-Südwand beschränken. Er ist hier mit Granat, mit Hornblende, Pistazit, wenig Albit und Calcit assoziiert und bildet bis zentimetergrosse Blätter. Er gehört zur Gruppe III.

Chlorit A43

auf Σ Kationen = 20
umgerechnet

				theoretisch
SiO ₂	28,9 Gew.-%	Si	5,76	8,0
Al ₂ O ₃	20,8 »	Al ^{IV}	2,24	
Fe ₂ O ₃	1,8 »	Al ^{VI}	2,65	
FeO	11,2 »	Ti	0,01	11,97
MnO	0,1 »	Fe ³⁺	0,27	
MgO	24,1 »	Fe ²⁺	1,86	
CaO	0,2 »	Mn	0,01	
TiO ₂	0,1 »	Mg	7,12	
H ₂ O	12,6 »	Ca	0,05	16,62
	99,8 Gew.-%	OH		
				16

Optische Daten

n_α	Δ	$2V_\gamma$	Dichte	Pleochronismus
1,600	0,01	$\sim 0^\circ$	2,80	n_α blass-blaugrün
(1,595)	(0,013)	—	(2,79)	n_γ farblos

In Klammer sind die nach HEY (1954) aus der Analyse errechneten Werte angegeben. Zusammensetzung und optische Eigenschaften dieses Al-reichen Chlorits entsprechen einem Klinochlor (siehe DEER et al., 1962, S.137 und 143).

Der Klinochlor A 43 ist Mg- und SiO₂-ärmer, aber Fe- und Al-reicher als die von J. Jakob analysierten «Pennine» der Rimpfischwänge (in DE QUERVAIN & FRIEDLAENDER 1942, S.78/79). Mit diesen stimmt ein

Klinochlor der Rimpfischwänge überein, dessen chemische und optische Daten wir hier mit freundlicher Erlaubnis der Herren Goossens und Bastien (P. GOOSSENS 1965) publizieren.

SiO ₂	32,82 Gew.-%	Si	6,18	}	8,0
Al ₂ O ₃	13,85 »	Al ^{IV}	1,82		
Fe ₂ O ₃	4,70 »	Al ^{VI}	1,24	}	12,0
FeO	2,64 »	Fe ³⁺	0,66		
MgO	34,26 »	Fe ²⁺	0,42		
H ₂ O ⁺	12,78 »	Mg	9,68	}	16,0
	101,05 Gew.-%	OH	16,05		
n _α	A	2V _γ	Dichte	Dispersion stark	
1,580	0,003	15°	—	ρ > ν	
(1,579)	(0,003)	—	(2,704)		

An 3 analogen Paragenesen wie A 43, nämlich A 44, PVB 223 und 432, wurden von uns noch folgende Werte gemessen:

	n _α	A	2V _γ	Dichte		
A 44	1,597	0,01	~ 0°	2,87–2,88	n _α blass-grün	n _γ farblos
PVB 223	1,597	0,01	~ 0°	—	n _α grünlich	n _γ farblos
PVB 432	1,606	< 0,01	21–44°	—	n _α rötlich	n _γ farblos

Diese Chlorite sind, zum Teil wenigstens, aus Granat hervorgegangen.

Chlorit ist häufig das jüngste und jedenfalls immer eines der jüngsten Glieder der verschiedensten Paragenesen; es wird nur gelegentlich durch die Kristallisation von Karbonat und Albit überholt. Als Produkt der Retromorphose von Augit, Diopsid, Glaukophan, Hornblende, Epidot oder Zoisit, Chloritoid, Biotit und Granat ist er sehr verbreitet. In den Glaukophanschiefern und Eklogiten ist er an die fleckenweise auftretenden diaphoritischen Umbildungen mit prasinitischer Tendenz gebunden. In den Amphiboliten und Hornblendeprasiniten bildet er Schmitzen und Lagen, häufig aber auch Flecken, die sich oft als Pseudomorphosen nach Granat entpuppt haben. Der Abbau von Granat zu Chlorit führt in vielen Fällen über Biotit als Zwischenstufe. In den Prasiniten wird das Produkt in der Regel von einem Albit-Einkristall ringförmig umwachsen (siehe Photo 40 auf Taf. XIV). Abgesehen von diesen Pseudomorphosen von Chlorit nach Granat und (oder) Biotit fehlt der Chlorit als Einschluss in den Porphyroblasten von Albit, und zwar auch dann, wenn er in der Grundmasse dominiert. Die Chloritbildung ist ein Vorgang, der z. T. vor der Kristallisation von Albit schon einsetzt, diese aber überdauert. Sie erreicht sogar erst postalbitisch ihren Höhepunkt. Das wird besonders deutlich bei den Ovarditen, wo der Chlorit (oft zusammen mit olivgrünem oder -braunem Biotit) die zwischen den rundlichen Albitporphyroblasten entstandenen Zwickel in fächerförmiger Anordnung ausfüllt und sich damit als postkinematische Bildung erweist. Auch als Porphyroblast in feinkörnigem, aus Saussurit gebildetem Epidotpflaster ist der Chlorit eine Bildung spätester Phasen der Metamorphose. Schliesslich ist das Mineral in Zerrklüften der Serpentine, vor allem aber der Kalksilikatboudins, der Gabbros usw. eines der verbreitetsten Kluftminerale und erreicht hier auch seine schönste Ausbildung.

Karbonate

Bei den in den Kalksilikatlinsen der Serpentine und den Opicalciten beobachteten und von uns untersuchten Karbonaten scheint es sich immer um reinen Calcit zu handeln. Hingegen werden die rostrot anwitternden Karbonate der Talkschiefer von verschiedenen Gliedern der Dolomit-Ankeritreihe gebildet. Breunerit ist nicht nachgewiesen worden.

Die in Flecken, Schmitzen oder dünnen Lagen konzentrierten, meist limonitisch anwitternden Karbonate der Eklogite, der Glaukophanschiefer und Prasinite gehören ebenfalls der Dolomit-Ankeritreihe an. Die im Eklogit-Glaukophanschieferkomplex von Mellichen (Täschetal) so häufigen Karbonatschmitzen sind mit hellglimmerreichen Schlieren, mit Quarz, Epidot und auffallend grobstengeligen Glaukophan, manchmal auch mit Omphazit assoziiert. Nicht selten ist damit auch eine Anreicherung von sulfidischem Erz (Kupferkies und Pyrit) verknüpft. Wir betrachten einen Teil dieser karbonat- und quarzföhrnden Einschlüsse als metasomatisch veränderte Reste einer Matrix, die sich trennend zwischen die ebenfalls umge-

wandelten und deformierten Pillows schob. Ein Teil der Karbonatbildung ist aber auf posteklogitische, metasomatische Vorgänge zurückzuführen. Das zeigt die Bindung von Karbonat-Flecken an Diablastik- und an Albit- und Glaukophanneubildungen (siehe S.93). Korrosion von Glaukophan, von Hornblende, Zoisit, Epidot und Glimmer durch Karbonat ist nicht selten. Es zeigt also ein analoges Verhältnis zu diesen Mineralien wie der Albit, mit dem es oft in komplizierter Weise verwachsen ist.

Übrigens kann man in allen Gesteinen häufig zwei Karbonatgenerationen feststellen, wobei die jüngste immer durch Calcit gebildet wird. Die Relikte der älteren Generation zeigen höhere Brechung, Doppelbrechung und Limonitbildung am Rande sowie auf Spalttrissen. In den meisten Fällen hat man es hier mit Ankerit zu tun, möglicherweise ist auch Breunerit noch vorhanden.

Calcit ist auch in Zerrklüften als sekretorische Bildung neben Albit, Quarz und Chlorit häufig zu beobachten. Er bildet ferner einen konstanten, aber nur in untergeordneten Mengen vorhandenen Gemengteil der Albitgänge (siehe S.68). Hier erreichen die Calcitkristalle mit dezimeterlangen Kanten ungewöhnliche Grösse.

Die optischen Daten der von uns untersuchten Karbonate können aus dem folgenden Diagramm (Fig. 41) abgelesen werden. Die zugehörigen Paragenesen sind mit verschiedenen Signaturen bezeichnet.

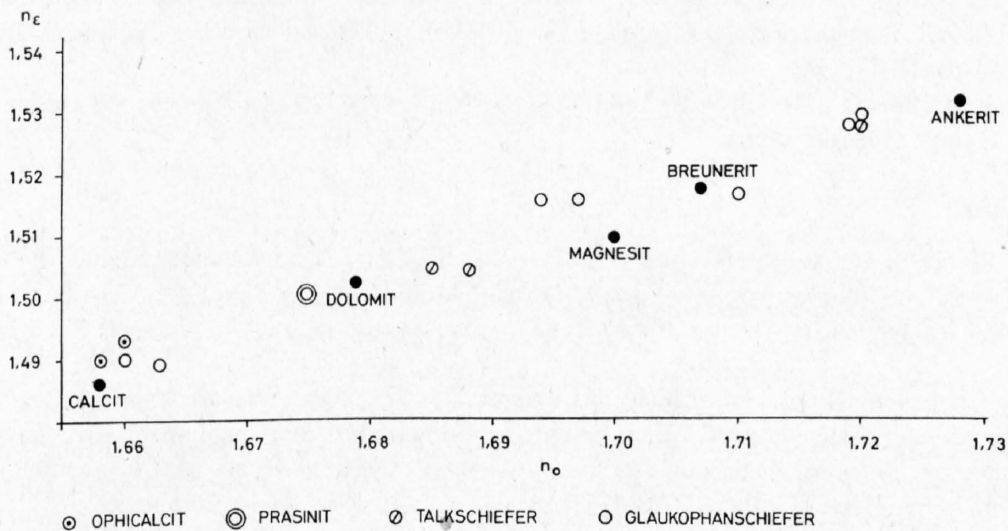


Fig. 41. Das Diagramm enthält die von Dr. A. Glauser an Karbonaten verschiedener Ophiolithe der Westalpen bestimmten optischen Daten (die gefüllten und benannten Kreise entsprechen den Angaben von WINCHELL). Beachtung verdient vor allem, dass die Karbonate der Glaukophanschiefer im ganzen Intervall von Calcit bis Ankerit streuen.

Rutil und Titanit

Rutil ist in allen Ophiolithen, ausgenommen im Serpentin, verbreitet, vor allem aber in ultrabasischen, pyroxen- oder hornblendereichen Gesteinen und in Eklogiten. Hier sind die basischen, chloromelanitführenden besonders rutilreich. Selten ist das Mineral in den Prasiniten, wo es gewöhnlich vollständig durch Titanit verdrängt wird.

In der Regel bildet der Rutil isometrische Körner, die sich zu Flecken oder Schlieren vereinigen. Stengelartige Formen sind im Gestein selten; doch kann man in sekretorischen Knauern und in Einschlüssen von Kalksilikat im Serpentin bis dezimeterlange Prismen finden.

Fast immer sind Umwandlungserscheinungen festzustellen, gewöhnlich in der Reihenfolge Rutil → Ilmenit → Titanit, wobei auch eine der drei Phasen fehlen kann. Der Grad der Umwandlung nimmt von Eklogit über Granat-Amphibolit zu Prasinit zu. In den Eklogiten und Glaukophangesteinen ist sie gering oder fehlt ganz. Sie ist hier an die Symplektitbildung gebunden.

Rutil ist nirgends als magmatischer Gemengteil beobachtet worden; er bildet sich erst bei der Metamorphose, und zwar gleich zu Beginn derselben, als Entmischungsprodukt von Augit, wahrscheinlich auch von Ti-führenden Erzen (Ilmenit und Magnetit).

Titanit ist ein konstanter Gemengteil der Prasinite; reichlich ist er vor allem in ultrabasischen Metamorphiten (z.B. in Epidot-Amphiboliten), wo er manchmal blassviolette Schlieren bildet. Er zeigt hier gelegentlich schwachen Pleochroismus, farblos-violett.

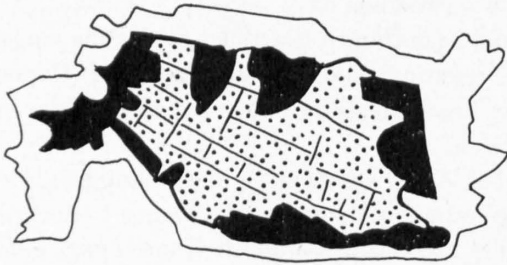


Fig. 42. Rutil (punktiert) mit Leukoxenrand (weiss). Schwarz = Ilmenit (7 1/2 mal vergrössert).

Titanit ist in erster Linie ein Umwandlungsprodukt von Rutil oder von Ti-haltigem Erz. Er bildet gewöhnlich Krusten (Leukoxen) um diese; aus ihnen können sich dann idiomorphe Kristalle entwickeln. Statistisch betrachtet, läuft die Umwandlung Rutil \rightarrow (Ilmenit) \rightarrow Titanit parallel mit derjenigen von Eklogit in Prasinit, hingegen hat der Übergang Eklogit-Glaukophanschiefer scheinbar keinen Einfluss auf das Verhältnis Rutil-Titanit.

Anatas und Brookit habe ich in Ophiolithen optisch nicht nachweisen können; sie werden aber von NICOLAS & GAGNY (1964) erwähnt.

Titanklinohumit

Dieses Mineral bildet einzelne Kristalle, häufiger aber Schlieren, Schmitzen und Knauer in Serpentin, zusammen mit Neubildungen von Vesuvian, Diopsid, Chlorit, Karbonat und Erz. Am Schwarzenberggletscher fand ich schöne, zentimetergrosse Kristalle von Titanklinohumit in Marmor, am Kontakt mit Serpentin.

Das tombakbraune Mineral kann leicht mit Granat oder Vesuvian verwechselt werden. Die Aggregate bestehen aus feinkörnigen oder stengeligen Kristallen, selten aus grossen Porphyroblasten. Im Mikroskop ist das titanhaltige Mineral gelb gefärbt. Der Pleochroismus variiert von farblos und blassgelb bis zu intensivem Gelb und Orangerot. Häufig ist Verwachsung mit farblosem Olivin oder Klinohumit.

Die in der folgenden Tabelle aufgeführten Daten beziehen sich ausschliesslich auf Titanklinohumit (alle Bestimmungen wurden im Na-Licht ausgeführt).

Tabelle 16: Optische Daten von Titanklinohumit

n_α	n_β	n_γ	Δ	$2V_\gamma$ Mittelwerte	$2V_\gamma$ Extremwerte
1,666	1,676	1,700	0,034	62	58–68
1,668	1,676	1,699	0,031	—	58–68 CARPANESE (1933b)
1,669	1,676	1,700	0,031	58	52–66
1,671	1,677	1,699	0,028	53	50–56
1,671	1,680	1,704	0,033	65	58–74
1,681	1,694	1,716	0,035	69	60–76
1,694	1,699	1,726	0,032	43 ¹⁾	40–56
1,691	1,700	1,724	0,033	58	— DE QUERVAIN (1938)

¹⁾ In einem Falle sind auch kleinere Achsenwinkel ($2V_\gamma = 10-20^\circ$) beobachtet worden.

Titanklinohumit ist nach unseren Beobachtungen z.T. durch Umwandlung aus Olivin, hauptsächlich aber aus braunem Titanaugit entstanden. Der Augit zerfällt dabei unter Ausscheidung von Erz in ein

Aggregat von Diopsid und Titanklinohumit. Eine laminierte pyroxenitische Schliere in Serpentin zeigt Neubildungen von Diopsid, Erz, farblosem Chlorit und von gelbem Titanklinohumit.

Interessant ist, dass das Mineral, zusammen mit Karbonat und Klinohumit oder Olivin auch als jüngste Bildung auf Adern im Serpentin auftreten kann.

Titanklinohumit zeigt Umwandlung in Serpentin oder Chlorit und Erz, z. T. unter Bildung eines farblosen, isotropen Minerals als Zwischenstufe (siehe auch die Studie von T. CARPANESE [1933 b], in der mehrere Titanklinohumit-Vorkommen aus den Ophiolithen der Alpen berücksichtigt werden).

Vesuvian

Er ist ein Gemengteil der Kalksilikat-Einschlüsse im Serpentin, auf deren Zerrklüften er in schönen Kristallen erscheint. Bekannt sind die schönen Vesuvianfunde im Serpentin der Rimpfischwänge. (Fünf chemische Analysen dieser Vesuviane sind in DE QUERVAIN & FRIEDLAENDER 1942, S. 88–91, publiziert.)

Vesuvian bildet ferner chloritumbüllte, braune Schlieren oder Knauer im Serpentin, ähnlich wie Granat oder Titanklinohumit, oft auch mit diesen beiden, mit reliktischem Augit und mit grobblättrigem Chlorit zusammen. Die folgenden optischen Daten wurden an solchem Material bestimmt:

ε	ω	Δ
1,722–1,723	1,724	0,002–0,001
1,728	1,732	0,004
1,729	1,731	0,002
1,735	1,737	0,002

Prehnit

Er ist als Gesteinsgemengteil nur selten beobachtet worden und dann ausschliesslich in Metagabbro, als Komponente von Saussurit (z. B. in einem Smaragdit-Saussuritgabbro von Chamois, Valtournanche). Da wir das Mineral auch im Saussurit eines Gabbros des Ligurischen Apennins fanden, so ist er vielleicht ein Erbstück einer prämetamorphen Saussuritisierung.

Das ist sicher nicht der Fall beim Kluftprehnit unseres Gebietes. Schon lange bekannt ist eine Fundstelle von Prehnit am Egginer. Diese liegt im Flasergabbro, am Südgrat des Egginer, in etwa 3250 m Höhe. Hier ist der Prehnit in losen Gruppen, kompakten Krusten oder traubenartigen Aggregaten einer Schicht von Albitkristallen aufgewachsen, die direkt dem Metagabbro aufgesetzt ist. Die Prehnitkristalle sind teils trüb, teils glasartig klar, würfelförmig oder tafelig und im letzteren Fall rosettenförmig entwickelt.

Ein analoges Vorkommen findet sich im Täschthal am Südfuss des Feekopfes. Auch hier ist der Prehnit einer Albitkruste aufgesetzt, die, zusammen mit Chlorit, die Kluftwandungen eines Flasergabbros bedeckt. Der Gabbro ist hier in einen pistazit- und aktinolithführenden Chlorit-Albitschiefer umgewandelt.

In allen diesen Fällen ist der Prehnit, zusammen mit Chlorit, die jüngste Bildung. Der Albit wird von ihm nicht nur überwachsen, sondern z. T. auch verdrängt.

An Material aus dem Täschthal sind folgende optische Daten erhalten worden: $n_\alpha = 1,616$, $n_\beta = 1,623$, $n_\gamma = 1,642$, $\Delta = 0,026$, $2V_\gamma \sim 64^\circ$.

DIE METAMORPHOSE

Überblick

Im folgenden fasse ich einen Teil der Ergebnisse zusammen, der sich aus dem Studium der Ophiolithe von Zermatt-Saas ergeben hat. Da diese nur einen relativ schmalen Ausschnitt der Ophiolithe der Westalpen bilden, so erscheint es zweckmässig, zuerst eine Übersicht über das Ganze zu geben. Nur so lässt sich vermeiden, dass die in unserem Sektor gewonnenen Resultate unbesehen auf andere Abschnitte der Alpen übertragen werden.

Im Anschluss an frühere Arbeiten und unter Benützung neuer Daten habe ich die Ophiolithe in vier mineralfaziell verschiedene Gruppen I, II, III und IV unterteilt. I, II und III gehören dem epi-, IV dem mesometamorphen Bereich an. Die Grenze bildet die Albit–Oligoklas-Isograde.

In der folgenden Tabelle 17 sind die für die vier Gruppen charakteristischen Mineralparagenesen zusammengestellt. Sie gibt auch Auskunft über die geographische Verbreitung und über das Vorhandensein magmatischer Relikte (Grossformen, Strukturen, Mineralien), wobei zu beachten ist, dass diese Relikte nur lokal erhalten sind und beim Übergang von I über II in III die feineren Elemente immer mehr zerstört und zugunsten der gröberen zurückgedrängt werden. Aus IV sind weder die einen noch die andern bekannt.

Glaukophanführende Gesteine finden sich sowohl in I wie in III. Sie sind paragenetisch völlig verschieden; ob auch Differenzen im Chemismus des Glaukophans existieren, wird die Zukunft zeigen (siehe BEARTH 1966).

Eine analoge ambivalente Stellung nehmen auch die Eklogite ein; sie sind sowohl in III wie in IV vertreten. Auch hier wissen wir noch zu wenig, vor allem über die Pyroxene, um angeben zu können, worin die Unterschiede bestehen.

Weitere Bemerkungen zu den einzelnen Gruppen finden sich im nachfolgenden Anhang zur Tabelle.

Bemerkungen zu den Gruppen I–IV

Gruppe I. Mineralassoziationen der Gruppe I sind in den Westalpen auf einen breiten Gürtel am Aussenrand der penninischen Zone beschränkt. Charakteristisch für diese Gruppe ist die Paragenese Glaukophan–Lawsonit (\pm Pumpellyit); sie entspricht demnach der Glaukophan–Lawsonit-Fazies von WINKLER (1965) oder der Blauschieferfazies von ERNST (1963).

Glaukophan entsteht hier durch Reaktion von Augit oder brauner Hornblende mit einem Teil der Plagioklassubstanz. In metamorphen Pillowlaven ist Glaukophan häufig in der Matrix oder auf ehemaligen Kontraktionsrissen konzentriert.

Über Lawsonit und Pumpellyit siehe meine Arbeit von 1962.

Die Glaukophan–Lawsonitparagenese wird als kritisch für eine Hochdruck-Niedertemperaturfazies betrachtet. Eine Bestätigung dieser Auffassung ist darin zu sehen, dass in den Westalpen in gewissen Gesteinen die Assoziation Jadeit + Quarz statt Albit auftritt. Sie wurde von LORENZONI (1963) in Metagrauwacken des Massivs d'Ambin und von LEFÈVRE & MICHARD (1965) in Arkosen der Zone von Acceglio–Col Longet gefunden. Die Vorkommen sind ganz analog wie diejenigen von Kalifornien. Während aber in Kalifornien als weitere Hochdruckbildung Aragonit anstelle von Calcit tritt, fehlt meines Wissens ein solcher Nachweis für die Westalpen.

Wie LORENZONI betont, sind klastische Strukturen in den Metasedimenten des Ambin-Massivs noch gut erhalten. Wenigstens teilweise kann man das gleiche von den magmatischen Strukturen der Ophiolithe sagen. Reliktische Mineralbestände und Strukturen sind mit neugebildeten vermischt. Ich bin überdies der Ansicht, dass manche Neubildungen, vor allem solche von Epidot, von Chlorit, aber auch von Albit und Aktinolith auf spätmagmatische und nicht auf regionalmetamorphe Vorgänge zurückgehen.

Die meisten Paragenesen prasinitischer Zusammensetzung aber verdanken ihre Entstehung der Regionalmetamorphose.

Gruppe II. Es gibt zwar Gebiete grösserer Ausdehnung, in denen Prasinite weitaus dominieren, so z. B. in der Combin- oder in der Theodul–Rothornzone. Andererseits aber sind Paragenesen mit Albit, Epidot, Aktinolith und Chlorit auch mit den Gruppen I und III vermischt und gehen aus diesen entweder durch progressive (I) oder durch retrograde Metamorphose (III) hervor. Viele Prasinite von I und von III aber sind offensichtlich direkt aus basaltischen Eruptiva entstanden.

Gruppe III umfasst den grössten Teil der Ophiolithe, die die internen Massive des Gran Paradiso und des Monte Rosa umhüllen. Die Zone von Zermatt–Saas Fee mit ihren Eklogiten, Glaukophanschiefern, Amphiboliten und Prasiniten ist für sie repräsentativ. Alle feineren magmatischen Strukturen sind zerstört. Ich kenne nur ein einziges Gestein, in dem noch Relikte aller ursprünglichen Gemengteile (Plagioklas, Augit, Olivin) erhalten geblieben sind: der Allalingabbro.

