

Zur Gliederung und Metamorphose der Ophiolithe der Westalpen

Autor(en): **Bearth, P.**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **54 (1974)**

Heft 2-3: **Alpidische Metamorphosen in den Alpen**

PDF erstellt am: **26.04.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-42201>

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

Zur Gliederung und Metamorphose der Ophiolithe der Westalpen

Von *P. Bearth*, Basel*)

Summary

This paper gives a very short examination of the Alpine metamorphism of the ophiolites belonging to the Piemont-Zone in the Western Alps. It is regarded as a supplement to the articles of Vuagnat, Bertrand and Dietrich (this volume) and deals therefore mainly with the eastern part of this ophiolite bearing zone.

There are at least two genetically different ophiolitic sequences, belonging to palaeogeographically different regions. The most important mass, the so called zone of Zermatt-Saas s. l. represents parts of the oceanic crust and the upper mantle, whereas the other, the Combin-Zone s. l. has been deposited on top of the Triassic-Liasic cover of the continental border, now represented by the massifs of Dora Maira, Gran Paradiso and Monte Rosa.

The main part of the ophiolites from the zone of Zermatt-Saas s. l. is of middle Jurassic age, the rest is probably upper Jurassic to upper Cretaceous.

The nature of Alpine metamorphism in the Western Alps is a rather complex one. We propose to distinguish provisionally only two events, whose mineral-parageneses can easily be distinguished¹⁾.

The beginning of the metamorphic processes was characterized by high pressure/low temperature assemblages with omphacite, jadeite, garnet, glaucophane, chloritoid, cyanite, white micas (muscovite, phengite and paragonite) and talc. Lawsonite probably crystallized too, but is now everywhere replaced by zoisite and white mica. These assemblages were formed in upper Cretaceous time (100–80 m. y. ago). There exist several generations of these minerals and it is possible that they recrystallized under different conditions.

The metamorphic development ended in the eastern part of the Western Alps with the formation of greenschist facies assemblages. This period coincided in time with the formation of rocks of the amphibolite facies in the Central Alps, which reached maximum temperature 38 m. y. ago.

The metamorphism lasted a long time, in the course of which very important dislocations occurred. It may therefore be impossible to draw isograds for the first events, except in the SW-part of the Western Alps.

*) Adresse des Autors: Prof. Dr. P. Bearth, Seltisbergstrasse 96, CH-4059 Basel.

¹⁾ "Oceanic metamorphism" has not been considered.

Die Ophiolithe der piemontesischen Zone werden heute mitsamt ihren Sedimenten zwei verschiedenen Komplexen zugeordnet (G. ELTER, 1971, DAL PIAZ, 1974). Der eine, paläogeographisch intern gelegene, enthält alle Elemente, die für die *ozeanische Kruste* inkl. Oberer Mantel charakteristisch sind, mit Einschluss einer dünnen, radiolaritführenden Sedimenthaut. Trotz mehrfacher Faltung, Verschuppung und einer mehrphasigen Metamorphose ist der Zusammenhang zwischen den einzelnen Gliedern teilweise noch gewahrt. Ein gut bekanntes Beispiel aus diesem Komplex ist die Zone von Zermatt-Saas (BEARTH, 1953, 1967, 1973). Nach ihr wurden von Dal Piaz auch die analogen Ophiolithmassen N und S des Gran Paradiso (NICOLAS, 1966) bis hinunter nach Ligurien benannt (45, 46, 49 und 57 in Tafel 1, DIETRICH et al., 1974).

Während diese sog. *Zone von Zermatt-Saas s.l.* als Äquivalent einer ozeanischen Kruste und des Oberen Mantels betrachtet wird, besteht der basale Teil des zweiten Komplexes aus einer Serie von Sedimenten, die auf der kontinentalen Kruste (Mt. Rosa, Gran Paradiso, Dora Maira) abgelagert worden ist. Sie umfasst Trias und *ophiolithfreie*, liasische Bündnerschiefer, die von oberjurassisch bis kretazischen, *ophiolithführenden* Sedimenten (Radiolarite, Mergel, Kalke) überlagert werden. Dieser ganze Komplex wird hier als *Combinzone s.l.* bezeichnet. Er ist S des Gran Paradiso von der Zone von Zermatt-Saas s.l. überfahren worden, N davon liegt die Combinzone infolge einer Inversion über der Zone von Zermatt-Saas, zwischen dieser und der Dent-Blanche-Decke.

Infolge der tektonischen Komplikationen ist eine klare Abgrenzung der beiden Zonen gegenwärtig noch nicht überall durchführbar.