Tabelle 17: Die mineralparagenetischen Gruppen der metamorphen Ophiolithe der Alpen

Mineralien	Gruppe I	Gruppe II	Gruppe III	Gruppe IV
Albit				
Plagioklas			— — — — —	
Zoisit				
Epidot				
Chlorit			— — — — —	— — — — —
Stilpnomelan				
Lawsonit				
Pumpellyit (Lotrit)				
Aktinolith			— — — — —	— — — — —
Glaukophan		— — — — ? — — — —		
Crossit				
Riebeckit				
blaugrüne Hornblende	}		— — — — —	— — — — —
(Hastingsit-Pargasit z. T.)				
gewöhnliche Hornblende				
Anthophyllit				
Cummingtonit				
Biotit		— — — — —		
Muskowit	— — — — —	— — — — —	— — — — —	
Paragonit	— — — — —	— — — — —		— — — — —
Chloritoid				
Diopsid				
Omphazit und	}			
Chloromelanit				
Granat — Spessartin		— — — — ? — — — —	— — — — —	
— Almandin		— — — — —	— — — — —	— ? — — — —
— Pyrop-reich			— — — — —	
ultrabasische Gesteine				
Titanklinohumit				
Antigorit				
Enstatit				
Olivin				
Metamorphe Gesteine (ohne Ultrabasite)	Glaukophanschiefer: lawsonit-chloritführend lawsonit-epidotführend lawsonit-albitführend pumpellyit-epidotführend zoisit-epidotführend chlorit-epidotführend Chlorit-Epidot-Albitschiefer Pumpellyit-Epidot-Chlorit-schiefer glaukophanführender Prasinit	Prasinite mit Albit, Epidot, Aktinolith und Chlorit in variablem Mengenverhältnis Ovardite: Albit und Chlorit (± Epidot, ± Aktinolith)	Eklogit Eklogit-Amphibolite Granat-Glaukophanschiefer (eklogitogen) Prasinite wie bei II (jüngere Bildungen) Zoisit-Albit-Fuchsitschiefer	Eklogite Granat-Olivinfelse Olivinfelse Olivin-Enstatitfelse Olivin-Pyroxen-Granatfelse Anthophyllitfelse Granat-Amphibolite Epidot-Amphibolite Biotit-Amphibolite
Reliktmineralien magmatischer Herkunft	Titanaugit, Diopsid, Augit, braune und grüne Hornblende, Plagioklas	Augit, braune Hornblende z. T.	Augit, Plagioklas, Olivin und Enstatit im Allalingabbro	
Magmatische Strukturen, reliktsch, ± deformiert	gabbroid, ophitisch, porphyrisch, intersertal, arboreszent, sphärolithisch	gabbroid porphyrisch	gabbroid porphyrisch (selten)	
Noch erkennbare (± metamorphe) magmatische Gesteine	Gabbros, Dolerite, Diabase, Porphyrite, Variolithe, Mandelsteine	z. T. wie bei I, in der Regel sind nur mehr grobkörnige Magmatite erkennbar	Gabbros	
Noch erhaltene Extrusiv- oder Intrusiv-Formen	Pillowlaven, Brekzien, Gänge, Tuffe	Pillowlaven, Brekzien, Gänge	Pillowlaven, Brekzien z. T., Gänge, nur im Allalingabbro und in Serpentiniten	
Geographische Verbreitung der paragenetischen Gruppen in den Alpen	Alpenbogen S und W Cuneo (Val Valloriata, Val Grana) Acceglio (Valle Maira) Mt. Genève z. T. Unter-Engadinerfenster Ober-Engadin Oberhalbstein	Monte Viso z. T. Valle di Susa W Valle di Viù Punta d'Ovarda Combin-Zone (Wallis, W Dent Blanche-Decke) Theodul-Rothornzone Obere Zermatter Schuppenzone Ophiolithe um Visp Nördliches Tauernfenster	Ligurische Alpen Monte Viso z. T. Val Pellice W Valle di Susa E Valle di Viù Lanzatäler Valle d'Aosta Valsavaranche Cogne Valtournanche usw. Zone von Zermatt-Saas Fee Zone von Antrona z. T. N Adula z. T., Nordrand der Tambodecke z. T. Südliches Tauernfenster	Zone von Antrona z. T. Ophiolithe zwischen Simplon und Adula
Diese Zusammenstellung gibt lediglich einige Anhaltspunkte über die ungefähre Verbreitung der einzelnen Gruppen. In der Regel finden sich in einer Region (z.B. Zermatt) mehrere Gruppen vermischt; vor allem ist Gruppe II überall (ausser in IV) vertreten (siehe auch die Arbeit von A. GANSSE 1937 und die Übersicht in der Arbeit von L. VAN DER PLAS 1960).				

Typomorphe Neubildungen sind Omphazit, Granat, Glaukophan (Gastaldit), Mg-Chloritoid (Sismondin), Biotit und Paragonit. Die Korngrösse hat, verglichen vor allem mit Gruppe I, stark zugenommen.

Charakteristisch ist die Assoziation verschiedener Paragenesen, die der chronologischen Folge Eklogit → Granat-Glaukophanschiefer → Granat-Amphibolit → Prasinit entsprechen.

Ungleichgewichte sind für diese ganze Zone bezeichnend.

Gruppe IV. Hier muss ich mich mit den in der Tabelle enthaltenen Angaben begnügen.

Zur Datierung der Metamorphose

Alle Ophiolithe unserer Region sind mesozoisch; sie haben demnach ausschliesslich die alpidische Metamorphose erfahren. Eine chronologische Untergrenze dafür ergibt sich aus folgendem:

Die jüngsten Formationen, die noch von der Metamorphose erfasst wurden, sind oberkretazische (vielleicht bis ins Eocaen hinaufreichende) Marmore und Flyschbildungen der Barrhörner.

Eine nähere Datierung der Metamorphose in den Westalpen ist dem französischen Forscher ELLENBERGER (1952, 1958, 1963) möglich gewesen. Danach erfolgte die Metamorphose nach der Überschiebung der «nappe des schistes lustrés», d.h. nach dem Oberpriabonien. Die ersten Gerölle metamorpher Ophiolithe erscheinen andererseits bereits in Konglomeraten des oberen Sannoisien. Die Metamorphose muss also hier in das Intervall vom oberen Priabonien bis ins obere Sannoisien fallen.

Andere Anhaltspunkte ergeben die postorogenen Sedimente im N und S der Alpen.

In der Molasse des «Bassin de Bresse» erscheinen Chloritoid, Glaukophan, Lawsonit und andere Mineralien der alpinen Metamorphose zuerst im oberen Oligocaen. In der Molasse des schweizerischen Mittellandes ist Glaukophan nach brieflicher Mitteilung von Prof. R. F. Rutsch schon vom Mitteloigocaen an nachgewiesen. In den Konglomeraten der piemontesischen Senke treten die ersten Gerölle metamorpher Ophiolithe massenhaft im Helvétien auf. Aber Glaukophan findet sich schon früher, im Rupélien. (Die für die Tauernkristallisation typische blaugrüne Hornblende (Barroisit) findet sich im Bereich der Innschüttung ebenfalls schon im Rupélien.)

Demnach würde der Schwerpunkt der Metamorphose in unserem Gebiet ins untere Oligocaen fallen. Doch muss mit der Möglichkeit schon früherer, räumlich begrenzter, metamorpher Phasen gerechnet werden.

Beziehung der Metamorphose zu den orogenetischen Phasen

Aus der Krümmung der verschiedenen Schubflächen ergibt sich, dass noch nach der Bildung des Deckenstapels eine Einengung des Gebirgskörpers erfolgte, die Rückfaltungen, Fächerstruktur und Steilstellung zur Folge hatte.

Es sind also mindestens drei Etappen der Gebirgsbildung zu unterscheiden, nämlich:

1. Deckenbildung und Überschiebungen,
2. Einengung, begleitet von Rückfaltung und Steilstellung gewisser Deckenteile,
3. Heraushebung des Gebirgskörpers.

Die unter 1 zusammengefassten Vorgänge sind sicher sehr komplex. Es ist wahrscheinlich, dass schon in dieser Phase Faltungen erfolgten und das Gestein, wenigstens auf gewissen Zonen, eine Metamorphose erfuhr. Ob Spuren davon das spätere Geschehen überdauert haben, ist vorläufig eine offene Frage.

Sicher ist aber, dass die Metamorphose den *Deckenschub überdauert* hat und in erster Linie mit der Phase 2 zusammenhängt (siehe ausführliche Begründung auf S. 108). Diese Korrelation wird bestätigt durch die vorhin erwähnten Arbeiten von ELLENBERGER (1952, 1958, 1963) im französischen Teil der Westalpen.

Jedenfalls sind nennenswerte nachmetamorphe tangentialer Verschiebungen nicht feststellbar. *Das bedeutet aber, dass der Bau des Gebirgskörpers während der Metamorphose nicht wesentlich verschieden war vom heutigen.*

Beziehung zwischen Kristallisation und Durchbewegung

Die Bildung der jetzigen Paragenesen ist mit den orogenetischen Vorgängen gekoppelt gewesen. Die Gesteine sind in der Regel verschiefert und mehr oder weniger intensiv gefaltet. Eine Ausnahme bilden Teile des Allalingabbros und diejenigen Serpentinite, in denen noch Maschenstruktur nachgewiesen werden kann.

Aber abgesehen davon, haben die Gesteine mindestens *eine* Deformation erfahren, durch die sowohl das ursprüngliche magmatische Gefüge wie auch der Mineralbestand vollkommen zerstört worden sind.

Die Kristallisation war syn- bis postkinematisch. Die neugebildeten Mineralien sind in *s* eingeregelt. In den metamorphen Sedimenten ist dieses *s* in der Regel parallel zur ehemaligen Schichtung und gefaltet oder nicht. Zerscherte Falten im Makro- und Mikrobereich sind sehr verbreitet. Das jüngste, glimmerbesetzte «Scherungs-*s*» ist in diesem Falle parallel zur Achsenebene der Faltung.

Die Kleinfaltenachsen innerhalb der Ophiolithe sind unter sich subparallel und fallen annähernd westwärts ein. Ihr Verlauf stimmt mit demjenigen der Gross- und Kleinfalten im umgebenden prätriadischen Rahmen überein, soweit dieser alpidisch durchbewegt worden ist. Die Gesteine der verschiedenen geologischen Einheiten sind homoaxial gefaltet.

Mit der Richtung der B-Achsen deckt sich auch die Längsachse der flachellipsoidisch umgeformten Pillows des Täschtales, die ihrerseits konform zu den Streckungsachsen der Quarzgerölle der permotriadischen Sedimente am Gornergrat sind. Mit dieser regional ausgeprägten Lineation stimmt die Mineral-elongation überein, die besonders bei Amphiboliten und Glaukophanschiefern ausgeprägt ist.

Ein grosser Teil der Kristallisation erfolgte demnach parallel mit der Durchbewegung. Die Beobachtungen im Mikrobereich bestätigen das. Rotation und Wachstum von Granat, teilweise auch von Albit, gingen Hand in Hand.

Andererseits zeigt die mikroskopische Untersuchung auch, dass sowohl Schieferung wie Mikrofältelung und das durch sie entstandene Gefüge oft von einer jüngeren, nachkinematischen Kristallisation aufgelöst werden. Besonders Albit- und Chlorit-Neubildungen, aber auch Hellglimmer, Epidot und teilweise die peripherischen Zonen von Granat überdauern die Durchbewegung. In den Serpentiniten sind stellenweise Grob-antigorit, vor allem aber auch Olivin, Titanklinohumit und Diopsid postkinematisch gebildet worden.

Übrigens zeigen alle diese Beispiele, dass die Durchbewegung an einem Ort von der Kristallisation eines Minerals (z. B. Albit) überholt wird, an einem andern mit ihr parallel geht. Die Deformation erfasst während der Metamorphose bald diesen, bald jenen Bereich und ist insofern diskontinuierlich. Auf Grund der bisherigen Daten ist es aber nicht möglich, den verschiedenen paragenetischen Phasen, z. B. der Eklogit- oder der Prasinitbildung, getrennte Bewegungsphasen zuzuordnen. So sind die Eklogite zwar an manchen Stellen nach ihrer Bildung noch deformiert worden, an andern aber nicht, und das gleiche gilt auch für die Prasinite.

Zusammenfassend kann man sagen: Die Metamorphose fällt in eine späte Phase der Gebirgsbildung. Das ergibt sich aus der Parallelität der Klein- mit den Grossfaltenachsen (z. B. Mischabel-Rückfalte). Beide, Gross- und Kleinfalten, aber sind erst nach Abschluss der Überschiebungen entstanden und als Ergebnis einer Einengung des Gebirgskörpers aufzufassen. Die Kristallisation hat diese Vorgänge begleitet und sie zum Teil noch überdauert.

Wie gross war der während der Metamorphose herrschende lithostatische Druck?

Wir gehen von der auf S. 107 begründeten Voraussetzung aus, dass die Tektonik unseres Gebietes während der Metamorphose nicht wesentlich von der heutigen verschieden war. Die Gesamtbelastung der Ophiolithzone von Zermatt-Saas Fee setzt sich dann zusammen aus dem heute noch nachweisbaren und aus einem unbekannten, durch postmetamorphe Erosion und Schweregleitung (?) entfernten Anteil.

Legen wir ein Querprofil durch Saas Fee und projizieren wir die im Gebiete von Zermatt noch vorhandenen höheren Einheiten in diese Ebene hinein, so erhalten wir folgende Grössen:

Kristallin der Mischabel-Rückfalte	~ 3000 m
Mesozoikum	~ 1000 m
Kristallin der Dent Blanche-Decke	~ 2000 m
Total der heute noch nachweisbaren Belastung	~ 6000 m

Das würde für den Belastungsdruck einen untersten Grenzwert von 1,5–2 Kb ergeben. Über den durch Erosion und evtl. durch Schweregleitung bedingten Abtrag wissen wir nichts. Die zu ihrer Abschätzung notwendigen Annahmen sind viel zu vage. Wir sind deshalb auf die spärlichen Angaben angewiesen, die uns das Experiment über Druckindikatoren, wie Jadeit und Disthen, liefert.

Zur Bildung von Jadeit und Quarz, die anstelle von Albit Bestandteile des Saussurits des Allalingsabbros sind, wäre nach Experimenten im Temperaturbereich von 400–500° ein Druck von 22 Kb notwendig. Es ist allerdings möglich, dass die Jadeitbildung schon frühzeitig und bei erheblich tieferer Temperatur unter Drucken erfolgte, die ebenfalls wesentlich niedriger waren (siehe GREEN & RINGWOOD 1966).

Dies würde selbst dann, wenn wir einen tektonischen Überdruck von 1–2 Kb subtrahieren, noch eine Überlagerung von 30–40 km Gestein erfordern!

«Vernünftiger» Werte ergibt scheinbar der Disthen. Das Material tritt als alpidische Neubildung in Gneisen der Monte Rosa-Decke auf (BEARTH 1952). In den Ophiolithen habe ich Disthen im Allalingsabbro, vor allem aber als Kluffbildung gefunden (siehe S. 69). Er ist hier aus Lösungen ausgeschieden worden. Wir können deshalb auf dieses Vorkommen die Ergebnisse übertragen, zu denen FONTEILLE 1965 in einer sehr interessanten Studie gelangt ist. Nach diesem Autor muss man für derartige Bildungen mit einem Minimaldruck von 5–6 Kb rechnen, d. h. mit einer 13–15 km mächtigen Gesteinslast. Davon würden bis heute 7–9 km abgetragen worden sein, was zu hoch erscheint. Wenn wir 1 Kb Belastungsdruck durch «tektonischen Überdruck» ersetzen, so werden diese Zahlen auf 4–6 km reduziert, also auf Werte, die durchaus möglich sind.

Erfuhr der Druck während der Metamorphose Veränderungen?

Die ältesten (eklogitischen!) Paragenesen unserer Region zeigen durchwegs eine höhere Dichte (≥ 3) als die späteren. Bei ihrer Bildung mögen hohe Drucke (tektonischer Überdruck?) aufgetreten sein. Die Umbildung Eklogit–Prasinit ist mit einer Volumenzunahme verbunden. Das könnte auf zunehmenden P_{H_2O} , vielleicht in Verbindung mit einer Abnahme des Belastungsdruckes, zurückzuführen sein.

Der Temperaturbereich der Metamorphose

Die Paragenesen der Zermatter Ophiolithe fallen in den Bereich der Albit-Epidot-Amphibolitfazies. Die Temperaturuntergrenze entspricht dem Beginn der Grünschieferfazies, die Obergrenze fällt mit derjenigen der Amphibolitfazies zusammen. Diese Grenzen werden verschieden gelegt. Ich halte mich hier an die Angaben von WINKLER. Danach würde sich die Metamorphose in unserem Gebiet in einem Intervall von ungefähr 400–500° C abgespielt haben.

Nun haben wir keinen Grund anzunehmen, dass unterhalb 400° C keine Reaktionen stattgefunden haben. Ihre Produkte müssen, wenn sie überhaupt erhalten sind, in den ältesten Paragenesen gesucht werden. Bei niedriger Temperatur und hohem Druck sind aber Paragenesen der Glaukophan-Lawsonitfazies zu erwarten, wie wir sie ja tatsächlich aus vielen Gebieten der Westalpen kennen. Statt ihrer finden wir in der Zone von Zermatt–Saas Fee eklogitische Gesteine, die aber sicher nicht aus Paragenesen der erwähnten Fazies hervorgegangen sind. Gerade der Allalingsabbro, in dem ja alle Etappen der Metamorphose fixiert worden sind, zeigt Omphazit und Granat als früheste Bildungen. Die Metamorphose startet im inneren penninischen Gürtel mit eklogitischen Assoziationen, im Gegensatz zur äusseren Zone. Diese Verschiedenheit muss auf regionale Unterschiede in den PT-Bedingungen zurückgehen.

Aus der allgemeinen Verbreitung der Ungleichgewichtsparagenesen schliessen wir ferner, dass die physikalisch-chemischen Verhältnisse sich während der Metamorphose relativ rasch verändert haben. Dabei wird die Umwandlung Eklogit \rightarrow Glaukophanschiefer \rightarrow Granat-Amphibolit \rightarrow Prasinit mit sinkender Temperatur (und P ?) in Verbindung gebracht. Das ist vermutlich nur teilweise richtig. Manche Beobachtungen erscheinen eher verständlich, wenn man für die Bildung der Glaukophangesteine aus Eklogit eine Temperaturzunahme annimmt. Das im Vergleich zu den Eklogiten grössere Korn – nicht nur von Glaukophan, sondern auch von Granat – und die bei Glaukophanparagenesen so ausgeprägte Porphyroblastenbildung von Glaukophan selbst, von Chloritoid und Epidot, sprechen für diese Annahme. Auch die nachkinematische Bildung von Olivin in Serpentiniten weist in dieser Richtung. Erst mit der Bildung von Granat-Amphibolit und Prasinit setzt dann eigentliche Retromorphose ein. Allerdings sind auch prasinitische Paragenesen, wie die Erfahrung zeigt, in einem breiten P/T -Bereich stabil.

Wenn die obige Überlegung richtig ist, würde die Temperatur während der Metamorphose, d.h. nach der Eklogitbildung, zuerst steigen und dann wieder sinken.

Es ist nun merkwürdig, dass aus den begleitenden Sedimenten bisher nur Beobachtungen bekannt geworden sind, die auf einen Temperaturanstieg hinweisen. Von GOOSSENS (1965) wurde z.B. festgestellt, dass der Granat (Almandin) eines Kalkglimmerschiefers einen spessartinreichen Kern einschliesst, der dann zuerst in reinen und schliesslich in pyropführenden Almandin übergeht.

G. V. DAL PIAZ hat ferner in einer noch unveröffentlichten Arbeit eine Anzahl Gründe (z. B. die Inversonar-Struktur bei Plagioklas) angeführt, die ebenfalls für eine Temperaturzunahme während (und vor allem in) einer spätern Phase der Umkristallisation sprechen. Diese Feststellungen sind alle im Widerspruch zu dem, was oben aus den Ophiolithen abgeleitet wurde.

Es ist vorläufig nicht möglich, diese Diskrepanz aufzulösen. Aber der Gegensatz im Verhalten der Ophiolithe und ihrer Begleitgesteine wird dadurch nochmals unterstrichen. Nun sind aber Druck und Temperatur nicht die einzigen Variablen, von denen die Bildung einer Paragenese abhängt. Andere Faktoren mögen – wenigstens lokal – eine ebenso grosse Bedeutung haben. Von diesen soll im folgenden noch die Rede sein.

Andere Faktoren der Metamorphose

P_{H_2O} und P_{CO_2}

Hydratisierung hat schon vor der Metamorphose gewisse Gesteinsgruppen erfasst. Die Serpentine sind zum grössten Teil als solche schon vor der Metamorphose gebildet worden. Fraglich ist auch, ob die Saussuritisierung der Gabbros überhaupt etwas mit der Metamorphose zu tun hat.

Für die feinkörnigen Gesteine ursprünglich basaltischer Zusammensetzung aber sind die ältesten metamorphen Paragenesen (Eklogite) wasserarm – wie die Basalte selbst! Die Umwandlung Eklogit \rightarrow Prasinit über die Zwischenstufen der Glaukophanschiefer und Granat-Amphibolite zeigt dann eine zunehmende Hydratisierung. Es muss während der Metamorphose den eklogitischen Partien Wasser zugeströmt sein.

Dieses Wasser kann nur in einzelnen Fällen aus dem Nebengestein bezogen werden. Das zeigen die z. T. hydratisierten, ursprünglich rein eklogitischen Gänge und Bänder im Allalingabbro. Sie stossen an helle Lagen, die nur Zoisit als wasserhaltige Komponente enthalten. Dieses Mineral ist aber während der Metamorphose stabil. (Eine Dehydratisierung wäre hier nur im Zusammenhang mit der auf S. 36 beschriebenen Omphazitbildung auf Kosten von Saussurit möglich – ein Vorgang, der sicher ohne grössere Bedeutung ist.)

Wasser muss also während der ganzen Dauer der Metamorphose von aussen her in das System eingewandert sein, entweder aus den begleitenden Sedimenten, wie wir das für die Theodul-Rothornzone annehmen, oder aus anderen, unbekannten Quellen. Es kann dann aber keine Rede davon sein, dass die Permeabilität während der Metamorphose abgenommen hat. Durchbewegung hat wohl immer für eine Erneuerung der Porosität gesorgt. Das System muss in dieser Hinsicht als offen betrachtet werden.

Zu Beginn (der Metamorphose) müssen lokal beträchtliche Differenzen in P_{H_2O} bestanden haben; im Laufe der Metamorphose kam es mehr und mehr zu einem Ausgleich.

Was oben für H_2O gesagt wurde, gilt z. T. auch für CO_2 . Die Hydratisierung bei der Umwandlung von Omphazit in Glaukophan ist häufig von einer Karbonat- (Ankerit-)bildung begleitet (siehe S. 93). Die fluide Phase führte demnach oft auch noch CO_2 . Die Umwandlung mancher Serpentinikörper in Talk und Ankerit setzt ebenfalls eine Zufuhr von H_2O und CO_2 voraus.

Der Einfluss der Korngrösse

Sehr drastisch zeigt sich der Einfluss der Korngrösse bei den verschiedenen Gesteinsgruppen des Allalingabbros. Die ursprünglich feinkörnigen Gänge oder Schlieren sind immer völlig unter Neubildung von Granat, Omphazit, Hornblende, Epidot u. a. umkristallisiert, gleichgültig, ob sie in einem augit- oder in einem smaragditführenden Saussurit-Gabbro stecken. Entsprechend sind die magmatischen Strukturen und Mineralbestände der feinkörnigen Effusiva restlos zerstört worden, während diese bei den grobkörnigen Gabbros z. T. noch erhalten, oft jedenfalls ohne Schwierigkeit rekonstruierbar sind.

Die Korngrösse der Metamorphite kann sehr stark (um den Faktor 10–100) und auf kleinstem Bereich schwanken, ohne dass ein Zusammenhang mit Differenzen in der ursprünglichen Korngrösse oder irgendein anderer Grund immer erkennbar wäre. Grössere «Wegsamkeit» in Verbindung mit der katalytischen Wirkung von Wasser mag vielfach die Ursache solcher Unterschiede sein. So beobachtet man besonders grosse Kristalle von Omphazit, Granat, Glaukophan, Rutil, Ankerit usw. zwischen den einzelnen Pillows oder auf ausgeheilten Zerrungsfugen der Eklogite und Glaukophanschiefer. An Pegmatite erinnernde Korngrössen findet man in den aus hydrothermalen Lösungen entstandenen Kluftfüllungen von Albit, Quarz und Calcit. Auch Disthen und Chloritoid, Talk u.a. erreichen in Klüften beträchtliche Grösse.

Keimbildungseffekt

Die vor einer Umkristallisation schon vorhandenen Phasen können als Kristallisationskeime für die wachsenden Neubildungen wirken. Dieser Art ist wahrscheinlich die Beziehung zwischen Augit und Omphazit oder Diopsid, die ihn orientiert umwachsen. Analog aufzufassen ist die Verwachsung von Glaukophan, blaugrüner Hornblende und Aktinolith oder diejenige von Zoisit und Pistazit, um nur die wichtigsten zu nennen.

Die grösste Bedeutung aber hat der Keimbildungseffekt wahrscheinlich bei einer nachkinematischen «Temperung». Es erfolgt dann eine Regeneration schon bestehender Phasen unter Bedingungen, unter denen diese an und für sich nicht stabil sind. Darauf ist vermutlich das Fehlen von Kataklasten bei den meisten eklogitischen Relikten zurückzuführen, wahrscheinlich auch die auf Fugen und Klüften häufig beobachtete Neubildung von Omphazit, von Glaukophan, Hornblende oder Epidot, die einfach auf ein Weiterwachsen von im Gestein schon vorhandenen Kristallen zurückzuführen ist.

Nach meinen Beobachtungen wird die keimbildende Wirkung schon vorhandener Phasen im allgemeinen unterschätzt.

Metasomatische Bildungen

Auf Stoffaustausch in grösserem Bereich zurückgehende Bildungen sind häufig am Kontakt chemisch verschiedener Gesteine zu beobachten. Dazu gehören vor allem die Talk-Strahlstein- oder Talk-Ankeritparagenesen, die als Randbildungen die Serpentine begleiten, ebenso wie die z.T. monomineralischen Reaktionsränder um Kalksilikateinschlüsse in Serpentiniten (siehe S.26 und S.28).

Einen prinzipiell anderen Charakter hat die auf S.67 beschriebene Imprägnation der Bündnerschiefer der Riffelbergzone mit Albitsubstanz. Sie erfasst den ganzen Sedimentkomplex, wenn auch mit lokal wechselnder Intensität. Von vielen Zentren aus breitet sich die Albitsubstanz im Sediment aus, wobei vor allem Calcit, z.T. aber auch Silikate (Hornblende, Epidot) durch den Albit verdrängt werden. Die Albitzufuhr wird durch Wegtransport vor allem von Karbonat kompensiert.

Woher stammt nun diese Albitsubstanz?

Eine oft diskutierte Möglichkeit kann hier mit Bestimmtheit ausgeschlossen werden, nämlich eine Na-Zufuhr aus Serpentiniten. Dafür besitzen wir nicht die geringsten Anhaltspunkte. Der Kontakt der Breithorn-Serpentinmasse mit der Riffelbergzone ist mechanischer Natur, die Albitisierung aber ist *postkinematisch* und steht mit dem Serpentin in keinerlei Zusammenhang.

Andererseits lässt nichts darauf schliessen, dass diese Albitisation auf eine regionale Na-Zufuhr zurückzuführen ist. Es wäre dann nicht recht verständlich, wieso sie sich nur in gewissen Bündnerschieferzonen manifestiert. Denn das, was gewöhnlich als Albitisation bezeichnet wird, nämlich die spät- bis postkinematische Entwicklung von Albit auf Kosten anderer Silikate, dürfte zum grössten Teil auf gesteinsinterne Umsetzungen zurückgehen (siehe S.60).

Als wahrscheinlichste Alternative erscheint mir ein ophiolithinterner Stoffaustausch (wobei die Serpentine auszuschliessen wären!), d.h. die Abwanderung von Albit aus einem bestimmten Gestein und die Konzentration desselben in einem anderen. Das würde aber bedeuten, dass die Metamorphose nur in beschränktem Umfang isochemisch sein kann.

Sicher ist, dass sehr erhebliche Mengen Albitsubstanz postkinematisch gewandert und in einem fremden Milieu wieder ausgeschieden worden sind.

Ein anderes Phänomen, das mit der Migration von Albitsubstanz zusammenhängt, sind die auf S. 68 beschriebenen Albititgänge, die in der Riffelbergzone und im Täsehtal so häufig sind. Diese Gänge sind z. T. sekretorisch, d. h. die Albitsubstanz stammt aus dem Nebengestein. Aber dort, wo eine vom Gang ausgehende Albit-Imprägnation des Nebengesteins erfolgte (siehe S. 68), muss diese Substanz von aussen her eingewandert sein. In beiden Fällen ist der Chemismus des Nebengesteins verändert worden, einmal durch Subtraktion, das andere Mal durch Addition von Albit.

Die Metamorphose kann schon aus dem Grunde nicht als isochemisch im strengen Sinne des Wortes betrachtet werden, weil sie mit einer Hydratation verknüpft ist. Mit dem zirkulierenden Wasser aber wandert auch Substanz. Wie gross die umgesetzten Mengen sind, lässt sich heute noch nicht angeben; zu einer *wesentlichen* Veränderung des chemischen Charakters scheint es aber nur in einzelnen Fällen gekommen zu sein.

Zusammenfassung

Im Gebiete von Zermatt sind die Ophiolithe in drei durch Trias getrennten tektonischen Einheiten übereinandergestapelt. Die vorliegende Arbeit befasst sich fast nur mit der tiefstliegenden und ophiolithreichsten, der «Zone» von Zermatt–Saas Fee, während die beiden andern, die *Theodul–Rothornzone* und die *Obere Zermatter Schuppenzone*, nur gestreift werden.

Die Zone von Zermatt–Saas Fee bildet mit der unterliegenden Trias zusammen den mesozoischen Rahmen der Monte Rosa-Decke. Sie ist als Ausläufer der «pietre verdi» des Aostatales und des Gran Paradiso zu betrachten, mit deren Hauptmasse sie in bezug auf Gesteinsinhalt und Metamorphose übereinstimmt. Es ist nicht ausgeschlossen, dass das Kristallin des Monte Rosa den Sockel der Ophiolithe von Zermatt–Saas Fee bildete, jedenfalls repräsentieren diese das ursprünglich nördlichste Element der piemontesischen Geosynklinale.

Die Zone von Zermatt–Saas Fee hat im Zusammenhang mit der Orogenese durch Faltung, Rückfaltung und Verschuppung eine reichlich komplizierte Struktur erhalten. Sämtliche Gesteinskörper sind deformiert und bis auf wenige Reste völlig umgeprägt worden. Ein Versuch, die vororogenen Verbandsverhältnisse zu rekonstruieren, führt auf eine ähnliche Gliederung, wie sie DUBERTRET (1952) und BRUNN (1956) für die syrischen und makedonischen Ophiolithe entworfen haben. Danach würden die Ophiolithe unserer Zone einer basischen Megaeffusion entsprechen, mit Peridotiten (resp. Serpentinitten) an der Basis, gabbroiden Massen im mittleren und Diabasen, Spiliten usw. im oberen Teil. Dieses Modell ist auf unseren Fall – und auch auf andere – nur unter der Voraussetzung anwendbar, dass diese Gesteinsgruppen eine genetische Einheit gebildet haben. Dies ist jedoch wegen der Metamorphose und vor allem wegen der allgemeinen Verbreitung tektonischer Kontakte nicht beweisbar. Die Hypothese würde hinfällig, wenn sich zeigen liesse, dass die Serpentinite (wie beispielsweise bei Arosa) älter sind wie die übrigen Ophiolithe.

In den letzten Jahren sind – hauptsächlich durch die Arbeiten von M. VUAGNAT – Effusivgesteine in Form von Pillowlaven in verschiedenen Zonen des Penninikums nachgewiesen worden. Meiner Meinung nach ist der volumenmässige Anteil dieser Laven an den Ophiolithen der Westalpen sehr beträchtlich. Auch in der Zone von Zermatt–Saas Fee fehlen sie nicht, sie sind hier aber nicht nur stark deformiert, sondern zum Teil als Eklogite, zum Teil als Glaukophanschiefer, Amphibolite oder Prasinite getarnt (siehe Photos auf Taf. IV/V und Zeichnungen auf S. 20). Ihre Bedeutung liegt darin, dass es sich um ein Palimpsest handelt, dessen ursprüngliche Form bekannt ist, das somit Rückschlüsse auf die Art der Deformation gestattet. Für die betreffenden Zonen ergibt sich eine Abplattung mit mehr oder weniger deutlicher Streckung der Pillows in ungefähr E–W-Richtung. Die Mineralelongation (Glaukophan, Hornblende, Epidot usw.) fällt dabei mit der Streckungsachse zusammen, und diese wiederum deckt sich mit den Gross- und Kleinfaltenachsen der mesozoischen Elemente und des altkristallinen Rahmens, soweit dieser alpin deformiert worden ist.

Mit dem Problem der Deformation und der Beziehung derselben zur Umkristallisation wird man überall konfrontiert, vor allem aber in einem Komplex, der die Dachpartie der Zone von Zermatt–Saas Fee bildet und den ich *Rifelbergzone* genannt habe (S. 16). Es handelt sich um eine Vermischung von ophiolithogenem mit sedimentogenem Material, wobei das letztere das Einbettungsmittel bildet, in welchem Fragmente von Ophiolithen scheinbar chaotisch eingestreut sind (siehe Taf. II/III und Zeichnungen S. 17/18). Teilweise erinnern diese Bildungen an Konglomerate, anderwärts an Erscheinungen, wie sie durch tektonische Vermischung von heterogenem Material (z. B. im Jungfrau-Keil) entstehen können. Boudinierung, Zerschierung, Faltung und Torsion bestimmten jedenfalls weitgehend die Gestalt der Fragmente, bis zu einem gewissen Grade aber auch ihre Vermischung mit dem Sediment. Andere Beobachtungen, vor allem im italienischen Teil dieser Zone (G. V. DAL PIÀZ), deuten auf eine ursprünglich sedimentäre Vermischung hin. Die mechanischen Vorgänge hätten demnach lediglich eine schon bestehende Vermengung modifiziert.

In diesen Zusammenhang gehört, dass die Sedimente der Rifelbergzone streckenweise stark abweichen vom gewohnten Charakter der Bündnerschiefer: sie sind silikatreicher, vor allem quarz- und glimmerreicher, führen z. T. Granat und Chloritoid und gehen in Quarzite oder Glimmerschiefer über. Die Fragmente aber sind überwiegend eklogitogener Natur, z. T. reine, feinkörnige Eklogite mit deutlicher Regelung von Omphazit, meistens aber Eklogit-Amphibolite. Die jetzige Form und Zusammensetzung haben sie durch eine nach-eklogitische Deformation und Umkristallisation mit Neubildung von Glaukophan, Epidot, Hellglimmer, Quarz und Karbonat erhalten.

Die mineralfazielle Stellung der Ophiolithe von Zermatt (und damit auch eines grossen Teiles der Ophiolithe überhaupt) ist nicht ohne weiteres mit den üblichen Schemata in Einklang zu bringen. Die Schwierigkeit liegt darin, dass hier nebeneinander Eklogite, Glaukophanschiefer und Prasinite auftreten, also Gesteine, die nach den herrschenden Theorien unter ganz verschiedenen Bedingungen entstanden sein müssen. Die Zone von Zermatt–Saas Fee ist ein Beispiel dafür, dass auch mineralogische Ungleichgewichte regionale Verbreitung haben können. Es lässt sich überdies zeigen, dass das Nebeneinander so verschiedener Paragenesen teilweise einer chronologischen Folge entspricht, an deren Anfang die Eklogite, am Ende aber die Prasinite stehen. Es wäre aber falsch, sämtliche Prasinite unserer und anderer Zonen von Eklogiten ableiten zu wollen. Viele sind unmittelbar aus Eruptiva gabbroider Zusammensetzung (Diabase z. B.) hervorgegangen. In diesen und übrigens auch in den begleitenden mesozoischen Sedimenten fehlen überdies Anzeichen einer mehrphasigen Metamorphose.

Das Problem ist in seiner Bedeutung erst fassbar, wenn man die paragenetischen Verhältnisse unserer Zone im Rahmen der Metamorphose sämtlicher alpiner Ophiolithe betrachtet. Soviel ich sehe, lassen sich hier vier paragenetisch verschiedene Gruppen unterscheiden (siehe Tabelle 17). Die erste (I) entspricht der Glaukophan-Lawsonit- (WINKLER) oder Blauschieferfazies (ERNST), die zweite (II) der Prasinit- und die vierte (IV) der Amphibolitfazies. Den paragenetischen Verhältnissen von Zermatt entspricht die dritte Gruppe (III). Sie enthält Elemente der Gruppe II (Prasinite) und der Gruppe IV (Eklogite). Von II und IV unterscheidet sie das Auftreten von Glaukophan und Chloritoid, von I auch noch von Granat und überdies das Fehlen von Lawsonit und Pumpellyit, vielleicht auch die Art des Glaukophans. Im Gegensatz zu IV fehlen in III Plagioklas und rhombische Hornblende; auch die Art der tonerdeführenden Hornblende ist verschieden.

In den Ophiolithen von Zermatt sind somit Paragenesen vereinigt, die entweder zu verschiedenen Zeiten und unter verschiedenen Bedingungen entstanden sind, die also ein plurifazielles Geschehen spiegeln, oder es sind in diesen Ophiolithen nebeneinander stabile und metastabile Assoziationen enthalten, die unter annähernd gleichbleibenden Bedingungen gebildet worden sind.

Vorläufig ist es jedenfalls nicht möglich, verschiedene Mineralbildungsphasen entsprechenden Bewegungsphasen zuzuordnen. Syn- und postkinematische Kristallisation kann bei sämtlichen Mineralien beobachtet werden, bei Omphazit, Glaukophan, Chloritoid sowohl wie bei Albit und Chlorit. Es lässt sich lediglich feststellen, dass der *Schwerpunkt* der Bildung von Albit und Chlorit in eine späte Phase der Metamorphose fällt, derjenige von Omphazit und Granat in eine frühe. Aber späte Kristallisation dieser beiden Mineralien lässt sich immer wieder konstatieren, und es ist durchaus möglich, dass die verschiedenen Bildungsbereiche der einzelnen Mineralien sich überschneiden.

Die Gesteinsgruppen. Unter den Gesteinen nehmen die *Serpentinite* rein volumenmässig betrachtet eine bedeutende Stellung ein. Es scheinen ausschliesslich Antigorit-Serpentinite vorzuliegen mit dichtem, geregeltem Gefüge, das z. T. durch wiederholte Faltung und Schieferung entstanden ist. Ungeregelter Grob-antigorit durchbricht da und dort dieses Gefüge. In zwei Fällen habe ich Maschenstrukturen gefunden und sie als Relikte einer vordeformativen Serpentinisierung gedeutet. Andere Relikte werden von stark zer-setztem und deformiertem Augit, selten auch von Bastit und Olivin gebildet. Olivin findet sich aber auch als porphyroblastische Neubildung, zusammen mit Diopsid, Vesuvian, Granat, Titanklinohumit und farblosem Klinohumit (?), die alle auch als mono- oder bimineralische Konkretionen in den Serpentiniten auftreten können. Diese Schlieren und Knauer bilden nur eine der Gruppen von Einschlüssen in den Serpentin-gesteinen. Andere sind aus boudinierten Gabbro- oder Pyroxenitgängen oder aus Sedimenten hervorgegangen, wobei Stoffaustausch mit dem Serpentin für ihre gegenwärtige Zusammensetzung wahrscheinlich eine bedeutende Rolle spielte. Randlich sind die Serpentine in Talk-Aktinolith- oder Talk-Ankeritschiefer um-gewandelt worden. Diopsid-, granat- und epidotführende exogene «Kontaktprodukte» von Serpentiniten mit kalkigen Sedimenten möchte ich ebenfalls auf Stoffaustausch im Zusammenhang mit der Regional-metamorphose zurückführen und nicht auf thermische Kontaktwirkung.

Die *gabbroiden Gesteine* stellen uns nicht nur vor Probleme der Metamorphose, sondern auch vor Fragen der Platznahme und der magmatischen Differentiation. Das interessanteste Objekt ist zweifellos der Allalin-gabbro. Er zeigt eine nur schwer fassbare Mannigfaltigkeit von Paragenesen, was teilweise auf primäre In-homogenitäten zurückgeht, z. T. aber bedingt ist durch eine grosse Zahl von Reaktionen im Zusammenhang mit der Metamorphose. Es ist übrigens das einzige gabbroide Gestein, das noch Relikte des magmatischen Mineralbestandes (Olivin, Pyroxen, Labrador) und der vormetamorphen Struktur zeigt. Gewöhnlich sind allerdings nur Umwandlungsprodukte dieser Mineralien vorhanden; aus Olivin gehen talk-pyroxen- (tre-molit- oder glaukophan-)führende Pseudomorphosen hervor, die von Granat umsäumt sind. Auch aus dem Augit entwickeln sich verschiedene Pseudomorphosen, ohne dass man sagen könnte, warum einmal das eine, dann das andere. Verbreitet ist die Smaragditbildung, eine auch in andern Gabbros der Westalpen häufige Pseudomorphose. Es handelt sich nicht um Aktinolith, wie man häufig lesen kann, sondern um ein Aggregat von Omphazit, mit Beimengung von Talk und Rutil. Der für die Bildung des Omphazites notwendige Jadeit kann nur aus dem Plagioklas hergeholt werden. Tatsächlich ist der Plagioklas in den meisten Fällen saussuri-tisiert (wobei offenbleiben muss, ob dieser Zerfall nicht schon vormetamorph erfolgte), und gewisse Saussu-rite führen neben Zoisit noch Jadeit und Quarz, andere Pyroxen (Omphazit) und Hornblende. Ausser diesen Reaktionsprodukten entstehen auch noch Chloritoid, Disthen, Hellglimmer (z. T. Paragonit), Fuchsit und Albit, auch gewöhnliche Uralitisierung ist verbreitet. Durch alle diese Vorgänge und durch den raschen Wechsel in der Intensität der Deformation finden sich nebeneinander die verschiedensten Paragenesen und Strukturtypen.

Der Allalingabbro ist überdies von basischen Ganggesteinen durchsetzt, die z. T. noch Elemente mag-matischer Strukturen erkennen lassen, aber völlig in Eklogite oder Eklogit-Amphibolite (\pm Glaukophan) umgewandelt sind. Diese Gänge sind bei starker Verschieferung nicht mit Sicherheit von melanokraten Bän-dern, Schlieren oder Lagen unterscheidbar, wie sie besonders schön am Gabbro der Spitzen Fluh auftreten. Diese Bänderung ist ebenfalls eine magmatische Bildung und wahrscheinlich auf gravitative Saigerung zurückzuführen.

Im Chemismus zeigen die Gabbros charakteristische Unterschiede gegenüber den aus basischen Effusiva (Dolerite, Diabase, Pillowlaven) hervorgegangenen Gesteinen, so dass diese nicht einfach als das feinkörnige Korrelat der grobkörnigen Gabbros vom Typus Allalin betrachtet werden dürfen.

Eklogite treten nur in kleineren Massen auf. Sie gehen teilweise aus pyroxenreichen (olivinführenden?) Gängen, Lagen oder Schlieren gabbroider Gesteine und z. T. aus Effusivgesteinen (Pillowlaven) hervor.

Die verschiedenen, beim Allalingabbro erwähnten Reaktionen zwischen Mafiten und Plagioklas- (oder Saussurit-)Substanz zeigen mehrere Wege, auf denen Eklogit entstehen kann. Ein bestimmter Chemismus, also bestimmte stöchiometrische Verhältnisse, scheinen erforderlich zu sein, damit eine *reine* Paragenese von Omphazit und Granat sich entwickeln kann. In den Ophiolithen von Zermatt sind sie meistens zoisit-oder epidotführend, auch Hellglimmer (Paragonit und Phengit) und Ankerit sind typische Begleiter, in ein-zelnen Fällen auch Chloritoid. Die meisten Eklogite zeigen Umwandlung entweder in Glaukophanschiefer

oder in Amphibolite und Prasinite. Die Glaukophanbildung scheint mit einer Kornvergrößerung parallel zu gehen. Man kann dabei an eine Zunahme der Temperatur oder an eine katalytische Wirkung des Wassers denken. Der Glaukophan geht vielfach – wie übrigens auch der Omphazit – über Diablastik in eine blaugüne, Al-reiche Hornblende über, der Granat in ein Gemenge von Epidot und Hornblende (\pm Biotit). Auf diese Weise entwickeln sich aus Eklogiten oder Glaukophanschiefern Amphibolite.

Die Tabellen auf S.88 und S.89 sowie der Text auf S.90 und S.91 geben Auskunft über den Chemismus und die optischen Eigenschaften der Glaukophane und der Hornblenden der Ophiolithe von Zermatt. Die gastalditischen Glaukophane sind Mg- und Al-reich, Fe-arm und unterscheiden sich durch ihre geringe Absorption und niedrigere Lichtbrechung (?) von denjenigen der Glaukophan-Lawsonitfazies. Die Hornblenden umfassen Glieder der Tremolit-Aktinolithreihe und die oben erwähnte, blaugüne Hornblende (Barroisit), die aber in chemischer Hinsicht nichts Einheitliches darstellt.

Auch vom Granat kennt man eine grössere Zahl von Varietäten: Spessartin aus Piemontitschiefern, Grossular aus Kalksilikaten, Almandin aus Glimmerschiefern usw. Die Eklogitgranate sind relativ pyrop-arme Almandine. Sie sind wie diejenigen der Glaukophanschiefer einschlussreich. Zu diesen Einschlüssen können auch Omphazit, Glaukophan und Chloritoid gehören, und es kommt vor, dass sich diese nur als Einschlüsse im relikthischen Granat finden, ausserhalb aber durch eine jüngere Paragenese abgelöst werden. In diesen Fällen gibt der Granat Auskunft über eine ältere Phase der Gesteinsbildung, während sich in seinen Umwandlungsprodukten (Hornblende, Epidot, Biotit, Chlorit, Magnetit) eine jüngere spiegelt.

Die Entwicklung der Eklogite und Amphibolite zu Prasiniten ist mit der Sprossung von Albit und Chlorit verknüpft. Die Albitbildung setzt in diesen Gesteinen zunächst an einzelnen Punkten ein und geht stets mit einer Resorption der Mafite (Hornblende, Epidot, Granat) einher. Sämtliche Na-haltigen Mineralien verschwinden im Laufe dieser Entwicklung. Ähnlich wie beim Granat umwachsen die Albitoblasten einen vom Externgefüge oft abweichenden Mineralbestand. In der Regel wird dieser von Hornblende und Epidot gebildet, während das Externgefüge aus Chlorit besteht, häufig mit Karbonat, Titanit und Erz.

Ob die Umwandlung Eklogit \rightarrow Prasinit ein isochemischer Vorgang ist, also lediglich einer Umkristallisation entspricht, lässt sich vorläufig nicht beweisen. Es gibt aber mindestens zwei Vorgänge der Regionalmetamorphose, die mit einer Natron-Metasomatose verbunden sind. Beim wichtigsten, auf S.67 beschriebenen Prozess, werden karbonatische Sedimente der Rifelbergzone albitisiert. Um die unter Auflösung des Karbonats sich bildenden Albitflecken entsteht dabei ein Zoisitring, der nach aussen in Epidot übergeht. Die in der Rifelbergzone zerstreuten eklogitogenen Fragmente werden davon nur peripherisch betroffen.

Quantitativ weniger wichtig erscheint die Bildung von sekretorischen Albitadern und -gängen und die von solchen Gängen ausgehende, lokale Albitisation des Nebengesteins.

Ich vermute, dass es inter-ophiolithische Stoffwanderungen sind, die alle diese Erscheinungen bewirken; jedenfalls zeigen sie, dass die Metamorphose nicht isochemisch war.

Als letzte Manifestation der Metamorphose sind die Klüftbildungen zu verzeichnen. Viele Klüfte sind mit Mineralien belegt, die auch im Gestein auftreten, z.B. Omphazit, Glaukophan, Aktinolith, Chloritoid, Chlorit, Vesuvian, Granat, Epidot, Quarz und Karbonat, vor allem aber (als wichtigstes!) Albit. Nicht gesteinsbildend ist z.B. Disthen. Ob die verschiedenen Klüftfüllungen auch verschiedenes Alter haben, vermag ich auf Grund meiner Beobachtungen nicht zu entscheiden, sicher ist hingegen, dass sie genetisch mit der Metamorphose in Zusammenhang stehen.

Résumé

Dans la région de Zermatt, les ophiolites sont empilées les unes sur les autres dans trois unités tectoniques séparées par du Trias. La présente étude s'occupe presque exclusivement de la «zone Zermatt-Saas Fée», la plus profonde et la plus riche en ophiolites, tandis que les deux autres unités, la «zone Théodule-Rothorn» et la «zone supérieure des écailles de Zermatt» ne seront qu'effleurées.

La zone de Zermatt-Saas Fée constitue, avec le Trias sous-jacent, l'enveloppe mésozoïque de la nappe du Mt-Rose. Elle doit être considérée comme un prolongement des «pietre verdi» du Val d'Aoste et du Grand-

Paradis, avec lesquelles elle correspond complètement par la composition minéralogique et le degré de métamorphisme. Il n'est pas exclu que le cristallin du Mt-Rose ait formé le socle des ophiolites de la zone Zermatt-Saas Fée; en tout cas ces dernières représentaient l'élément le plus septentrional du géosynclinal piémontais.

Au cours de l'orogénèse, la zone de Zermatt-Saas Fée a acquis par plissement et écaillage une structure extrêmement compliquée. Toutes les masses rocheuses ont été profondément affectées par ces événements et en portent l'empreinte jusque dans leurs éléments les plus intimes. Un essai de reconstitution de la zonéographie antérieure à l'orogénèse conduit à une disposition analogue à celles que DUBERTRET (1952) et BRUNN (1956) ont proposé pour les ophiolites syriennes et macédoniennes. D'après cela, les ophiolites de notre zone correspondent à une gigantesque effusion basique comportant des péridotites (éventuellement des serpentinites) à la base, des roches gabbroïques au milieu, et des diabases, spilites, etc., dans la partie supérieure. Dans notre cas — comme dans d'autres — ce modèle est utilisable seulement dans l'hypothèse que ces diverses roches appartenaient, du point de vue génétique, à un même ensemble. Toutefois cette condition n'est pas vérifiable à cause de l'intensité du métamorphisme et surtout à cause de la fréquence des contacts de nature tectonique. Cette hypothèse deviendrait caduque si l'on pouvait démontrer que les serpentinites sont plus anciennes que les autres ophiolites (comme c'est le cas près d'Arosa, p.ex.).

Au cours des dernières années, on a découvert en plusieurs points de la région pennique, grâce surtout aux travaux de M. VUAGNAT, des roches effusives présentant le faciès de laves en coussins. Dans mon opinion, ces laves représentent un volume considérable dans les ophiolites des Alpes occidentales. Dans la zone Zermatt-Saas Fée, ces roches sont non seulement fortement déformées mais encore transformées soit en élogites, soit en glaucophanites, en amphibolites ou en prasinites (voir les photos planches IV/V et les dessins p. 20). Leur importance réside dans le fait qu'il s'agit d'un palimpseste dont la forme originelle est connue et dont on peut tirer des conclusions a posteriori sur la nature des déformations qu'elles ont subies. Dans la zone considérée, il s'agit d'un aplatissement des coussins accompagné d'un étirement plus ou moins prononcé dans une direction approximativement E-W. Le grand axe des minéraux (glaucophane, hornblende, épidote, etc.) concorde avec l'axe d'étirement et celui-ci coïncide à son tour avec les axes des plis (grands et petits) des formations mésozoïques et du vieux socle cristallin pour autant que ce dernier ait subi une déformation d'âge alpin.

Partout se pose le problème des relations entre la déformation et la recristallisation, ceci plus particulièrement dans un complexe qui forme la partie supérieure de la zone de Zermatt-Saas Fée et que j'ai appelé la «zone du Rifelberg» (p. 16). Il s'agit ici d'un mélange de matériel de nature ophiolitique et de matériel de nature sédimentaire, dans lequel ce dernier constitue une matrice qui enrobe des débris d'ophiolite dispersés de manière apparemment désordonnée (cf. planches II/III et dessins p. 17/18). Ces figures rappellent quelque peu l'aspect d'un conglomérat; mais elles évoquent aussi les phénomènes qui peuvent survenir lors du mélange d'un matériel hétérogène par une action tectonique (par exemple au Jungfrauëil). Les expressions «boudiné», «cisaillé», «plissé» et «tordu», prises dans un sens assez large, permettent de décrire l'apparence des fragments et, jusqu'à un certain point, leur mélange avec les sédiments. D'autres observations, principalement dans la partie italienne de cette zone (G. V. DAL PIAZ), tendent à indiquer qu'il s'agit d'un mélange d'origine sédimentaire.

En relation avec cette idée, il convient de mentionner que les sédiments de la zone du Rifelberg passent partiellement à des faciès assez différents des faciès habituels des Schistes lustrés: ils sont plus riches en silicates, principalement en quartz et en mica, contiennent du grenat et du chloritoïde et passent à des quartzites ou à des micaschistes. Les fragments sont principalement de nature élogitique; il s'agit tantôt d'élogite à grain fin où l'on distingue des cristaux d'omphacite régulièrement ordonnés, tantôt (c'est le cas le plus fréquent) d'amphibolite élogitique. Les fragments doivent leur forme géométrique et leur composition actuelles à la déformation mécanique et aux néoformations de glaucophane, épidote, mica blanc, quartz et carbonates, postérieures à la mise en place des élogites.

Le faciès minéralogique des ophiolites de Zermatt (et d'ailleurs celui d'une grande partie des ophiolites en général) ne doit pas être déduit sans autre des schémas traditionnels. La difficulté provient du fait qu'ici on trouve côte à côte élogites, schistes à glaucophane et prasinites, c'est-à-dire des roches qui, d'après les théories régnantes, doivent s'être formées dans des conditions très diverses. La zone de Zermatt-Saas Fée apporte ainsi une démonstration que les déséquilibres minéralogiques peuvent s'étendre à toute une région. Il apparaît en outre que la juxtaposition de paragenèses si diverses correspond partiellement à une série

chronologique où les élogites se trouvent au début et les prasinites à la fin. Il serait faux cependant de vouloir faire dériver des élogites toutes les prasinites de notre région ou d'autres régions. Beaucoup d'entre elles sont issues directement de roches de composition gabbroïque (diabases, p.ex.). Dans celles-ci et aussi dans les roches sédimentaires mésozoïques qui les accompagnent manquent en outre les indications d'un métamorphisme à plusieurs épisodes.

On ne saisit la signification du problème que si l'on considère les rapports entre les paragenèses de notre zone dans l'ensemble du métamorphisme de toutes les ophiolites alpines. Pour moi, on peut distinguer quatre groupes de paragenèses différentes (cf. tableau 17). Le premier (I) correspond au faciès à glaucophane-lawsonite (WINKLER) ou faciès des schistes bleus (ERNST), le deuxième (II) aux prasinites et le quatrième (IV) au faciès amphibolite. Le groupe trois (III) correspond à ce que l'on observe dans les paragenèses de la zone de Zermatt. Il comporte des éléments du groupe II (prasinites) et du groupe IV (élogites). L'apparition de glaucophane et de chloritoïde le distingue des groupes II et IV, celle de grenat et en outre l'absence de lawsonite et de pumpellyite, peut-être aussi la variété de glaucophane, marquent la différence avec le groupe I. Contrairement au groupe IV, le groupe III ne contient pas de plagioclase, ni d'amphibole orthorhombique; la variété de hornblende est également différente.

Dans les ophiolites de Zermatt se trouvent réunies par conséquent, ou bien des paragenèses qui se sont constituées à des époques différentes et dans des conditions variées et qui reflètent ainsi la présence de plusieurs faciès de métamorphisme; ou bien ces ophiolites renferment côte à côte des associations minéralogiques les unes stables, les autres métastables, qui se sont formées dans des conditions approximativement semblables.

Actuellement il n'est en tout cas pas possible d'établir une corrélation entre les diverses époques de cristallisation des minéraux et les époques de déformation mécanique. Des cristallisations syncinématiques et postcinématiques peuvent être observées dans tous les minéraux, omphacite, glaucophane, chloritoïde, ainsi que dans l'albite et la chlorite. On en déduit seulement que l'albite et la chlorite se forment *surtout* au cours d'une phase tardive du métamorphisme, tandis que l'omphacite et le grenat appartiennent à une phase de métamorphisme précoce. On découvre cependant de façon répétée les preuves d'une cristallisation tardive de ces deux minéraux et il est très possible que les domaines de stabilité des différents minéraux se chevauchent.

Les diverses roches. Parmi les roches, les *serpentinites* jouent par leur volume un rôle prédominant. Il semble s'agir exclusivement de serpentine à antigorite, de texture serrée et ordonnée, qui a pris naissance en partie à la suite de plissements et de laminages répétés. De l'antigorite grossière non orientée recoupe çà et là cette texture. Dans deux cas, j'ai observé des textures maillées que j'ai interprétées comme des reliques d'une serpentinitisation antérieure à la déformation. D'autres reliques sont formées par l'augite déformée et décomposée, rarement aussi par la bastite et l'olivine. L'olivine se trouve également sous forme de porphyroblastes de néoformation, accompagnés de diopside, d'idocrase, de grenat, de clinohumite titanifère et de clinohumite incolore (?) qui peuvent tous se présenter dans la serpentinite sous forme de concrétions mono- ou biminérales. Ces schlieren et ces enclaves ne constituent qu'un groupe d'inclusions parmi les serpentinites. D'autres proviennent de filons de gabbro ou de pyroxénite boudinés, ou de roches sédimentaires dans lesquelles (d'après leur composition actuelle) les échanges de matière avec la serpentinite jouent un rôle important. En bordure, la serpentinite est transformée en talcschistes, schistes à actinote ou schistes à talc et ankérite. Je désire rattacher également les roches à diopside, grenat et épidote provenant de la réaction exomorphe des serpentinites sur les roches sédimentaires calcaires au métamorphisme général plutôt qu'à l'effet calorifique d'un métamorphisme de contact.

Les *roches gabbroïques* ne nous placent pas seulement en face du problème du métamorphisme, mais aussi devant les problèmes de mise en place et de différenciation magmatique. Le gabbro d'Allalin constitue sans aucun doute le sujet le plus intéressant. Il nous présente une variété difficilement compréhensible de paragenèses, ce qui provient en partie d'une hétérogénéité primaire, et en partie de l'abondance des réactions en rapport avec le métamorphisme. C'est d'ailleurs l'unique massif de roches gabbroïques qui montre des reliques d'origine magmatique (olivine, pyroxène, labrador) ainsi que des structures antérieures au métamorphisme. En général, en effet, on ne rencontre plus que les produits de transformation de ces minéraux,

par exemple pseudomorphoses de l'olivine par le talc, par un pyroxène (parfois la trémolite ou le glaucophane), enrobés de grenat. Les pyroxènes monocliniques sont remplacés également par des produits variés, sans que l'on puisse déceler pourquoi tel minéral apparaît ici et tel autre ailleurs. La formation de smaragdite est fréquente, comme c'est le cas dans d'autres gabbros des Alpes occidentales. Il ne s'agit nullement d'actinote ainsi qu'on peut souvent le lire, mais bien d'un agrégat d'omphacite mêlée de talc et de rutile. La jadéite nécessaire à la formation de l'omphacite ne peut provenir que du plagioclase. Effectivement, dans la plupart des cas, ce dernier est saussuritisé (on doit laisser ouverte la question de savoir si cette altération est antérieure ou non au métamorphisme); parfois la saussurite comporte, à côté de la zoïsite, de la jadéite et du quartz, d'autres fois du pyroxène (omphacite) et de la hornblende. En plus de ces produits de réaction apparaissent le chloritoïde, le disthène, un mica blanc (en partie de la paragonite) de la fuchsite et de l'albite; l'ouraltisation est aussi répandue. A cause de ces divers phénomènes et par suite de l'intensité très rapidement variable de la déformation d'un endroit à l'autre, les diverses paragenèses et les divers types de textures se trouvent juxtaposés.

De plus le gabbro d'Allalin est recoupé par de nombreux filons basiques qui contiennent encore en partie des éléments dans lesquels des structures d'origine magmatique se laissent reconnaître, mais qui sont complètement transformés en élogites ou amphibolites élogitiques (plus ou moins riches en glaucophane). Aux endroits où leur schistification est très prononcée, ces filons se distinguent difficilement de bandes, lits et «schlieren» mélanocrates qui affleurent de façon particulièrement belle dans le gabbro de la Spitze Fluh. Ce zonage possède également une origine magmatique et provient vraisemblablement d'une ségrégation rythmique des minéraux sous l'influence de la gravité.

Dans leur composition chimique ces gabbros présentent des différences caractéristiques par rapport aux roches basiques effusives (dolérite, diabase, laves en coussins) de telle sorte que ces dernières ne doivent pas être regardées simplement comme les équivalents finement grenus des gabbros grossiers de type Allalin.

Les *élogites* n'affleurent qu'en petites masses. Elles dérivent en partie de filons riches en pyroxène (et à olivine?), de couches ou de «schlieren» dans les roches gabbroïques, et en partie aussi de roches effusives (laves en coussins).

Les diverses réactions entre minéraux sombres et plagioclases (saussurite), mentionnées à propos du gabbro d'Allalin, suggèrent plusieurs voies grâce auxquelles les élogites peuvent se constituer. Une composition chimique particulière et des rapports stoechiométriques déterminés semblent indispensables pour permettre le développement d'une paragenèse *pure* constituée d'omphacite et de grenat. Dans les ophiolites de Zermatt-Saas Fée, les élogites comportent le plus souvent de la zoïsite ou de l'épidote; le mica blanc (paragonite et phengite) et l'ankérite sont le plus souvent présents ainsi que dans certains cas le chloritoïde. La plupart des élogites montrent une transformation ou bien en schistes à glaucophane, ou bien en amphibolite et en prasinite. La formation de glaucophane semble s'accompagner d'une augmentation du grain de la roche. Ceci conduit à envisager une élévation de température ou un effet catalytique dû à l'eau. Le glaucophane se transforme fréquemment — ainsi d'ailleurs que l'omphacite — en une hornblende vert bleu, alumineuse, de texture diablastique, et le grenat en un mélange d'épidote et de hornblende, avec une proportion variable de biotite. C'est ainsi que des amphibolites prennent naissance à partir des élogites et des schistes à glaucophane.

Les tableaux des pages 88 et 89 et le texte des pages 90 et 91 donnent des informations sur la composition chimique et sur les propriétés optiques des glaucophanes et des amphiboles des ophiolites de Zermatt. Les glaucophanes de type gastaldite sont riches en magnésium et aluminium, pauvres en fer et se distinguent par leur absorption plus faible et leur indice de réfraction plus bas (?) de celles du faciès à lawsonite et glaucophane. Les amphiboles monocliniques comportent des représentants de la série trémolite-actinote, ainsi que l'amphibole vert-bleu déjà mentionnée (barroisite) qui, cependant, ne présente pas une composition chimique constante.

Parmi les grenats, on reconnaît également une grande variété: spessartine dans les schistes à piémontite, grossulaire dans les marbres silicatés, almandin dans les micaschistes, etc. Les grenats des élogites sont relativement pauvres en pyrope; comme ceux des schistes à glaucophane ils sont farcis d'inclusions. Dans ces inclusions, on peut aussi trouver l'omphacite, le glaucophane et le chloritoïde et il arrive que ces minéraux ne se rencontrent plus dans la roche que sous forme d'inclusions dans les grenats. Dans ce cas, le grenat

fornit des renseignements sur une période plus ancienne de l'histoire de ces roches, tandis que ses produits de transformation trahissent un épisode plus récent.

La mutation en prasinite des élogites et des amphibolites est liée au développement de l'albite et de la chlorite. Dans ces roches l'albitisation démarre d'abord en quelques points et sa propagation s'accompagne toujours d'une résorption des minéraux ferromagnésiens (amphibole, épidote, grenat). Tous les minéraux sodiques disparaissent au cours de cette évolution. Comme les grenats, les porphyroblastes d'albite renferment souvent des minéraux dont la composition minéralogique est différente de celle de la matrice. En règle générale il s'agit de hornblende et d'épidote, tandis que la matrice des porphyroblastes est formée de chlorite accompagnée de beaucoup de carbonate, sphène et minerais.

Actuellement, on ne peut pas démontrer si l'évolution de l'élogite vers la prasinite est un phénomène topochimique correspondant à une simple recristallisation avec composition globale constante. Toutefois, il existe au moins deux phénomènes relevant du métamorphisme général qui sont liés à une métasomatose sodique. Le processus le plus important, décrit à la page 67, est celui de l'albitisation des roches sédimentaires carbonatées de la zone du Rifelberg. Autour des nids d'albite qui se fixe dans les carbonates en cours de dissolution apparaît un manteau de zoïsité qui passe à l'épidote vers l'extérieur.

Du point de vue quantitatif, la formation de veines et de filons d'albite par sécrétion latérale et l'albitisation locale de leurs épontes semblent beaucoup moins importantes.

Je suppose que tous ces phénomènes se produisent sous l'effet de migrations chimiques au sein des ophiolites; ils montrent en tous cas que le métamorphisme n'est pas isochimique.

Les remplissages de fissures ferment la liste des manifestations du métamorphisme. De nombreuses fissures sont tapissées de minéraux qui se rencontrent aussi dans les roches encaissantes, p.ex. omphacite, glaucophane, quartz et carbonate, mais par-dessus tout, le plus fréquent, l'albite. Parmi les minéraux n'entrant pas dans les roches des épontes, citons le disthène. Mes observations ne me permettent pas de décider si les divers remplissages sont contemporains entre eux, mais il est certain qu'ils sont liés génétiquement au métamorphisme.

Riassunto

Le ofioliti della regione di Zermatt appartengono a tre unità tettoniche sovrapposte, separate ed individuabili grazie alla presenza di livelli triassici. Nel presente lavoro ci si occupa quasi esclusivamente della più profonda di queste unità tettoniche, la *Zona Zermatt-Saas Fee* che, nello stesso tempo, è la più ricca di ofioliti. Gli altri due elementi strutturali, la *Zona Teodulo-Rothorn* e la *Zona a scaglie superiore di Zermatt* sono trattati in modo marginale.

La Zona di Zermatt-Saas Fee ed il sottostante Trias rappresentano la cornice mesozoica della falda del Monte Rosa; la prima costituisce inoltre la terminazione settentrionale della Zona dei calcescisti con pietre verdi della Valle d'Aosta-Gran Paradiso, manifestando composizione litologica e caratteristiche metamorfiche analoghe. Non si può escludere che i terreni cristallini del Monte Rosa rappresentino il substrato delle ofioliti di Zermatt-Saas Fee, pietre verdi che in ogni caso costituiscono l'elemento originariamente più esterno (settentrionale) della geosinclinale piemontese.

La zona di Zermatt-Saas Fee ha assunto, durante l'orogenesi alpina, una struttura molto complicata per l'abbondanza di pieghe, retroflessioni e fenomeni di scagliamento. Tutte le rocce sono deformate e, tranne limitati relitti strutturali, sono state totalmente trasformate dal metamorfismo alpino. Il tentativo di ricostruire le condizioni preorogenetiche di questa formazione conduce ad una interpretazione simile a quella prospettata da DUBERTRET (1952) e BRUNN (1956) per le ofioliti della Siria e della Macedonia. In conformità con questo schema, le ofioliti della nostra regione corrisponderebbero ad una «mega-effusione» basica, con peridotiti (o serpentine) alla base, masse gabbroidi al centro e diabasi, spiliti, ecc. nella parte superiore. Questo modello è applicabile nella regione di Zermatt, come d'altronde in altri casi, solo supponendo che tutti questi tipi litologici abbiano una genesi unitaria; ciò non è tuttavia dimostrabile a causa del metamorfismo regionale e soprattutto per la diffusione dei contatti tettonici. L'ipotesi verrebbe a cadere se si

potesse stabilire, come è possibile ad esempio nella zona di Arosa, che le serpentine siano più antiche delle altre pietre verdi.

In diverse località delle pennidi sono stati in questi ultimi anni segnalati da alcuni autori ed in particolare da M. VUAGNAT, numerosi affioramenti di pietre verdi di natura effusiva che conservano l'originaria struttura a cuscini. Secondo la mia opinione, le lave sono molto diffuse tra le ofioliti delle Alpi occidentali e non mancano nella Zona di Zermatt-Saas Fee ove, trasformate in eclogiti, scisti glaucofanici, anfiboliti o prasiniti (vedi tav. IV/V ed i disegni a pag. 20), si presentano con struttura primarie deformate. Poichè è nota la forma originaria di una lava a cuscini, è possibile pertanto trarre utili considerazioni sulla natura del processo di deformazione meccanica. Nella nostra regione i «pillows» sono schiacciati e stirati all'incirca secondo la direzione E-W; il glaucofane, l'orneblenda, l'epidoto, ecc. sono orientati concordemente alla direzione di questo stiramento che a sua volta coincide con gli assi delle numerose pieghe di varie dimensioni osservate nei terreni mesozoici ed anche nel circostante Cristallino antico.

I rapporti tra deformazione e ricristallizzazione metamorfica sono stati esaminati con particolare riguardo nella parte superiore della Zona di Zermatt-Saas Fee, il settore che io ho definito *Zona del Rifelberg* (pag. 16). Nella Zona del Rifelberg si osserva una mescolanza di termini ofiolitici e sedimentogeni e le ofioliti sono contenute nei sedimenti sotto forma di inclusi sparsi in apparente modo caotico (vedi tav. II/III ed i disegni a pag. 17/18). Questo complesso litologico ricorda in parte un conglomerato, ma in certi casi sembra invece originare da processi di mescolanza tettonica tra materiale eterogeneo, come si osserva ad esempio nel cuneo della Jungfrau. Fenomeni di «boudinage», segmentazione, ripiegamento e torsione hanno determinato in ampia misura la forma di questi frammenti. In altri casi, specie nella parte italiana di questa formazione (G. V. DAL PIAZ), tale mescolanza denota un'origine chiaramente sedimentaria; le deformazioni meccaniche avrebbero in questo caso modificato i componenti di una mescolanza litologica preesistente.

I sedimenti della Zona del Rifelberg manifestano inoltre sensibili differenze dai calcescisti normali; essi sono infatti più ricchi in silicati (quarzo e mica in particolare), contengono sovente granato e cloritoide e fanno passaggio a quarziti o a micascisti. Gli inclusi sono costituiti da eclogiti tipiche a grana fine e con l'onfacite ben distribuita o, per lo più, da anfiboliti-eclogitiche. Essi debbono la forma e la composizione attuale ad un fenomeno posteclogitico di trasformazione metamorfica con formazione di glaucofane, epidoto, mica bianca, quarzo e carbonato.

La distribuzione delle facies mineralogiche nelle ofioliti di Zermatt e d'altronde in gran parte di tutte le pietre verdi alpine, non è affatto in accordo con gli schemi classici. In questa regione le eclogiti, gli scisti glaucofanici e le prasiniti compaiono infatti l'uno accanto all'altro, in contrasto con la diffusa teoria che attribuisce a questi tipi litologici condizioni genetiche sensibilmente diverse. La Zona di Zermatt-Saas Fee indica chiaramente che delle condizioni di disequilibrio mineralogico possono avere una estensione ed una diffusione regionale. La presenza, l'una accanto all'altra, di paragenesi così diverse corrisponde almeno in parte ad una successione cronologica (all'inizio le eclogiti, alla fine le prasiniti). Sarebbe tuttavia errato voler far derivare geneticamente dalle eclogiti tutte le prasiniti della nostra zona e quelle di altre regioni. Molte prasiniti sono infatti derivate dalla diretta trasformazione di originarie facies eruttive di tipo gabbroide o diabasico. In queste prasiniti e nei sedimenti ad esse associati manca inoltre qualsiasi traccia di un metamorfismo «plurifacciale».

Nel metamorfismo alpino delle ofioliti si possono distinguere quattro differenti gruppi di paragenesi (vedi tabella 17). Il primo gruppo (I) corrisponde alla associazione glaucofane-lawsonite (WINKLER) o alla facies degli scisti bleu (ERNST); il secondo gruppo (II) è rappresentato dalla facies prasinitica ed il quarto (IV) dalla facies anfibolitica. Le condizioni paragenetiche di Zermatt corrispondono al gruppo terzo (III) che comprende elementi del gruppo II (prasiniti) e del gruppo IV (eclogiti); esso si distingue inoltre dal II e dal IV gruppo per la comparsa del glaucofane e del cloritoide e dal I per la presenza di granato e specialmente per la mancanza di pumpellite e lawsonite nonchè, forse, per una diversa composizione del glaucofane. In contrasto con il gruppo IV, mancano nel III sia il plagioclasio che l'orneblenda rombica ed è differente anche il tipo di orneblenda alluminifera.

Nelle pietre verdi di Zermatt si rinvencono così delle paragenesi che si sono sviluppate in tempi diversi, o sotto differenti condizioni, riflettendo un processo «plurifacciale», o indicando la presenza, l'una accanto

all'altra, di associazioni mineralogiche stabili e metastabili, formatesi in condizioni di metamorfismo all'incirca eguali.

Non è stato fino ad ora possibile collegare ognuna delle diverse fasi minerogenetiche a corrispondenti fasi tettoniche. Condizioni di cristallizzazione a carattere sin- e posttettonico si possono osservare in tutti i minerali, sia per l'onfacite, il glaucofane ed il cloritoide che per l'albite e la clorite. Si può inoltre stabilire che la *fase principale* dell'accrescimento dell'albite e della clorite è relativamente recente nel quadro del metamorfismo alpino, mentre la formazione dell'onfacite e del granato costituisce un processo minerogenetico più antico. La cristallizzazione tardiva di albite e clorite permette inoltre di constatare con sicurezza che per ogni singolo componente si sovrappongono distinte fasi genetiche.

Le rocce. Fra i vari tipi di pietre verdi, le *serpentine* sono molto abbondanti. Nella regione sembrano presenti esclusivamente tipi antigoritici con regolare tessitura scistosa, talora pieghettata; in certi casi si osservano sparse lamelle antigoritiche di maggiori dimensioni. La struttura a maglie è stata rinvenuta solo in due occasioni ed è interpretata come relitto di un processo di serpentizzazione pretettonica. Altri relitti strutturali si riferiscono alla forte alterazione e deformazione dell'augite, più raramente di bastite ed olivina. L'olivina compare inoltre in porfiroblasti di neoformazione metamorfica, unitamente a diopside, vesuviana, granato, titanclinohumite e clinohumiti incolore; essi si rinvencono sovente in concrezioni nodulari costituite da un singolo o da due minerali. Le serpentine contengono inoltre altri inclusi i quali derivano dalla trasformazione metamorfica e dal *boudinage* di originari filoni di gabbri e di pirosseniti e si riferiscono forse anche ad inclusi di origine sedimentaria. Fenomeni metasomatici sono sviluppati con le serpentine incassanti. Le serpentine sono trasformate perifericamente in scisti talcoso-attinolitici o talcoso-ankeritici. Associazioni mineralogiche interpretabili come il prodotto di un processo metamorfico di contatto esomorfo delle serpentine sui sedimenti calcarei incassanti si debbono piuttosto ricondurre geneticamente all'azione del metamorfismo regionale.

Le *rocce gabbroidi* non ci pongono solamente il problema del metamorfismo, ma anche del ruolo che essi occupano nel processo di differenziazione magmatica. Uno degli affioramenti più interessanti è costituito dal gabbro dell'Allalin. Esso mostra infatti una straordinaria varietà di paragenesi che sono condizionate sia dalla mancanza di una omogeneità primaria, che dallo svariato numero di reazioni legate al metamorfismo. Esso rappresenta inoltre l'unica roccia gabbroide della regione che contenga ancora relitti di minerali magmatici (olivina, pirosseno, labradorite) e dell'originaria struttura premetamorfica. A dire il vero sono abituali solo i prodotti di trasformazione di questi componenti mineralogici primari; dall'olivina originano pseudomorfosi a talco-pirosseno (tremolite o glaucofane), con orlo di granato. Anche dall'augite si sviluppano diverse pseudomorfosi, ma non è possibile stabilire perchè si formi ora un tipo, ora un altro di queste paragenesi. La smaragdite è diffusa e costituisce una delle più frequenti pseudomorfosi anche nei gabbri di altre regioni; non si tratta di attinoto, come sovente si può leggere, ma di un aggregato di onfacite, talco e rutilo.

La giadeite necessaria per la formazione dell'onfacite può derivare unicamente dal plagioclasio. Il plagioclasio risulta saussuritizzato nella maggior parte dei casi, ma rimane da chiarire se questa alterazione non sia di genesi anteriore al metamorfismo. Determinate saussurrite sono costituite non solo da zoisite, ma anche da giadeite e quarzo; in altri casi la saussurrite contiene pirosseno (onfacite) ed orneblenda. Oltre a questi prodotti di trasformazione, si formano anche cloritoide, cianite, mica bianca (in parte paragonite), fucsine ed albite; diffusa è anche una normale uralitizzazione. A cagione di questi processi e per le brusche variazioni nell'intensità della deformazione meccanica, si vengono così a trovare, l'uno accanto all'altro, i tipi più disparati di associazioni paragenetiche e di strutture.

Nel gabbro dell'Allalin si osservano numerosi filoni basici nei quali si riconoscono ancora elementi della originaria struttura magmatica, nonostante la loro totale trasformazione in eclogiti o in eclogiti-anfibolitiche (\pm a glaucofane). A causa della forte scistosità, non è possibile distinguere questi filoni da letti e «schlieren» melanocratici che sono particolarmente belli alla Spitze Fluh. Questo tipo di zonatura è egualmente di origine magmatica e si riconduce probabilmente ad un processo di differenziazione gravitativa.

Il chimismo dei gabbri è diverso da quello delle rocce effusive basiche (doleriti, diabasi, lave a cuscini) e pertanto queste ultime non possono essere considerate i corrispondenti a grana fine dei gabbri grossolani tipo Allalin.

Le *eclogiti* compaiono solamente in masse di dimensioni modeste; esse provengono da filoni piro-senitici (a olivina?), da letti e «schlieren» di rocce gabbroidi ricche in pirosseno ed infine da rocca effusive (lave a cuscini).

Le svariate trasformazioni mineralogiche osservate nel gabbro dell'Allalin tra i componenti femici ed il plagioclasio (o la saussurite) indicano numerose vie attraverso le quali possono essersi formate le *eclogiti*. La genesi di una *pura* associazione di onfacite e granato sembra avere bisogno di un determinato chimismo e quindi di determinate condizioni stechiometriche. Nella regione di Zermatt, le *eclogiti* contengono per lo più anche zoisite o epidoto, mica bianca (paragonite e fengite) ed ankerite; in un solo caso è stato rinvenuto del cloritoide. La maggior parte delle *eclogiti* si trasforma in scisti glaucofanici o in anfiboliti e prasiniti. La genesi del glaucofane sembra svilupparsi parallelamente ad un aumento della grana, inducendo a supporre un incremento termico oppure ad una azione catalitica dell'acqua.

Il glaucofane, e del resto anche l'onfacite, fa sovente passaggio ad orneblenda diablastica verde-bleu, ricca in Al, mentre il granato si trasforma in un aggregato di epidoto e di orneblenda nelle ofioliti di Zermatt. Il glaucofane di tipo gastalditico è ricco in Mg e Al, mentre è povero di Fe; esso si distingue dal glaucofane della facies glaucofane-lawsonite per i più deboli colori d'assorbimento e per una birifrazione più bassa. L'orneblenda comprende elementi della serie tremolite-attinoto e la sopra ricordata orneblenda verde-bleu (barroisite), non omogenea dal punto di vista chimico.

Anche del granato si riconoscono numerose varietà: spessartina negli scisti a piemontite, grossularia nelle rocce a silicati di calcio, almandino nei micascisti, ecc. Il granato delle *eclogiti* è un almandino relativamente povero di piropo. I granati sono ricchi di inclusioni fra le quali si osservano anche onfacite, glaucofane e cloritoide; in certi casi questi minerali sono stati trasformati in una diversa e più recente associazione paragenetica nella matrice di fondo. Il granato e le sue inclusioni forniscono così utili indicazioni sulla natura della più antica fase minerogenetica; i suoi prodotti di trasformazione (orneblenda, epidoto, clorite, biotite, magnetite) si riferiscono invece ad un processo più recente.

L'evoluzione delle *eclogiti* e delle anfiboliti in prasiniti è legata allo sviluppo metamorfico di albite e clorite. L'accrescimento dell'albite in queste rocce si sviluppa con il riassorbimento di componenti femici (orneblenda, epidoto, granato), mentre tutti i minerali contenenti sodio scompaiono gradualmente. Come si verificava per il granato, i porfiroblasti albitici contengono inclusioni che, in certi casi, sono diverse dal tessuto mineralogico di fondo. Gli inclusi sono in genere rappresentati da orneblenda ed epidoto, mentre la struttura di fondo, che contorna i porfiroblasti albitici, è costituita da clorite alla quale si associano sovente carbonato, titanite e minerali metallici.

Non si può per ora dimostrare se la trasformazione dell'*eclogite* in prasinite sia un processo isochimico, corrispondente ad una semplice ricristallizzazione; è invece certo che due processi del metamorfismo regionale sono legati ad un metasomatismo sodico. Il più importante di questi fenomeni è quello che si osserva nei sedimenti calcarei del Rifelberg, come è stato indicato a pag. 67. Attorno alle plaghe di albite che si formano parallelamente alla dissoluzione della calcite, si sviluppa un anello di zoisite che passa esternamente ad epidoto. Gli inclusi *eclogitici* eterogeneamente distribuiti nei sedimenti della Zona del Rifelberg sono trasformati solo alla periferia.

La formazione di vene e di filoni albitici di secrezione e la locale albitizzazione delle rocce incassanti da essi prodotta, costituisce un processo quantitativamente assai meno importante.

Si ritiene che questi fenomeni siano legati ad una rimobilizzazione e migrazione limitata al campo delle ofioliti, processo che indica la natura non isochimica del metamorfismo alpino.

La formazione di numerose fratture ed il loro parziale riempimento ad opera di minerali costituisce l'ultima manifestazione del processo tettonico-metamorfico alpino. Alcuni di questi minerali di frattura, come ad esempio l'onfacite, il glaucofane, l'attinoto, il cloritoide, la vesuviana, il quarzo ed il carbonato compaiono anche fra i costituenti mineralogici delle ofioliti di Zermatt, altri invece, come la cianite, sono limitati alle sole fratture.

Non si può tuttavia stabilire se gli svariati tipi mineralogici che costituiscono il riempimento delle lito-clasi tardive abbiano o no la medesima età, ma è per contro accertato con sicurezza il loro legame genetico con il metamorfismo regionale.

Literaturverzeichnis

SMPM	= Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen
Eclogae	= Eclogae geologicae Helvetiae
Beitr. Schweiz	= Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz
Beitr. Schweiz., geotechn.	= Beiträge zur Geologie der Schweiz, geotechnische Serie

I. Alpine Gebiete

- 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. (1929): *Stubachit und Stubachitserpentin von Ganoz*. – Z. Kristallogr. u. Mineral. 72, 1.
- (1957): *Einige ausgewählte Probleme eklogitischer Gesteinsgruppen der österreichischen Ostalpen*. – N. Jb. Mineral., Abh. 91, 151–192.
- (1964): *Petrographische Studien an der Ultramafit-Masse von Kraubath (Steiermark)*. – Joanneum, mineral. Mittbl. 2.
- BEARTH, P. (1952a): *Geologie und Petrographie des Monte Rosa*. – Beitr. Schweiz, NF. 96.
- (1952b): *Über das Verhältnis von Metamorphose und Tektonik in der penninischen Zone der Alpen*. – SMPM 32, 338–347.
- (1953): *Erläuterungen zu Blatt 535 Zermatt*. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Nr. 29.
- (1957): *Erläuterungen zu Blatt Saas und Monte Moro*. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Nr. 30 und 31.
- (1958): *Über einen Wechsel der Mineralfazies in der Wurzelzone des Penninikums*. – SMPM 38, 363–373.
- (1959): *Über Eklogite, Glaukophanschiefer und metamorphe Pillowlaven*. – SMPM 39, 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, 269–286.
- (1964): *Erläuterungen zu Blatt Randa*. – Geol. Atlas Schweiz 1:25 000, Nr. 43.
- (1965): *Zur Entstehung alpinotyper Eklogite*. – SMPM 45, 179–188.
- (1966): *Zur mineralfaziellen Stellung der Glaukophan-Gesteine der Westalpen*. – SMPM 46 (im Druck).
- BEARTH, P. et LOMBARD, AUG. (1965): *Notice explicative, Feuille Sion*. – Carte géol. générale Suisse 1:200 000, Flle. 6.
- BECK-MANNAGETTA, P. (1961): *Zur Deutung der Eklogite im Koralpenkristallin (Zentralalpen)*. – Tscherm. mineral. petrogr. Mitt., 3. Folge, 7, 437–450.
- BETHUME, P. DE, GOOSENS, P. et BERGER, P. (1965): *Emploi des grenats zonaires comme indicateur du degré de métamorphisme*. – C.R. Acad. Sci. Paris 260, 6946–6949.
- BIANCHI, A. e DAL PIAZ, GB. (1963): *Gli inclusi di «micascisti eclogitici» della Zona Sesia nella formazione porfirítica permiana della Zona del Canavese fra Biella ed Oropa*. – Ann. Mus. geol. Bologna, ser. 2a, 31, 39–76.
- BURRI, C. und NIGGLI, P. (1945): *Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens*. – In: Publ. I. Friedländer, Nr. 3. Zürich, Schweizerspiegel Verlag.
- CADISCH, J. und NIGGLI, E. (1953): *Geologie der Schweizer Alpen*. – Verlag Wepf & Cie., Basel.
- CARPANESE, T. (1925): *L'epidoto del Monte Rosso di Verra*. – Rend. Accad. naz. Lincei 2, 349–355.
- (1929): *La prochlorite del Monte Rosso di Verra*. – Rend. Accad. naz. Lincei 9, 76–83.
- (1932a): *Granato, resuvianite, ilmenite e titanite del Monte Rosso di Verra*. – Rend. Accad. naz. Lincei 15, 694–699.
- (1932b): *I giacimenti di minerali del Monte Rosso di Verra. Parte I*. – Rend. Accad. naz. Lincei 16, 641–645.
- (1933a): *I giacimenti di minerali del Monte Rosso di Verra. Parte II*. – Rend. Accad. naz. Lincei 17, 192–196.
- (1933b): *Contributo alla conoscenza della titanolivina*. – Period. Mineral. IV/3, 4–36.
- CHESSEX, R., DELALOYE, M., KRUMMENACHER, D. et VUAGNAT, M. (1964): *Sur l'âge de la syénite du Montgenèvre (Hautes-Alpes, France)*. – Arch. Sci. Genève 17, 342–346.
- CLAR, E. und CORNELIUS, H.P. (1939): *Geologie des Grossglocknergebietes*. – Abh. Zweigst. Wien, Reichsst. Bodenforsch. 25/1.
- CONTI, S. (1964): *Rassegna casistica delle ofioliti italiane I. Petrogenesi e classificazione delle Serpentiniti*. – Atti Ist. geol. Univ. Genova II, 6–95.
- CORNELIUS, H.P. (1930): *Zur Frage der Beziehungen von Metamorphose und Tektonik in den französischen Alpen*. – Mitt. geol. Ges. Wien 23, 142.

- CORNELIUS, H. P. (1935, 1950): *Geologie der Err-Julier-Gruppe*. Teil I und II. — Beitr. Schweiz, NF. 70/I, II.
 — (1935): *Profile aus der oberen Val Tournanche*. — Mitt. geol. Ges. Wien 28, 103–114.
- DAL PIAZ, GB. (1928): *Geologia della catena Herbetet-Grivola-Grand Nomenon*. — Mem. Ist. geol. R. Univ. Padova VII.
- DAL PIAZ, G. V. (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.
- DAL VESCO, E. (1953): *Genesi e metamorfosi delle rocce basiche e ultrabasiche nell'ambiente mesozonale dell'orogene pennidico*. — SMPM 33, 173–480.
- DEBELMAS, J. et LEMOINE, M. (1964): *La structure tectonique et l'évolution paléogéographique de la chaîne alpine d'après les travaux récents*. — Inform. sci. 1, 33.
- DEBENEDETTI, A. (1965): *Il complesso radiolariti-giacimenti di manganese-giacimenti piritoso-cupriferi-roccie a fuchsite, come rappresentante del Malm nella formazione dei Calcescisti. Osservazioni nelle Alpi piemontesi e della Val d'Aosta*. — Boll. Soc. geol. ital. 84/1, 131–163.
- DIEHL, E. A. (1938): *Geologisch-Petrographische Untersuchung der Zone du Grand Combin im Val d'Ollomont (Prov. Aosta, Italien)*. — SMPM 18, 214–403.
- EICHENBERGER, R. (1926): *Die geologischen Verhältnisse des oberen Saastales*. In: LÜTSCHG, 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.
 — (1963): *La Vanoise, un géanticlinal métamorphique*. — Mém. Soc. géol. France (Livre à la mémoire du Prof. Fallot, t. 2).
- ELTER, G. (1960): *La zona pennidica dell'alta e media Valle d'Aosta e le unità limitrofe*. — Mem. Ist. geol. mineral. Univ. Padova 22, 1–113.
- EPPRECHT, W. (1946): *Die Eisen- und Manganerze des Gonzen*. — Beitr. Schweiz, geo techn. 24.
- FORSTER, R. (1947): *Geologisch-petrographische Untersuchungen im Gebiete nördlich Locarno (Zur Petrographie und Genesis der Amphibolite)*. — SMPM 27, 249–471.
- FRANCHI, S. (1900): *Sopra alcuni giacimenti di rocce giadeitici nelle Alpi occidentali e nell'Appennino Ligure*. — Boll. R. Com. geol. Ital. IV/2, 119–158.
 — (1902): *Über Feldspath-Uralitisierung der Natron-Thonerde-Pyroxene aus den eklogitischen Glimmerschiefern der Gebirge von Biella (Graische Alpen)*. — N. Jb. Mineral. usw., 1902/II, 112–126.
 — (1902): *Contribuzione allo studio delle rocce a glaucofano e del metamorfismo onde ebbero origine nella regione ligure-alpina occidentale*. — Boll. R. Com. geol. Ital. 33, 255–318.
 — (1904): *Giacimenti alpini e appenninici di rocce giadeitiche*. — Atti Congr. int. Sci. stor. Roma, Sez. IV, Vol. V, Archeologia.
 — (1920): *Di un'eclogite in filoni nella Lherzolite dei dintorni di Voltaggio*. — Boll. Soc. geol. ital. 39, XXXII–XXXIV.
- FRASL, G. (1958): *Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern*. — Jb. geol. Bundesanst. 101, 323–472.
- GANSSE, A. (1937): *Der Nordrand der Tambodecke*. — SMPM 17, 291–522.
- GEES, R. A. (1956): *Ein Beitrag zum Ophiolith-Problem*. — SMPM 36, 454–488.
- GEIGER, TH. (1948): *Manganerze in den Radiolariten Graubündens*. — Beitr. Schweiz, geotechn. 27.
- GOOSSENS, P. (1965): *Etudes sur le métamorphisme à Zermatt*. — Diss. Univ. Louvain.
- GRUBENMANN, U. (1906): *Über einige schweizerische Glaukophangesteine*. — Festschr. Harry Rosenbusch, Stuttgart. Verlag Schweizerbart, 1–24.
- GRUNAU, H. R. (1947): *Geologie von Arosa (Graubünden) mit besonderer Berücksichtigung des Radiolaritproblems*. — Diss. Bern.
 — (1965): *Radiolarian Cherts and Associated Rocks in Space and Time*. — Eclogae 58, 157–208 [mit ausführlicher Bibliographie].
- GÜLLER, A. (1947): *Zur Geologie der südlichen Mischabel- und der Monte Rosa-Gruppe*. — Eclogae 40, 39–161.
- HEZNER, L. (1903): *Ein Beitrag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite mit besonderer Berücksichtigung der Vorkommen des mittleren Ötztals*. — Tscherm. mineral. petrogr. Mitt. 22, 437–471 und 505–580.
- HÜGL, TH. (1948): *Chemische Untersuchungen an Steinwerkzeugen*. — SMPM 28, 157–164.
- HUTTENLOCHER, H. F. (1934): *Die Erzlagerstättenzonen der Westalpen*. — SMPM 14, 22–149.
- JAFFÉ, F. C. (1955): *Les ophiolites et les roches connexes de la région du Col des Gets (Chablais, Hte. Savoie)*. — SMPM 35, 1–150.

- LEFÈVRE, R. et MICHARD, A. (1965): *La jadéite dans le métamorphisme alpin, à propos des gisements de type nouveau de la bande d'Acceglio (Alpes Cottiennes, Italie)*. — Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr. 88, 664–677.
- LEMOINE, M. (1955): *Note préliminaire sur le mode de gisement de certaines Ophiolites des Schistes lustrés du Queyras (Hautes Alpes)*. — C. R. Soc. géol. France, 94–96.
- (1960): *Esquisse d'une représentation de la paléogéographie de la marge interne de la zone briançonnaise au Jurassique et au Crétacé*. — C. R. Soc. géol. France, 102–104.
- (1961): *La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes Occidentales*. — Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn. IV, 163–180.
- (1962): *Observations nouvelles et considérations sur la signification des ophiolites dans les Schistes lustrés du Queyras (Hautes-Alpes) et des régions voisines*. — C. R. Soc. géol. France, 186–187.
- (1964): *Le problème des relations des Schistes lustrés piémontais avec la zone briançonnaise dans les Alpes Cottiennes*. — Geol. Rdsch. 53, 113–131.
- LORENZONI, S. (1963): *Sugli «scisti a glaucofane» del Gruppo montuoso d'Ambin (Alpi Cozie)*. — La Ricerca sci. 3, 799–806.
- (1963): *Metagrovacche, in facies epimetamorfica, a giadeite e gastaldite, affiorante nel gruppo montuoso d'Ambin (Alpe Cozie)*. — La Ricerca sci., ser. 2, 33, 1059–1066.
- MEIXNER, H. (1953): *Klassische und neuere Mineralvorkommen im Eklogitbereich der Saualpe (In: Gesteine, Erz- und Minerallagerstätten Kärntens)*. — Carinthia II, 143, 132–139.
- MICHEL, R. (1953): *Les schistes cristallins des massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo*. — Sci. Terre 1/3, 4.
- (1957): *Les faziès à glaucophane dans le massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes)*. — C. R. Soc. géol. France, 150–152.
- NICOLAS, A. (1966): *Le complexe Ophiolites-Schistes lustrés entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises)*. — Fac. Sci. Nantes [In der vorliegenden Arbeit nicht mehr berücksichtigt].
- NICOLAS, A. et GAGNY, CL. (1964): *Données minéralogiques sur l'omphacite et la glaucophane d'un schiste à glaucophane des Alpes piémontaises*. — Bull. Soc. franç. Minéral. Cristallogr. 87, 105–108.
- NIGGLI, E. (1956): *Stilpnomelan als gesteinsbildendes Mineral in den Schweizer Alpen*. — SMPM 36, 511–514.
- (1960): *Mineral-Zonen der alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen*. — Int. geol. Congr. Copenhagen XIII, 132–138.
- NIGGLI, E., BRÜCKNER, W. und JÄGER, E. (1956): *Über Vorkommen von Stilpnomelan und Alkali-Amphibol als Neubildungen der alpidischen Metamorphose in nordhelvetischen Sedimenten am Ostende des Aarmassivs*. — Eclogae 49, 469–480.
- NIGGLI, E. und NIGGLI, C.R. (1965): *Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit)*. — Eclogae 58, 335–368.
- NIGGLI, P. (1950): *Eisen-Manganerzlagertstätten der Schweizer Alpen*. — Geol. en Mijnb., N.S. 12, 1–11.
- NIGGLI, P., QUERVAIN, F. DE und WINTERHALTER, R.U. (1930): *Chemismus schweizerischer Gesteine*. — Beitr. Schweiz, geotechn. 14.
- NIGGLI, P., KOENIGSBERGER, J. und PARKER, R.L. (1940): *Die Mineralien der Schweizeralpen*. — Wepf & Cie, Basel.
- NOVARESE, V. (1895): *Nomenclatura e sistematica delle rocce verdi nelle Alpi Occidentali*. — Boll. R. Com. geol. Ital. 26, 164–181.
- PARKER, R.L. (1954): *Die Mineralfunde der Schweizer Alpen*. — Basel, Wepf & Cie.
- PASQUARÉ, G. (1959): *Contributo allo studio geologico del settore centro-settentrionale del «Gruppo di Voltri»*. — Boll. Serv. geol. Ital. 80, 125–202.
- PETERS, T.J. (1963): *Mineralogie und Petrographie des Totalserpentins bei Davos*. — SMPM 43, 529–685.
- PLAS, L. VAN DER (1960): *Petrology of the northern Adula region, Switzerland*. — Leidse geol. Med. 24, 418–598.
- PREISWERK, H. (1907): *Die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes*. — Beitr. Schweiz. 26/I.
- QUERVAIN, F. DE und FRIEDLAENDER, C. (1942): *Chemismus schweizerischer Gesteine. 1. Nachtrag*. — Beitr. Schweiz, geotechn. 20.
- QUERVAIN, F. DE und JENNY, V. (1956): *Chemismus schweizerischer Gesteine. 2. Nachtrag*. — Beitr. Schweiz, geotechn. 34.
- ROUTHIER, P. (1946): *Un type particulier de gîte cuprifère associé à des roches vertes: la gîte de Saint-Véran (Hautes Alpes)*. — Bull. Soc. franç. Minéral. 69, 99–150.
- SCHÄFER, R. (1895): *Über die metamorphen Gabbrogesteine des Allalengebietes im Wallis zwischen Zermatt- und Saasthal*. — Diss. Heidelberg und Tscherm. mineral. petrogr. Mitt. 15, 91–134.

- SCHARBERT, H. (1952): *Bericht über Untersuchungen an den eklogitischen Gesteinen des südlichen Grossvenedigergebietes (Osttirol)*. – Österr. Akad. Wiss., Anz. math.-natw. Kl. **14**, 234–240.
- SCHNELL, J.R. (1921): *Les Roches Basiques des Nappes Penniques*. – SMPM **1**, 215–309.
- SPECK, J. (1953): *Geröllstudien in der subalpinen Molasse am Zugersee*. – Diss. Zürich 1948. Mitt. geol. Inst. ETH, Serie C, Nr. 51.
- STAUB, R. (1920): *Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden*. – Vjschr. natf. Ges. Zürich **65**, 323–376.
- (1921): *Über ein Glaukophangestein aus dem Avers*. – Eclogae **16**, 217–219.
- (1922): *Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen*. – SMPM **2**, 78–149.
- (1958): *Klippendecke und Zentralalpenbau, Beziehungen und Probleme*. – Beitr. Schweiz, NF. **103**.
- STRECKEISEN, A. und NIGGLI, E. (1958): *Über einige neue Vorkommen von Stilpnomelan in den Schweizer Alpen*. – SMPM **38**, 76–83.
- TILLEY, C.E. (1936): *The paragenesis of kyanite-eclogites*. – Mineral. Mag. **24**, 422–433.
- TRÜMPY, R. (1955): *Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines*. – Bull. Soc. géol. France (6) **5**, 217–231.
- (1957): *Quelques problèmes de paléogéographie alpine*. – Bull. Soc. géol. France (6) **7**, 443–461.
- (1960): *Paleotectonic evolution of the central and western Alps*. – Bull. geol. Soc. Amer. **71/6**, 843–908.
- TSCHOPP, H. (1923): *Die Casannaschiefer des oberen Val de Bagnes (Wallis)*. – Eclogae **18**, 77–206.
- VUAGNAT, M. (1943): *Les grès de Taveyannaz du Val d'Iliez et leurs rapports avec les roches éruptives des Gêts*. – SMPM **23**, 353–436.
- (1946): *Sur quelques diabases suisses*. – SMPM **26**, 116–228.
- (1951): *Le rôle des roches basiques dans les Alpes*. – SMPM **31**, 309–322.
- (1952): *Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nord-helvétique*. – Mat. Carte géol. Suisse, n.s. **97**.
- (1954): *Le rôle des coulées volcaniques sous-marines dans les chaînes de montagnes*. – C.R. 19e Congr. géol. int. Alger 1952, sec. XV, **17**.
- VUAGNAT, M. et PUSZTASZERI, L. (1964): *Ophisphérites et rodingites dans diverses serpentinites des Alpes*. – SMPM **44**, 12–15.
- (1965): *Sur la présence des hyaloclastites dans le massif du Mont-Genèvre (Htes. Alpes)*. – Arch. Sci. Genève **18**, 120–123.
- WEGMANN, C.E. (1928): *Über das Bornitvorkommen von Saint-Véran, Htes. Alpes*. – Z. prakt. Geol. **36**, 19–28 und 36–43.
- WENK, E. (1962): *Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen*. – SMPM **42**, 139–152.
- WERENFELS, A. (1924): *Geologische und petrographische Untersuchung des Vispertales*. – Beitr. Schweiz **26/III**.
- WIESENEDER, H. (1934): *Beiträge zur Kenntnis der ostalpinen Eklogite*. – Mineral. petrogr. Mitt. **46**, 174–211.
- WOYNO, T.J. (1912): *Petrographische Untersuchungen der Casannaschiefer des Mittleren Bagnetales (Wallis)*. – N. Jb. Mineral. etc. **33**, 136–207.
- ZAMBONINI, F. (1906): *Über den metamorphosierten Gabbro der Rocca Bianca im Susa-Tale*. – N. Jb. Mineral. etc., 1906/II, 105–134.
- ZEN, E.-AN (1964): *Paragonite from the Täsch valley near Zermatt*. – Amer. Mineralogist **49**, 183–190.

2. Ausseralpine Gebiete und Allgemeines

- BARTH, T.F.W. (1952): *Theoretical Petrology*. – Chapman & Hall, London; Wiley & Sons, New York.
- (1957): *Temperature Relations of the Mineral Facies of Metamorphic Rocks*. – J. Madras Univ. B, **27/1**, Centenary Number.
- BENSON, W.N. (1913–1915): *The Geology and Petrology of the Great Serpentine Belt of New South Wales*. – Proc. Linnean Soc. New South Wales **38–40**.
- BLOXAM, T.W. (1956): *Jadeite-bearing metagraywackes in California*. – Amer. Mineralogist **41**, 488–496.
- (1959): *Glaucofane-schists and associated rocks near Valley Ford, California*. – Amer. J. Sci. **257**, 95–112.
- (1960): *Jadeite-rocks and glaucofane-schists from Angel Island, San Francisco Bay, California*. – Amer. J. Sci. **258**, 555–573.
- BORCHERT, H. (1958): *Der initiale Magmatismus und die zugehörigen Lagerstätten*. – N. Jb. Mineral., Abh. **91**.

- BORG, I. Y. (1956): *Glaucophane schists and eclogites near Healdsburg, California*. — Bull. geol. Soc. Amer. **67**, 1563–1584.
- BOYD, F. R. (1959): *Hydrothermal investigations of amphiboles* (In: Researches in geochemistry [P. H. Abelson, ed.]). — John Wiley & Sons, New York, 377–396.
- BRAITSCH, O. und CHATTERJEE, N. D. (1963): *Metamorphe Mineralreaktionen in vesuvianführenden Paragenesen*. — Beitr. Mineral. Petrogr. (Heidelb.) **9**, 353–373.
- BROTHERS, R. N. (1954): *Glaucophane schists from the North Berkeley Hills, California*. — Amer. J. Sci. **252**, 614–626.
- BROUWER, H. A. and EGELER, C. G. (1952): *The glaucophane facies metamorphism in the schistes lustrés nappe of Corsica*. — Verh. kon. nederl. Akad. Wetensch., Afd. Natk., R. **2**, 48/3, 1–71.
- BROWN, W. H., FYFE, W. S. and TURNER, F. J. (1962): *Aragonite in California glaucophane schists, and the kinetics of the aragonite-calcite transformation*. — J. Petrol. **3**, 566–582.
- BRUNN, J. H. (1956): *Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale*. — Ann. géol. pays hellén., (1), **7**.
- CHESTERMAN, C. W. (1960): *Intrusive ultrabasic rocks and their metamorphic relationships at Leech Lake Mountain, Mendocino County, California*. — Int. geol. Congr. Copenhagen XIII, 208–215.
- CHINNER, G. A. (1960): *Pelitic gneisses with varying ferrous/ferric ratios from Glen Clova, Angus, Scotland*. — J. Petrol. **1**, 178–217.
- COGNÉ, J. (1960): *Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale*. — Mém. Carte géol. France.
- COLEMAN, R. G. (1961): *Jadeite deposits of the Clear Creek area, New Idria district, San Benito County, California*. — J. Petrol. **2**, 209–247.
- COLEMAN, R. G. and LEE, D. E. (1962): *Metamorphic aragonite in the glaucophane schists of Cazadero, California*. — Amer. J. Sci. **260**, 577–595.
- DAVIS, E. F. (1918): *The Radiolarian Cherts of the Franciscan Group*. — Bull. Dept. Geol. Univ. California **11/3**.
- DENGO, G. (1950): *Eclogitic and Glaucophane Amphibolites in Venezuela*. — Trans. amer. geophys. Union **31/6**.
- (1953): *Geology of the Caracas region, Venezuela*. — Bull. geol. Soc. Amer. **64**, 7–40.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. and ZUSSMANN, J. (1962): *Rock forming Minerals*. — Longmans, London.
- DUBERTRET, L. (1952): *Géologie des roches vertes du NE de la Syrie et du Hatay (Turquie)*. — Not. Mém. Moyen-Orient VI, Mus. nation. Hist. nat.
- EGELER, C. G. (1956): *The Alpine metamorphism in Corsica*. — Geol. en Mijnb. N. S. **18**, 115–118.
- ERNST, W. G. (1963a): *Petrogenesis of Glaucophane Schists*. — J. Petrol. **4**, 1–30.
- (1963b): *Polymorphism in Alkali Amphiboles*. — Amer. Mineralogist **48**, 241–260.
- (1963c): *Significance of Phengitic Micas from low-grade Schists*. — Amer. Mineralogist **48**, 1357–1373.
- (1964): *Petrochemical Study of coexisting minerals from low-grade schists, Eastern Shikoku, Japan*. — Geochim. Cosmochim. Acta **28**, 1631–1668.
- (1965): *Mineral Parageneses in Franciscan Metamorphic Rocks, Panoche Pass, California*. — Bull. geol. Soc. Amer. **76**, 879–914.
- ESKOLA, P. (1921): *On the eclogites of Norway*. — Kristiania Videnskaps. Skrifter I, mat.-natv. Kl. **8**, 1–118.
- (1939): *Die metamorphen Gesteine* (In: BARTH-CORRENS-ESKOLA «Die Entstehung der Gesteine»). — Berlin, Springer-Verlag.
- FONTEILLE, M. (1962): *Contribution à l'étude des Skarns de Kamioka, Préfecture de Gifu, Japon*. — J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II, **14**, 152–227.
- (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. Cristallogr. **88**, 281–289.
- FORESTIER, F. H. (1962): *Les péridotites serpentinisées en France*. — Bull. Bur. Rech. géol. min. **2**, 45–75.
- FYFE, W. S., TURNER, F. J. and VERHOOGEN, J. (1958): *Metamorphic reactions and metamorphic facies*. — Mem. geol. Soc. Amer. **73**.
- GANSSER, A. (1959): *Ausseralpine Ophiolithprobleme*. — Eclogae **52**, 659–680.
- GREEN, D. H. and RINGWOOD, A. E. (1966): *An experimental investigation of the Gabbro to Eklogite transformation and its petrological applications*. — Dept. Geophys. Geochem., Australian Univ., Publ. **444**.
- HAHN-WEINHEIMER, P. and LUECKE, W. (1963): *Garnets from the eclogites of the Muenchberger gneiss massif*. — Canad. Mineralogist **7**, 764–795.
- HALFERDAHL, L. B. (1961): *Chloritoid: its composition, X-ray and optical properties, stability, and occurrence*. — J. Petrol. **2**, 49–135.
- HARDER, H. (1956): *Untersuchungen an Paragoniten und an natriumhaltigen Muskowiten*. — Heidelb. Beitr. Mineral. Petrogr. **5**, 227–271.

- HENTSCHER, H. (1937): *Der Eklogit von Gilsberg im sächsischen Granulitgebirge und seine metamorphen Umwandlungsstufen.* — SMPM 49, 42–88.
- HESS, H.H. (1933): *The problem of serpentinisation and the origin of certain chrysotile asbestos, talc and soapstone deposits.* — Econ. Geol. 28.
- (1955): *Serpentine, orogeny and epeirogeny.* Symposium «The crust of the earth». — Geol. Soc. Amer.
- HEY, M.H. (1954): *A new review of the Chlorites.* — Mineral. Mag. 30, 277–292.
- HEZNER, L. (1903): *Ein Beitrag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite mit besonderer Berücksichtigung der Vorkommen des mittleren Oetztals.* — Tscherm. mineral. petrogr. Mitt. 22, 437–471 und 505–580.
- HIESSLEITNER, G. (1952): *Serpentin und Chromerzgeologie der Balkanhalbinsel.* — Sonderbd. geol. Bundesanst. Wien.
- HUTTON, C.O. (1938): *The stilpnomelane group of minerals.* — Mineral. Mag. 25, 172–206.
- KUGLER, H.G. (1953): *Jurassic to recent sedimentary environments in Trinidad.* — Bull. Ass. suisse Géol. Ing. du Pétrole 20/59, 27–60.
- KÜNDIG, E. (1956): *The position in time and space of the ophiolites with relation to orogenic metamorphism.* — Geol. en Mijnb. N.S. 18, 104–114.
- (1959): *Eugeosynclines as potential oil habitats.* — 5th World Petrol.-Congr., New York, Proc. Sect. I.
- KUNITZ, W. (1929): *Die Isomorphieverhältnisse in der Hornblende-Gruppe.* — N. Jb. Mineral. etc., Beil.-Bd. 60A, 171–250.
- LACROIX, A. (1941): *Les Glaucophanites de la Nouvelle-Calédonie et les roches qui les accompagnent, leur composition et leur genèse.* — Mém. Acad. Sci. Inst. France 65.
- LAUBSCHER, H.P. (1955): *Structural and Petrogenetic Aspects of the Baruto Area in the Venezuelan Coast Range.* — Eclogae 48, 329–344.
- (1961): *Die Mobilisierung klastischer Massen.* — Eclogae 54, 283–334.
- MACDONALD, G.A. (1953): *Structures and forms of Basaltic Rocks in Hawaii.* — Geol. Surv. Bull. 994.
- McKEE, B. (1962): *Widespread occurrence of jadeite, lawsonite, and glaucophane in Central California.* — Amer. J. Sci. 260, 596–610.
- MISCH, P. (1959): *Sodic amphiboles and metamorphic facies in Mount Shuksan belt, Northern Cascades, Washington (abstract).* — Bull. geol. Soc. Amer. 70, 1736–1737.
- (1964): *Stable Association Wollastonit-Anorthit and other Calc-Silicate Assemblages in Amphibolit-Facies Crystalline Schists of Nanga Parbat, Northwest Himalayas.* — Beitr. Mineral. Petrogr. (Heidelb.) 10, 315–356.
- MIYASHIRO, A. (1957): *The chemistry, optics, and genesis of the alkali-amphiboles.* — J. Fac. Sci. Tokyo Univ., sec. II, 11/1, 57–83.
- (1961): *Evolution of metamorphic belts.* — J. Petrol. 2, 277–311.
- MIYASHIRO, A. and BANNO, S. (1958): *Nature of glaucophanitic metamorphism.* — Amer. J. Sci. 256, 97–110.
- MIYASHIRO, A. and SEKI, Y. (1958): *Mineral assemblages and subfacies of the glaucophane-schist facies.* — Jap. J. Geol. Geogr. 29, 199–208.
- PELLIZER, R. (1961): *Le ofioliti nell' Appennino Emiliano.* — Atti Mem. Accad. Sci. Ist. Bologna, ser. I, 8, 1–133.
- PETRASCHECK, W.E. (1959): *Intrusiver und extrusiver Peridotit-Magmatismus im alpinotypen Bereich.* — Geol. Rdsch. 48, 205–217.
- QUERVAIN, F. DE (1938): *Zur Kenntnis des Titanklinohumites.* — SMPM 18, 591–604.
- QUITZOW, H.W. (1935): *Diabas-Porphyrite und Glaukophangesteine in der Trias von Nordkalabrien.* — Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., NF. 1, 83–118.
- READ, H.H. (1934): *On zoned associations of antigorite, talc, actinolite, chlorite and biotite in Unst, Shetland Islands.* — Mineral. Mag. 23, 519–540.
- REINHARD, M. and WENK, E. (1951): *Geology of the Colony of North Borneo.* — Bull. geol. Surv. Dept. brit. Terr. Borneo 1.
- RITTMANN, A. (1958): *Il meccanismo di formazione delle lave a pillows e dei cosiddetti tufi palagonitici.* — Boll. Acad. Gionia Sci. nat. Catania (IV) 4, 311.
- ROEVER, W.P. DE (1950): *Preliminary notes on glaucophane-bearing and other crystalline schists from South East Celebes, and on the origin of glaucophane-bearing rocks.* — Proc. kon. nederl. Akad. Wet., Ser. B, 53, 1455–1465.
- (1955a): *Some remarks concerning the origin of glaucophane in the North Berkeley Hills, California.* — Amer. J. Sci. 253, 240–244.
- (1955b): *Genesis of jadeite by low-grade metamorphism.* — Amer. J. Sci. 253, 283–298.
- (1956): *Some differences between post-Paleozoic and older regional metamorphism.* — Geol. en Mijnb. N.S. 18, 123–127.
- (1957): *Sind die alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale?* — Geol. Rdsch. 46/1.

- ROEVER, W.P. DE 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. Rdsch. 53, 824–836.
- ROST, F. (1949): *Das Serpentin-Gabbro-Vorkommen von Wurlitz und seine Mineralien*. — Heidelb. Beitr. Mineral. Petrogr. 1, 626–688.
- (1956): *Ultrabasische Gesteine der Münchberger Gneismasse*. — Geol. Bavarica 27, 175–231.
- (1961): *Chlorit und Granat in ultrabasischen Gesteinen*. — Fortschr. Mineral. 39, 112–126.
- ROUTHIER, P. (1953): *Etude géologique du versant occidental de la Nouvelle Calédonie*. — Mém. Soc. géol. France, n.s. 67.
- SCHÜRMANN, H.M.E. (1950): *Glaukophangesteine aus Venezuela*. — N. Jb. Mineral., Mh., 145–156.
- (1951): *Beiträge zur Glaukophanfrage (1)*. — N. Jb. Mineral., Mh., 49–68.
- (1953): *Beiträge zur Glaukophanfrage (2)*. — N. Jb. Mineral., Abh. 85, 303–394.
- (1956): *Beiträge zur Glaukophanfrage (3)*. — N. Jb. Mineral., Abh. 89, 41–85.
- (1958): *The Geology of the glaucophane rocks in Taiwan, India, Iran, Iraq and New Caledonia*. — Geol. en Mijnb., N.S. 20, 133–145.
- SEKI, Y. (1958): *Glauconitic regional metamorphism in the Kanto Mountains, Central Japan*. — Jap. J. Geol. Geogr. 29, 233–258.
- (1961): *Pumpellyite in low-grade metamorphism*. — J. Petrol. 2, 407–423.
- SEKI, Y., AIBA, M. and KATO, C. (1960): *Jadeite and associated minerals of meta-gabbroic rocks in the Sibukawa District, Central Japan*. — Amer. Mineralogist 45, 668–679.
- SMULIKOWSKI, K. (1960): *Comments on eclogite facies in regional metamorphism*. — Int. geol. Congr. Copenhagen XIII, 372–382.
- (1962): *Les élogites et leur genèse au cours du métamorphisme régional*. — Acad. polon. Sci., Centre sci. Paris, Confér. fasc. 30, 1–26.
- (1964): *An Attempt at Eclogite Classification*. — Bull. Acad. polon. Sci. 12, 27–33.
- (1964a): *Les relations pétrogénétiques entre les élogites et les amphibolites dans le massif cristallophyllien du Mont Snieznik*. — Bull. Soc. géol. France (7) 6, 232–239.
- (1964b): *Le problème des élogites*. — Geol. Sudetica I, 13–52.
- (1965): *Chemical Differentiation of Garnets and Clinopyroxenes in Eclogites*. — Bull. Acad. polon. Sci. 13, 11–18.
- STEINMANN, G. (1905): *Die Schardt'sche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine*. — Ber. natf. Ges. Freiburg i. B. 16, 18–67.
- (1926): *Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen*. — C.R. XIV Congr. géol. int. Madrid, fasc. II, 637.
- SWITZER, G. (1945): *Eclogite from the California Glaucophane Schists*. — Amer. J. Sci. 243, 1–8.
- (1951): *Mineralogy of the California Glaucophane Schists*. — Bull. Calif. Div. Mines 161, 51–70.
- TALIAFERRO, N.L. (1943): *Franciscan-Knoxville problem*. — Bull. amer. Ass. Petrol. Geol. 27, 109–219.
- THOMPSON, J.B. (1955): *The thermodynamic basis for the mineral facies concept*. — Amer. J. Sci. 253, 65–103.
- TRÖGER, E. (1951): *Über den Fassait und über die Einteilung der Klinopyroxene*. — N. Jb. Mineral., Mh., 132.
- TURNER, F. J. (1946): *Origin of Piedmontite-bearing Quartz-Muscovite-Schists of North-West Otago*. — Trans. Proc. roy. Soc. New Zealand 76, 246–249.
- TURNER, F. J. and VERHOOGEN, J. (1960): *Igneous and metamorphic petrology*. — McGraw-Hill, New York.
- WEGMANN, C.E. (1928): *Über das Bornitorkommen von Saint-Véran, Hautes-Alpes*. — Z. prakt. Geol. 36, 19–28 und 36–43.
- WENK, E. (1949): *Die Assoziation von Radiolarienhornsteinen mit ophiolithischen Erstarrungsgesteinen als petrographisches Problem*. — Experientia 5, 226–232.
- WHITE, A. J. R. (1964): *Clinopyroxenes from eclogites and basic granulites*. — Amer. Mineralogist 49, 883–888.
- WIESENEDER, H. (1934): *Beiträge zur Kenntnis der ostalpinen Eklogite*. — Mineral. petrogr. Mitt. 46, 174–211.
- WINKLER, H. G. F. (1963): *Das T-P-Feld der Diagenese und niedrigtemperierten Metamorphose auf Grund von Mineralreaktionen*. — Beitr. Mineral. Petrogr. (Heidelb.) 10, 70–93.
- (1965): *Die Genese der metamorphen Gesteine*. — Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.
- WISEMAN, J. D. H. (1934): *The central and south-west Highland epidiorites: a study in progressive metamorphism*. — Quart. J. geol. Soc. London 90, 354–417.
- YODER, H. S. jr. (1950): *The Jadeite Problem*. — Amer. J. Sci. 248, 225–248 and 312–334.
- (1952): *The MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O system and related metamorphic facies*. — Amer. J. Sci., Bowen vol., 569–627.
- (1955): *Rôle of water in metamorphism*. — Geol. Soc. Amer., spec. Pap. 62, 505–524.

- YODER, H.S. and TILLEY, C.E. (1962): *Origin of Basalt Magmas: An Experimental Study of Natural and Synthetic Rock Systems*. — J. Petrol. 3, 342–532.
- ZEN, E-AN (1960): *Metamorphism of Lower Paleozoic rocks in the vicinity of the Taconic Range in West-central Vermont*. — Amer. Mineralogist 45, 129–175.
- (1964): *Paragonite from the Täsch valley near Zermatt*. — Amer. Mineralogist 49, 183–190.
- ZWART, H. J. (1962): *On the determination of polymetamorphic mineral associations, and its application to the Bosost area (Central Pyrenees)*. — Geol. Rdsch. 52, 38–65.

Geologische Karten und Profile

- ARGAND, E. (1908): *Carte géologique du massif de la Dent Blanche (moitié septentrionale)*, 1:50 000. Carte spéc. No. 52. — Comm. géol. suisse.
- (1911): *Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales et les territoires environnants*. Essai de carte structurale, 1:500 000. Carte spéc. No. 64. — Mat. Carte géol. Suisse, N.S. 31, pl. I.
- (1911): *Neuf coupes à travers les Alpes occidentales*, 1:400 000 et 1:800 000. Carte spéc. No. 64. — Mat. Carte géol. Suisse, N.S. 31, pl. III.
- (1911): *Les grands plis couchés des Alpes pennines*, 1:400 000. Carte spéc. No. 64. — Mat. Carte géol. Suisse, N.S. 31, pl. IV.
- BEARTH, P. (1953): *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Nr. 29: Blatt Zermatt* (mit Erläuterungen). — Schweiz. geol. Komm.
- (1954): *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Nr. 30: Blatt Saas und Nr. 31: Blatt Monte Moro* (mit Erläuterungen, 1957). — Schweiz. geol. Komm.
- (1964): *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Nr. 43: Blatt Randa* (mit Erläuterungen). — Schweiz. geol. Komm.
- BEARTH, P. et LOMBARD, A. (1964): *Notice explicative de la Carte géologique générale de la Suisse 1:200 000, Feuille 6 Sion*. — Comm. géol. suisse.
- GERLACH, H. (1869): *Geologische Karte der Penninischen Alpen*, 1:200 000. — N. Denkschr. schweiz. natf. Ges. 23.
- HERMANN, F. (1937): *Carta geologica delle Alpi nord-occidentali*, 1:200 000. — Verl. Wepf & Cie., Basel.
- MATTIROLO, E., NOVARESE, V., FRANCHI, S. e STELLA, A. (1912): *Carta geologica d'Italia 1:100 000, F^o 28: Aosta e F^o 29: Monte Rosa*. — R. Uff. geol. Italia.
- ZACCAGNA, D., MATTIROLO, E., NOVARESE, V., FRANCHI, S. e STELLA, A. (1908): *Carta geologica delle Alpi Occidentali*, 1:400 000. — R. Uff. geol. Italia.

TAFELN

Rimpfischhorn

Allalinhorn

Alphubel

Aufnahme der Eide. Landesfopographie



Schwarzbergkopf

Allalingletscher

Hohlaubgletscher

Photo 1. Allalinhorn und Alphubel mit Allalin- und Hohlaubgletscher, vom Nollenhorn aus gesehen (Blick gegen Westen)

Rifelbergzone



Photo 2. Oberer Theodulgletscher, bei «Trockener Steg». Rollstücke verschiedener Herkunft in karbonatführendem Muskowit-Chlorit-Aktinolithschiefer. Mitte = Kalksilikatfels, links unten = Aktinolithschiefer.



Photo 3. Tumego, Furggbach. Knäuel eklogitischer Fragmente in Kalkglimmerschiefer. Weisse Adern = Quarz.



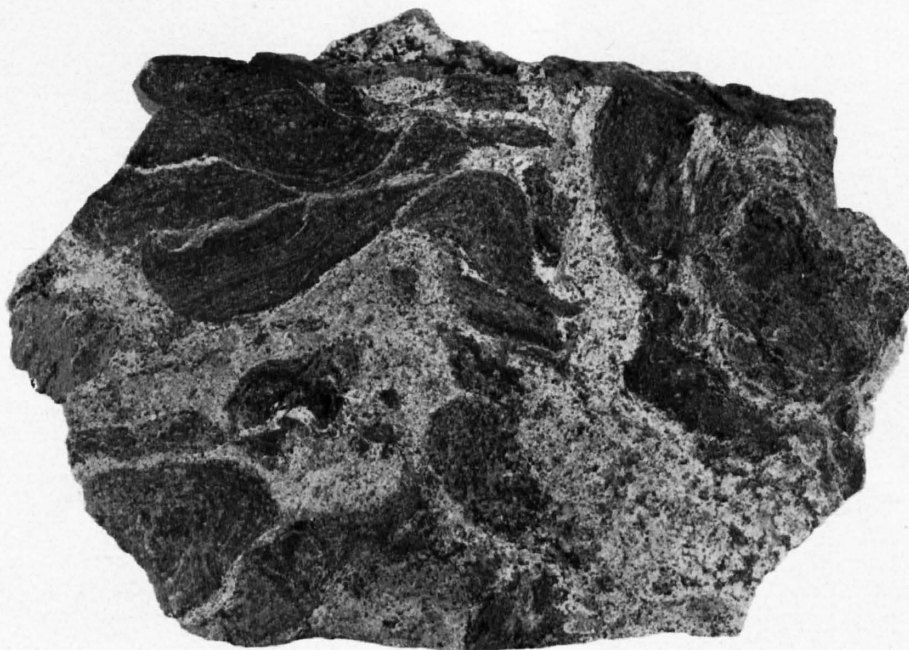
Photo 4. Oberer Theodulgletscher, bei «Trockener Steg». Granat-Amphibolit-«Gerölle» in brekziösem, karbonatreichem Schiefer.



Photo 5. Rifelbergzone, Tumego am Furggbach.
Gedrehte Fragmente von Granat-Amphibolit, wahrscheinlich boudinierte Bank. Die Fragmente sind in stark albitisiertem Kalkglimmerschiefer eingebettet. Helle Tupfen = Albit.



Photo 6. Phakoide von Alp Manda, Valtournanche.
Gerundeter Serpentinblock (dunkel) mit Gabbro (hell) verknetet.



10 cm

Photo 7. Rifelbergzone.
Zerscherte und tordierte Eklogitfragmente in stark albitisiertem, karbonatischem Zement.

Metamorphe Pillows vom Längfluhgletscher



Photo 8. Die Abbildung zeigt in zwei zueinander senkrechten Anrissen die diskusförmige Abplattung der Pillows und ihre variable Grösse.

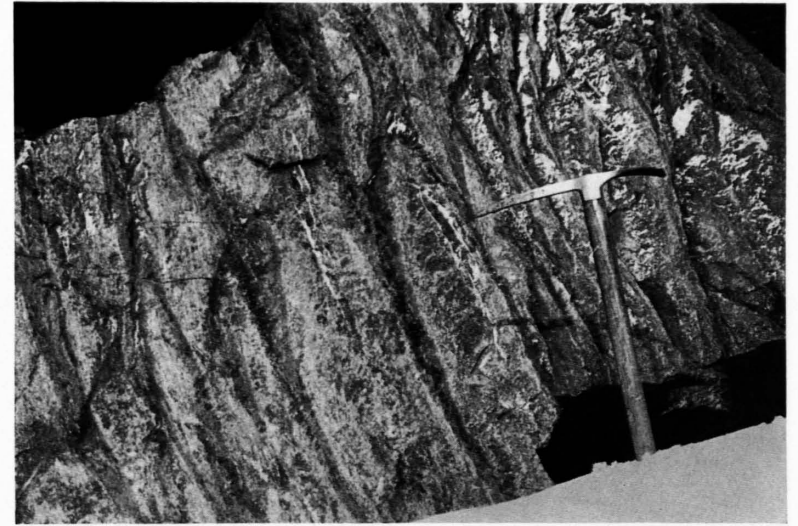


Photo 9. Schnitt durch Pillows mit hellem Rand und dunkler Matrix (siehe Text S.19).

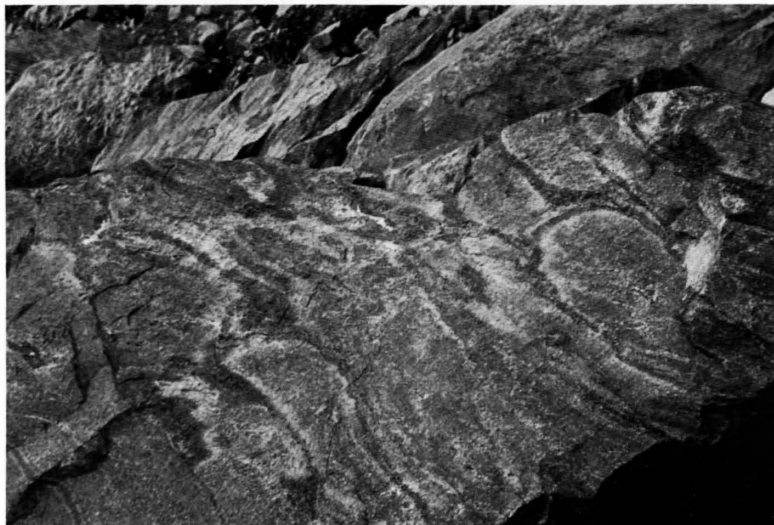


Photo 10. Schnitt durch Pillows mit hellem Rand und dunkler Matrix (siehe Text S.19).

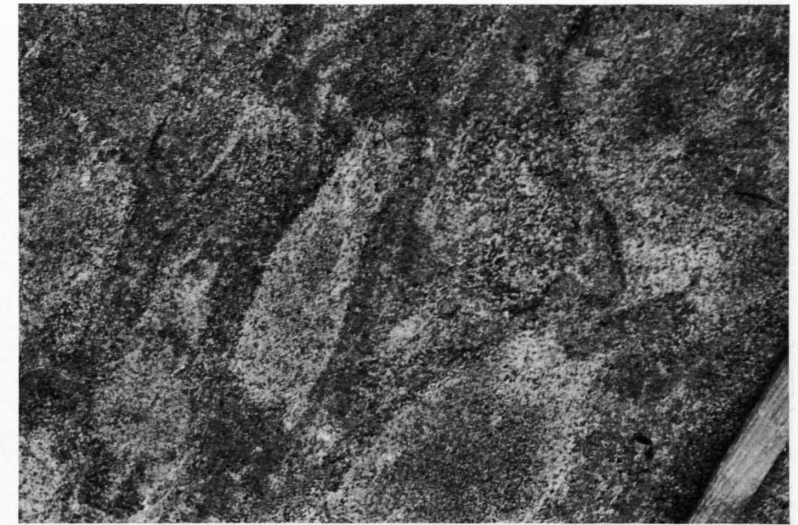


Photo 11. Durch starke Blastese von Albit und Zoisit verwischte Konturen einer Gruppe kleiner Pillows.



Photo 12. Aus dem Pillowkomplex am Läng-
fluhgletscher.
Stark gestreckte Pillows (Längsschnitt).

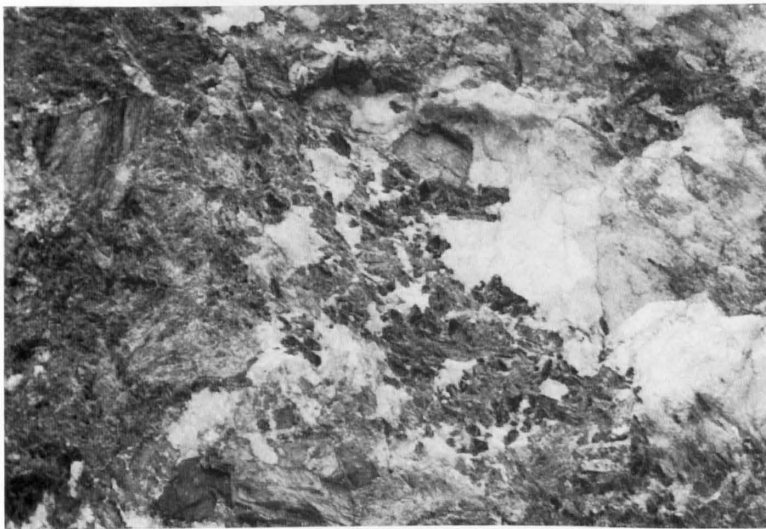
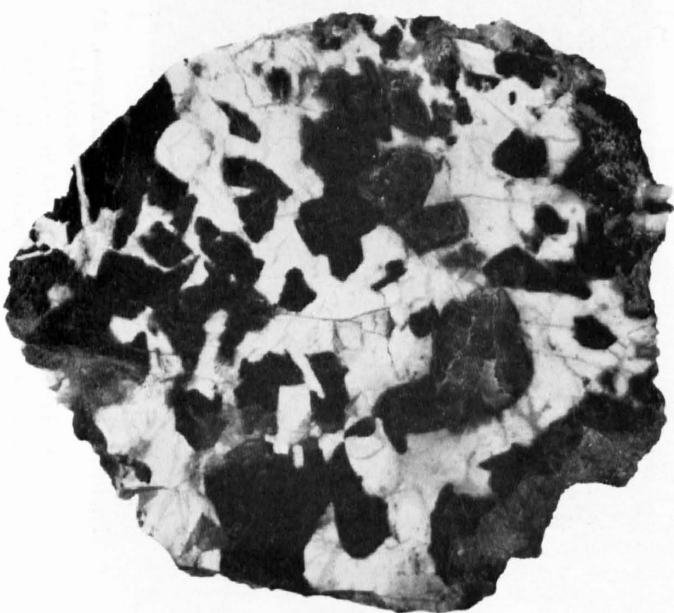


Photo 13. Aus dem Pillowkomplex am Läng-
fluhgletscher.
Detail aus der «Matrix» zwischen zwei Pillows
(etwa 50 cm langer Ausschnitt). Weiss =
Quarz, grau = Karbonat, schwarz = Glau-
kophanstengel.



10 cm

Photo 14. Allalingabbro (Olivingabbro).
Weiss = Saussurit, schwarz = Augit, dunkel-
grau = Olivin.



Photo 15. Block im Allalingsletscher.
Zeigt die unruhige Textur des Gesteines, bedingt durch Unterschiede in Korngrösse, Zusammensetzung und Durchbewegung. Dunkelgrau = Smaragdit, hell = Saussurit.



Photo 16. Pegmatoide Schlieren im Gabbro des Felskopfes (P. 3143,3) im Allalingsletscher.
Dunkel = Smaragdit und Uralit, hell = Saussurit.

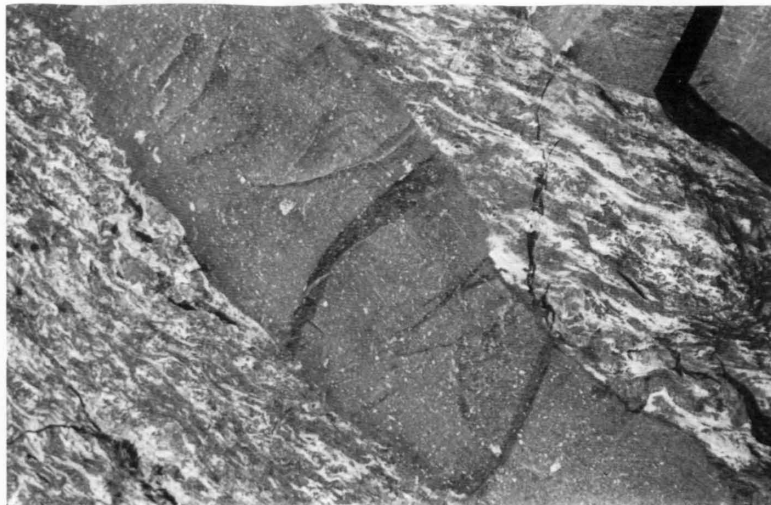
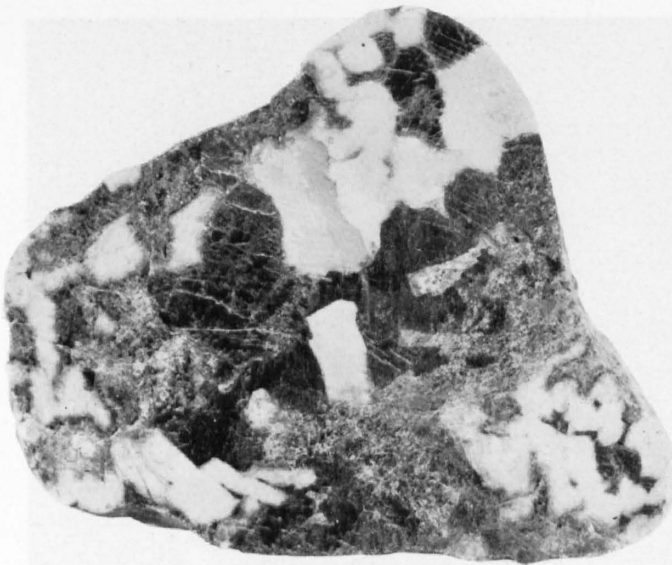


Photo 17. Fuss der Südwand des Allalinhornes, 50 cm mächtiger Gang in flaserigem Metagabbro.

Dunkle Flasern = Uralit mit Smaragditresten, hell = Zoisit.
Das Ganggestein ist ein muskowitzführender Eklogit-Amphibolit. Beachte die porphyrische Struktur, das dichtere Salband und die Spuren einer Verschiebung subparallel zum Salband.



Photo 18. Gabbro von Mellichen, Täschental.
Dunkle Schlieren, Knauer und Bänder von Smaragdit und Eklogit, helle von Zoisit.

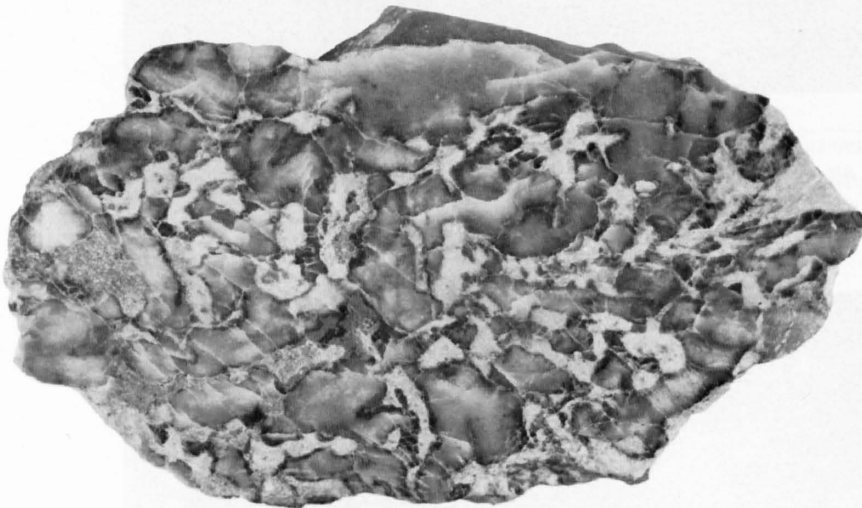


10 cm

Photo 19. Allalingabbro (Smaragdit-Saussuritgabbro).

Weiss = Saussurit; dunkelgrau-schwarz = Smaragdit; grau mit dunklem Granatsaum gegen Saussurit (am Rande links gut sichtbar) = Talk-Pseudomorphosen.

Analoge Struktur wie Photo 14, aber verwaschene Konturen.



10 cm

Photo 20. Allalingabbro (metamorphe troktolithische Varietät).

Dunkelgrau = dichter, grüner, jadeit-artiger Saussurit, hell = Talk, mit schwarzem Granatsaum.



10 cm

Photo 21. Allalingabbro; flaseriger (deformierter) Saussurit-Smaragditgabbro.

Schwarz = Smaragdit und Glaukophan, weiss = Saussurit.

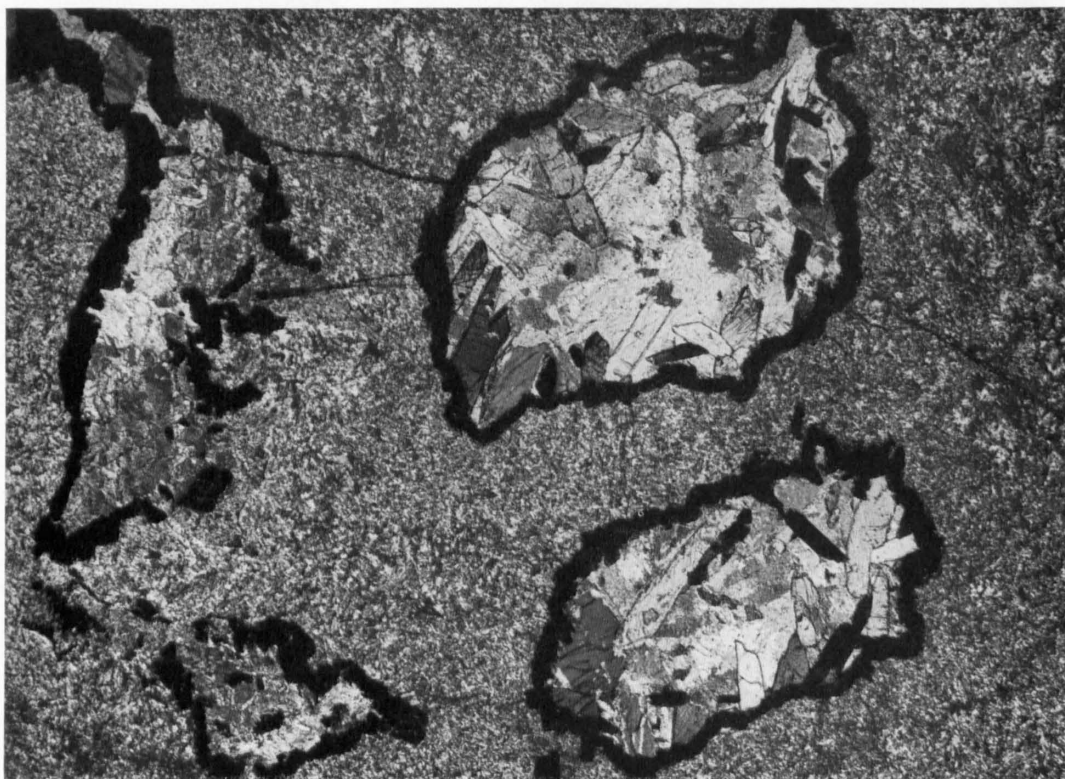


Photo 22. Allalingabbro. Granatumsäumte Talkflecken in Saussurit. Im Talc eingebettet: stengeliger Pyroxen und (vereinzelt) Chloritoid (z.B. am linken Rand des unteren Flecks, dunkelgrau). $\times N$; etwa 20mal vergrössert (AO2). Photo Sutter

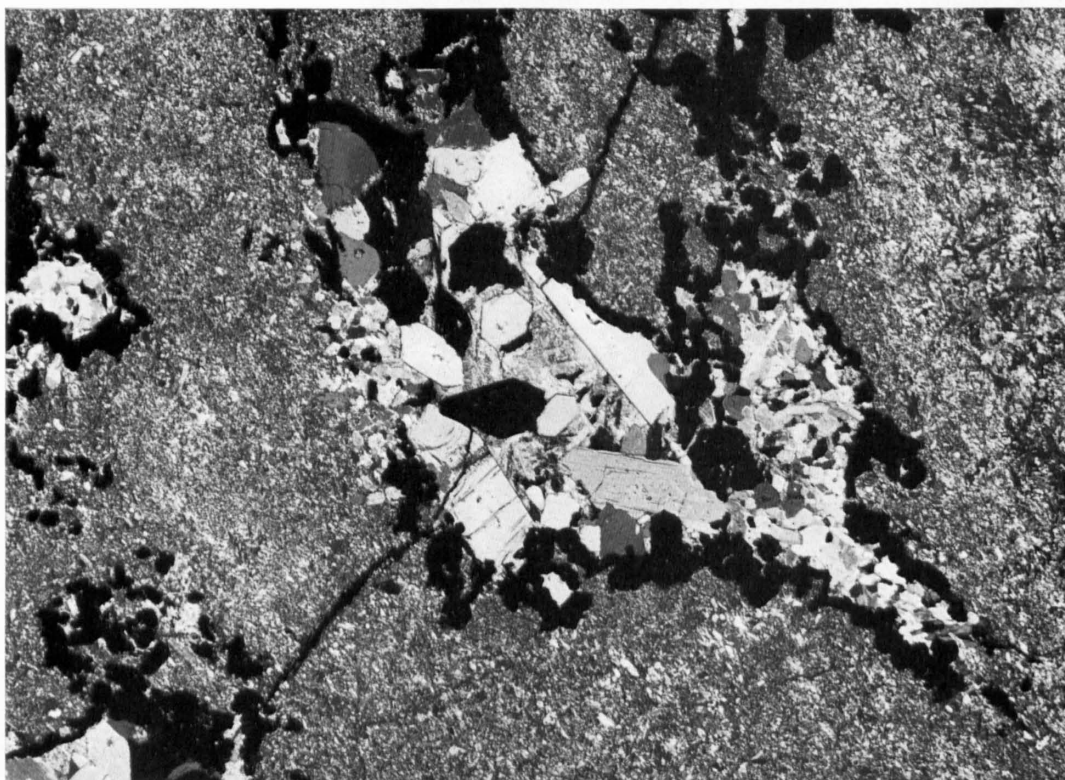


Photo 23. Wie oben, aber statt Pyroxen idiomorpher Glaukophan, kein Chloritoid. $\times N$; etwa 20mal vergrössert (A22).

Allalingabbro



10 cm

Photo 24. Chloritoid- und talkführender Smaragdit-Saussuritgabbro von Mellichen.
Schwarze Flecken = Chloritoid.



Photo 25. Grosser Chloritoidporphyroblast im Smaragdit-Saussuritgabbro von Mellichen.
Photo Dr. G. V. Dal Piaz



Photo 26. Detail des Kontaktes vom Allalingabbro mit stark verschieferem Serpentin mit am Felskopf (P. 3143,3), S der Britanniahütte (siehe Text S.50).

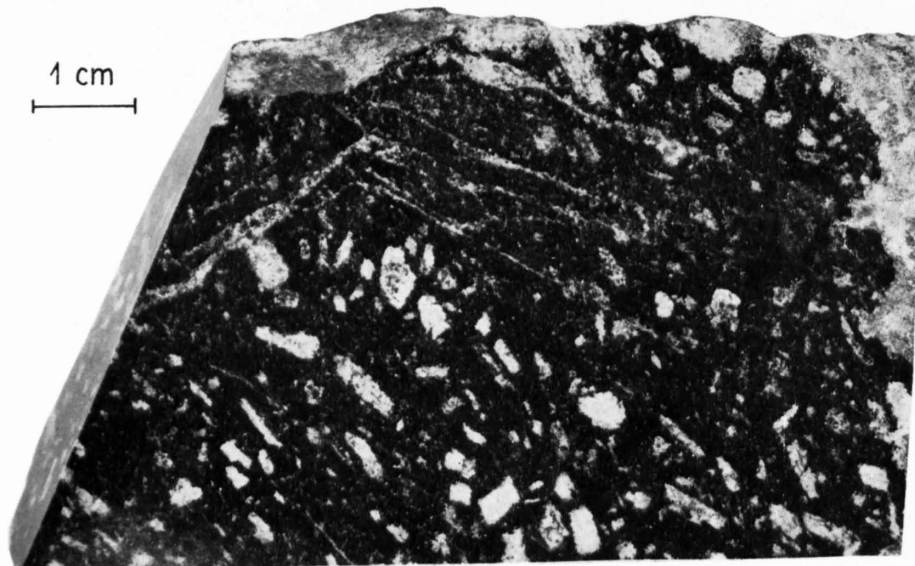


Photo 27. Metamorphes Ganggestein, Allalingabbro. Die hellen idiomorphen Flecken sind Zoisitpseudomorphosen nach Plagioklas.



Photo 28. Boudinierte dunkle Gänge oder Lagen (?) eklogitischer Zusammensetzung in hellem, flaserigem Smaragditgabbro. Mellichen.
Photo Dr. G. V. Dal Piaz



Photo 29. Feinkörnige Granat-Amphibolitbänder (= metamorphe Gänge ?) in flaserigem Smaragdit-Uralitgabbro von der Felspartie «Vor der Wand», N des Mellichengletschers.



Photo 30. Wie Photo 29. Südrand des Alphubelgletschers, Täschental.



Photo 31. Bänderung im Gabbro von Mellichen (siehe auch Photo 28). Helle Streifen = flaseriger Uralit-Smaragditgabbro, dunkle Streifen = glaukophanführende Eklogite und Granat-Amphibolite. Ausgewalzte melanokrate Lagen oder Gänge (?).



Photo 32. Detail aus dem Bändergabbro der «Spitzen Fluh». Hell = flaseriger granat- und paragonitführender Uralit-Smaragditgabbro, dunkel = Granat-Amphibolit.

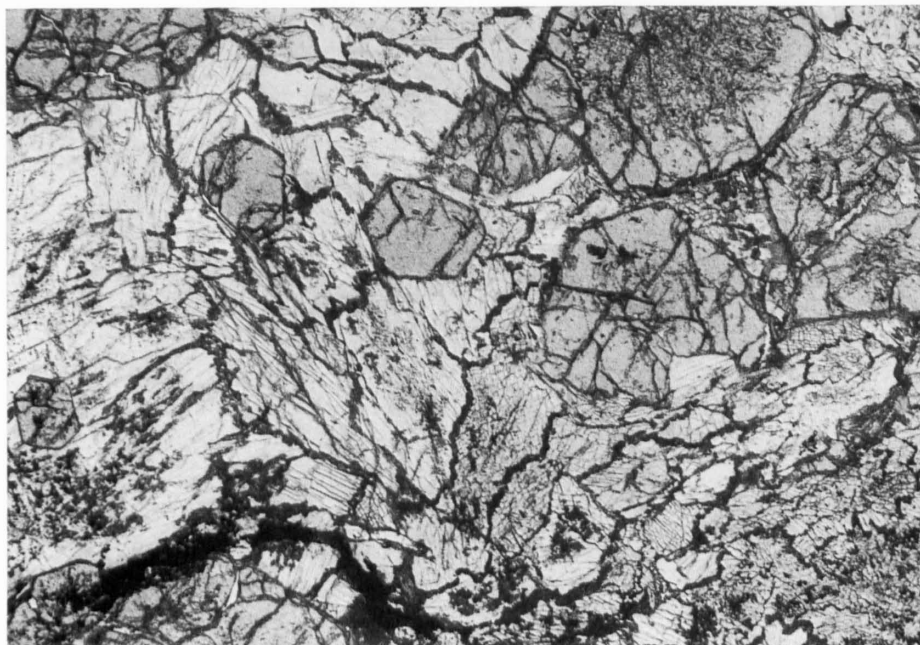


Photo 33. Eklogit von Mellichen (12mal vergrößert).
Omphazit, randlich in Diablastik (schwarz) umgewandelt.
Granat mit einschlussreichem Kern.
Photo Sutter

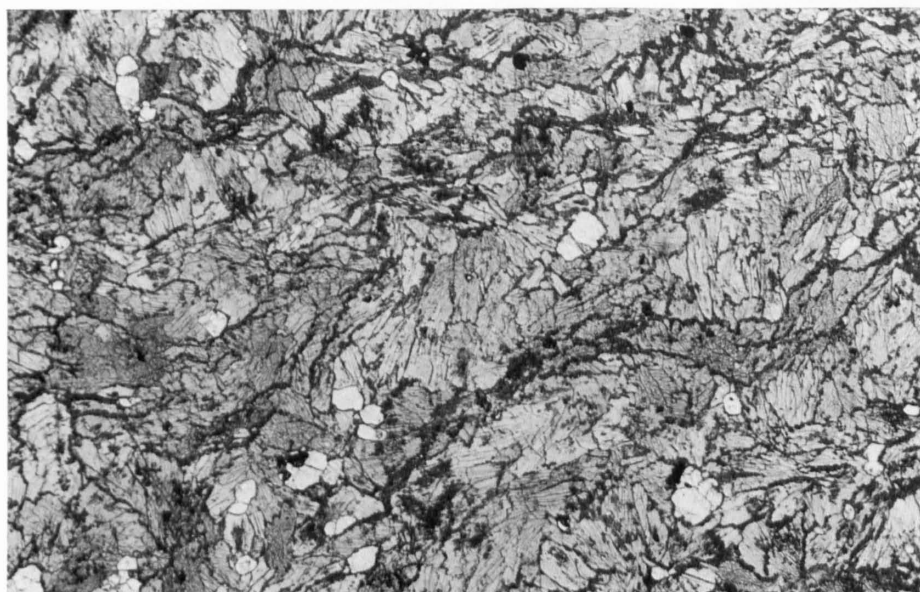


Photo 34. Omphazitit mit Tendenz zu radialer Struktur, Lago di Cignana (16mal vergrößert).
Randlich: Diablastik. Weiss = Apatit, schwarz = Rutil und opales Erz.

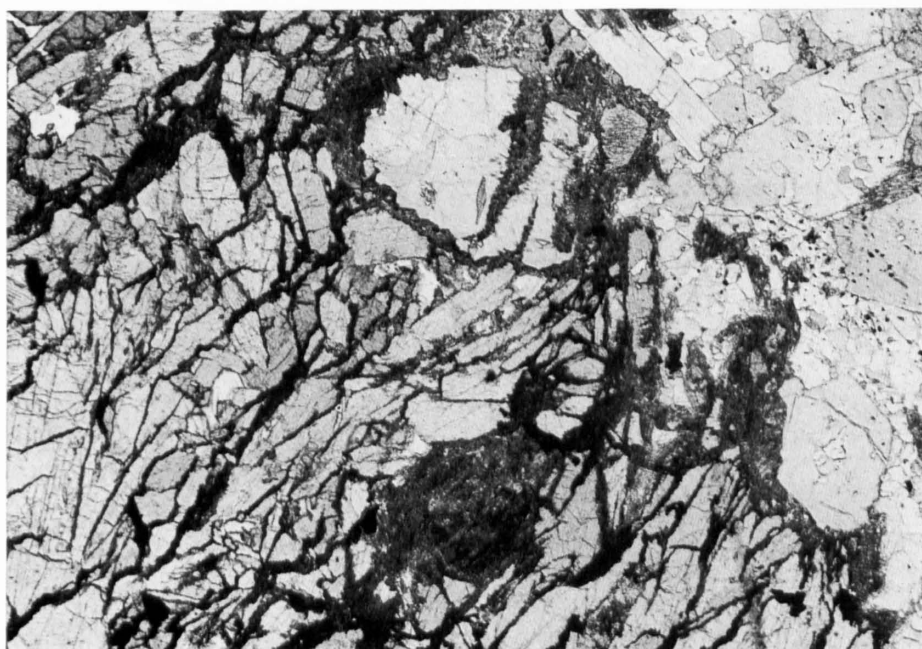


Photo 35. Glaukophan-Eklogit (12mal vergrößert).
Links = Omphazit und Granat, rechts (obere Ecke) = Glaukophanaggregat. Sowohl Omphazit wie Glaukophan sind von Diablastik (schwarz) umrahmt.
Photo Sutter

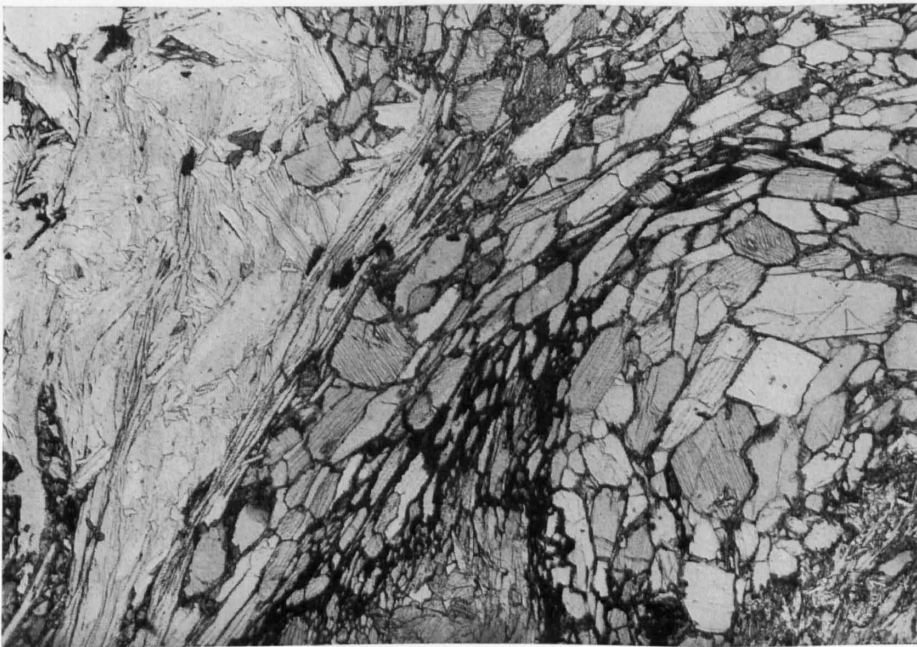


Photo 36. Glaukophanschiefer mit reliktschem Eklogit. Omphazitlinse von der Mitte des unteren Randes keilförmig nach oben steigend, wird beidseitig von Glaukophan umhüllt. Starke Diablastikbildung (schwarz) um Omphazit. Links = Hellglimmer (10 1/2mal vergrößert). Photo Sutter

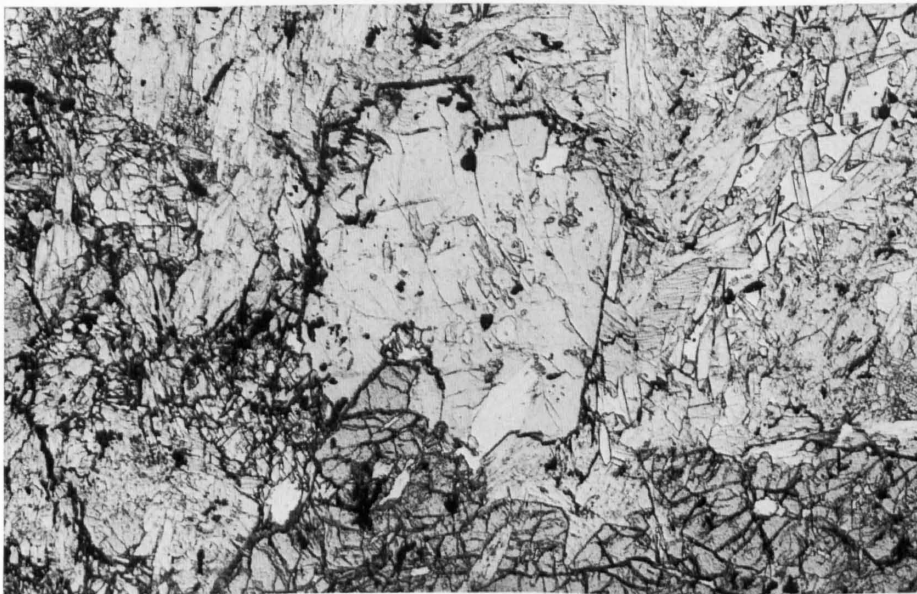


Photo 37. Idiomorpher Glaukophanporphyroblast (Mitte, mit feinem Diablastiksaum) in Eklogit. Unten = Granat, Rest = Omphazit und wenig Quarz. Der Glaukophankristall schliesst Reste von korrodiertem Omphazit ein (10 1/2mal vergrößert). Photo Sutter



Photo 38. Chloritoid-Omphazitparagenese von Mellichen. Grosse Porphyroblasten von Chloritoid in feinkörnigem Omphazit. Wenig Hellglimmer (etwa 11mal vergrößert). Photo Sutter

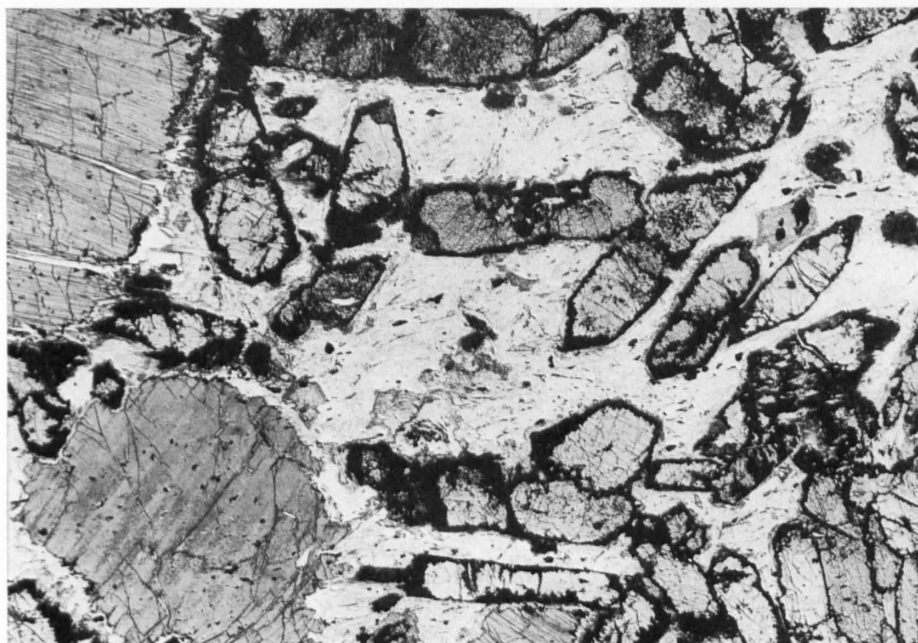


Photo 39. Omphazit, Chloritoid und Talk (aus Moräne des Längfluhgletschers, Täschthal). Das Gestein führt überdies noch Granat und wenig Glaukophan und entspricht dem, was man oft in den Talkpseudomorphosen des Allalingabbros findet. Anstehend wurde das hier abgebildete Gestein nicht gefunden (etwa 10mal vergrössert).

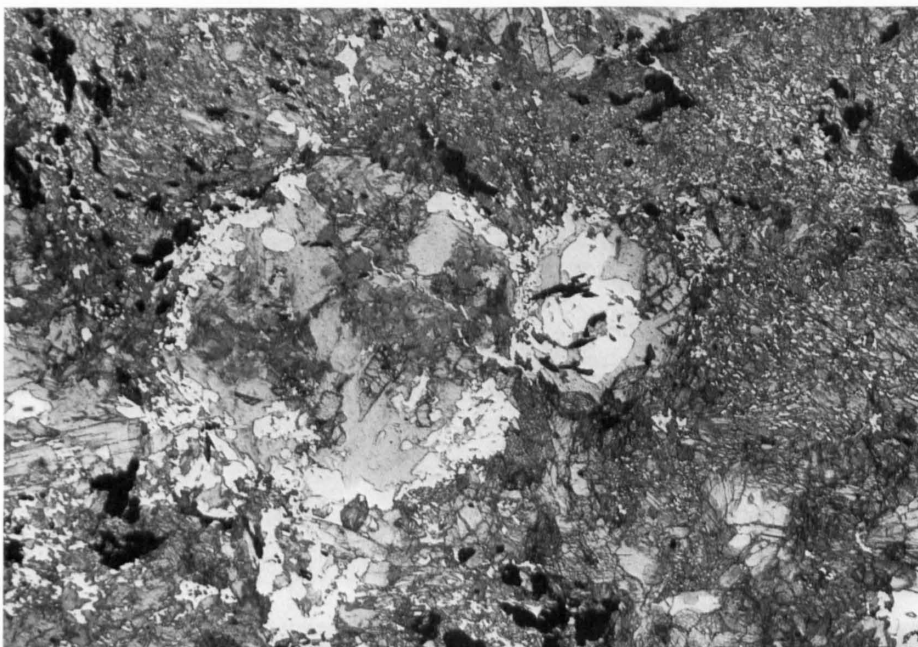


Photo 40. Eklogit-Amphibolit (dunkles Band in Gabbro von Mellichen).

Albitrand (weiss) um Epidot-Biotit-Chloritpseudomorphosen nach Granat. Die Pseudomorphosen sind von rekristallisierter Hornblende-Albit-Diablastik umhüllt (12mal vergrössert).

Photo Sutter

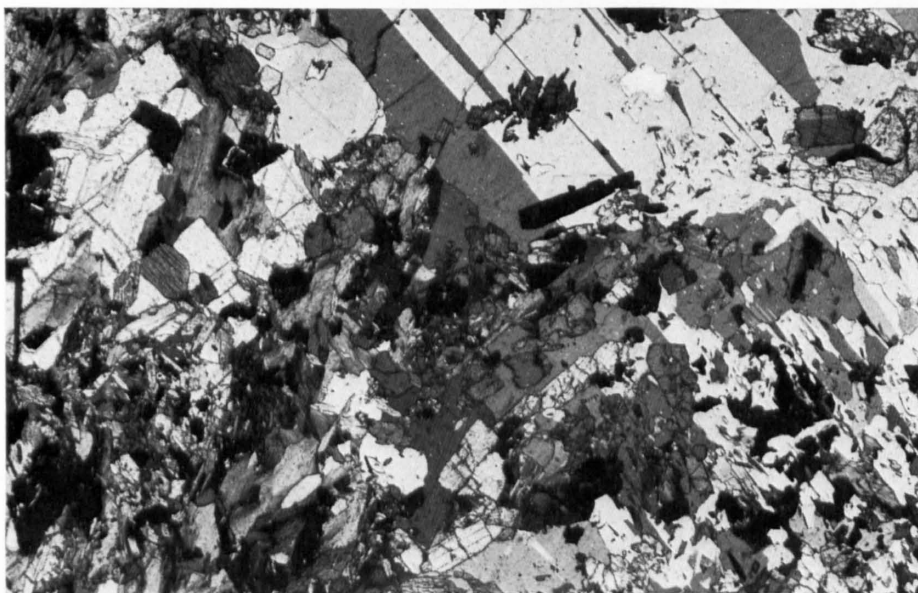


Photo 41. Ovardit aus der albitisierten Randzone eines Albititganges von Mellichen. Albit enthält korrodierte Einschlüsse von Epidot, Chlorit. $\times N$; 12mal vergrössert.

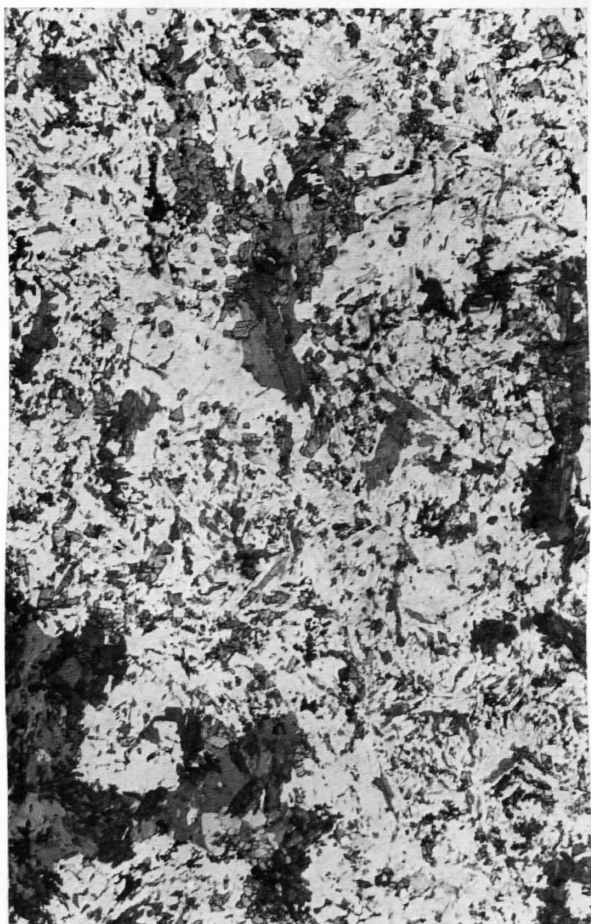


Photo 42. Ovardit vom Mellichengletscher, Täschtal. Die dunklen Felder werden durch Aggregate von blau-grüner Hornblende, Chlorit und Epidot gebildet. Die hellen Felder bestehen aus grossen Albitkristallen mit Einschlüssen von Epidot, Hornblende und wenig Biotit. Beachte die Korrosion dieser Einschlüsse (etwa 10mal vergrössert).

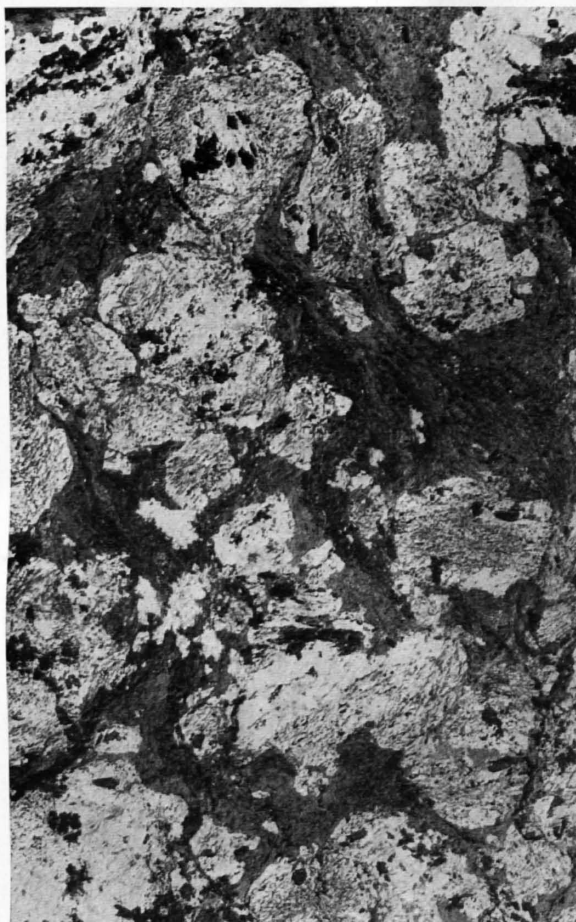


Photo 43. Prasinit von Schweifinen NW von Zermatt. Albit (hell) mit gedrehtem Interngefüge; dieses wird durch Epidot und Hornblende gebildet. Die dunkle Matrix besteht aus Chlorit, Hornblende und wenig Epidot (etwa 10mal vergrössert).

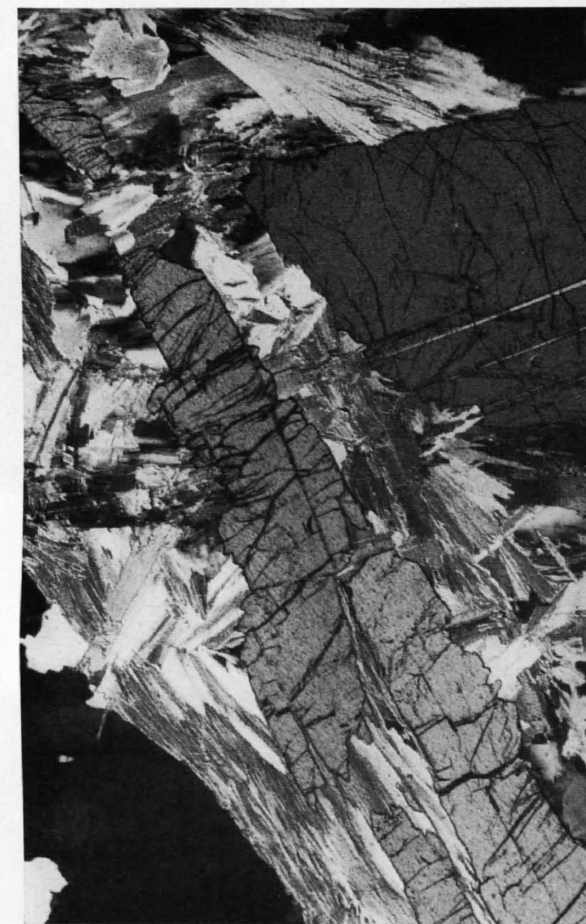


Photo 44. Disthenkristalle von Pfulwe, durch Hellglimmer (Paragonit und Muskowit) und Chlorit (grau) verdrängt (etwa 11mal vergrössert). Photo Sutter

Zur Albitisierung in der Rifelbergzone

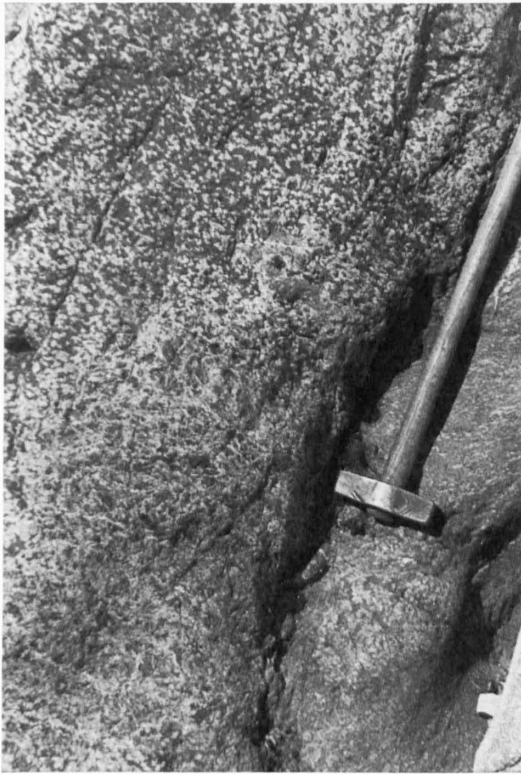


Photo 45. Albitisierte brekziöse Bündnerschiefer der Rifelbergzone (Tumego am Furggbach).
Helle Flecken = Albit.



Photo 46. Rifelbergzone (Tumego am Furggbach).
Unregelmässiger Verlauf der Albitisierung. Ophiolithfragmente sind davon nur randlich betroffen.



Photo 47. Albitgang in Amphibolit (Tumego am Furggbach).
Parallel zum Salband dunkle Streifen von faserförmigem Strahlstein.

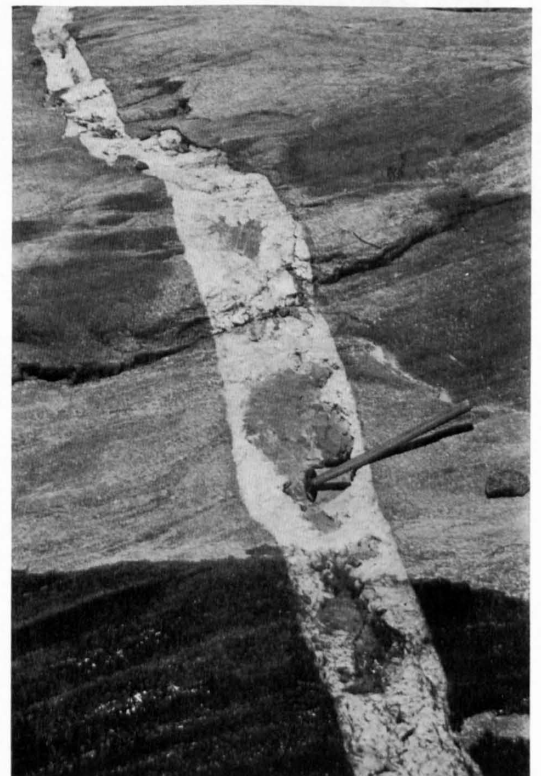


Photo 48. Albitgang im Pillowkomplex von Mellichen.
Grau = Calcit, weiss = Albit.

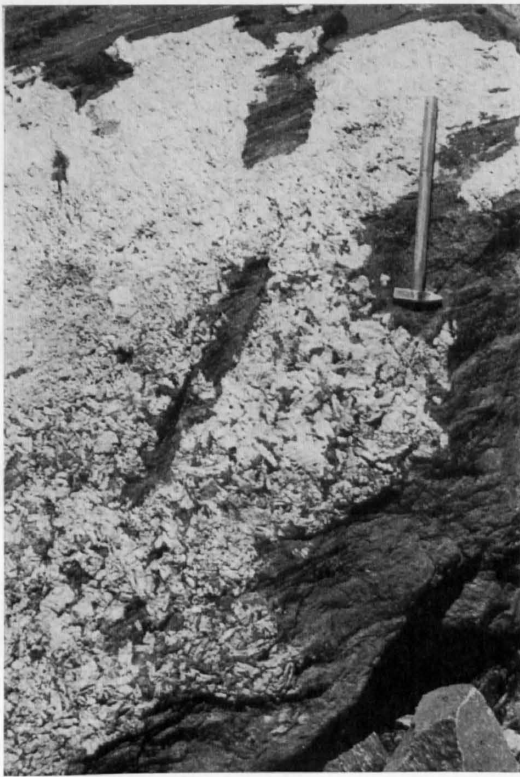


Photo 49. Detail eines Albitganges, bestehend aus einem Aggregat grosser Albitkristalle. Darin eingebettet sind unverstellte Reste des Nebengesteines (Amphibolit).



Photo 50. Ende eines Albitganges mit albitisiertem Nebengestein. Beachte die Auflösung der Schieferung (siehe Textfigur 27).



Photo 51. Disthengang in Eklogit (Blockschutt NNE Pfulwe). Die dunklen Flecken im Eklogit sind grosse Granate.



Photo 52. Quarzader mit grossen Chloritoidkristallen in Eklogit (Blockschutt NNE Pfulwe). Die dunklen Chloritoidkristalle sind gegen den weissen Quarz durch einen grauen Rand aus Paragonit und Chlorit begrenzt.