DIE GESTEINE DER ZONE VON ZERMATT-SAAS. S. L.

(Die in Klammern gesetzten Zahlen beziehen sich auf Tafel 1, DIETRICH et al. 1974.) Ich beschränke mich hier auf die östlich der Linie Mt. Viso-Susa-Aosta und Zermatt liegenden Ophiolithe dieser Zone. Sie umfassen Ultramafite, Gabbros und Vulkanite, die z. T. mächtige und trotz der Verschuppung zusammenhängende (sedimentfreie) Komplexe bilden.

Die ursprüngliche, für die ozeanische Kruste typische Sukzession von Ultramafit-Gabbro-Vulkanit-Sediment ist an manchen Stellen noch rekonstruierbar.

Die Gesteine werden in der Reihenfolge beschrieben, in welcher sie sich vermutlich ursprünglich von unten nach oben folgten.

Die mehr oder weniger verschieferten *Ultramafite* sind durchgehend serpentinisiert. Ihre metamorphe Geschichte ist noch unbekannt. Ihre Gesamtmasse überwiegt wahrscheinlich die jeder anderen Gruppe und auch die Masse *einzelner* Serpentin Körper wird nur angenähert von einigen Gabbros erreicht. Antigorit (mehrere Generationen) und Chlorit ($\pm$ Brucit) bilden das Grundgewebe.

Relikte: Olivin (?), Augit, Bastitpseudomorphosen nach Enstatit. Neubildungen: Olivin (lokal), Diopsid, Titanklinohumit, Magnetit und Rutil. Sie bilden z. T. mit Granat, Vesuvian, Zoisit und Epidot Schlieren, Knauer und Linsen im verschiefertten Serpentin. Randliche Begleiter sind Talk-Aktinolithschiefer.

Eine Übersicht über die sehr häufigen, meist boudinierten *Rodingite* hat DAL PIAZ (1969) gegeben. Hingegen fehlt noch eine systematische Untersuchung der *Ophicalcite*, die besonders im Aostatal sehr verbreitet sind und dort abgebaut werden.

Mit den Serpentiniten in direktem Kontakt stehen die grösseren *Gabbrokörper*, wie z. B. derjenige des Monte Viso (57), der Rocciavrè (53) und des Allalin (45). Sie haben teilweise die ursprüngliche Struktur, lokal sogar noch den magmatischen Mineralbestand (Olivin, Augit, Labrador) bewahrt. Korngrösse und Zusammensetzung variieren sehr stark, wie bei allen ophiolithogenen Gabbros (s. Artikel Vuagnat). Lagenbau (layering) mit alternierend Pyroxen-reichen (eklogitisierten!) und -armen Lagen ist in einzelnen Fällen (Rocciavrè (53), Pso. Pas-chiet (49), A. Savonnay (Rafray) (46) u. a.) noch klar erkennbar, in andern ist er durch eine (vormetamorphe!) pegmatoide Kristallisation oder durch spätere Deformation verwischt (s. S. 393). Häufige, randliche Begleiter der Gabbros – wie übrigens auch der Serpentinite – sind z. T. richtungslos-körnige *Pyroxenite* und Granat-Pyroxengesteine mit reliktischem Augit, ferner grobkörnige Eklogite und Epidot (Pistazit)-reiche Amphibolite. Die meisten dieser Gesteine sind auffallend Rutil- oder Titanit-, Apatit- und Erz-reich. Sie stammen vermutlich aus der Übergangszone Peridotit-Gabbro. Da diese Zone ein bevorzugter Abscherungshorizont ist, sind sie fast immer boudiniert.

Kleinere, linsenförmige Gabbromassen sind sehr verbreitet und meist in flaserige Albit-Zoisit (Epidot)-Aktinolith-Chlorit-(Fuchsit)-Schiefer umgewandelt²⁾.

Als Fragment eines «*sheeted complex*» möchte ich den von zahlreichen Gängen durchsetzten Gabbro der Spitzzi Flue (Zermatt) interpretieren (BEARTH, 1973).

Metapillowlaven sind in allen Einheiten vertreten, aber bei starker Deformation schlecht zu erkennen. Sie sind häufiger als massive Laven (flows) oder Sill. Sie können als Eklogite, Granat-Glaukophanite, glaukophanitische Prasinite und normale Prasinite kristallisiert sein. Feinere Strukturen (Variolen, Kontraktionsrisse, etc.) werden dabei zerstört (BEARTH, 1959).

Die die Pillowlaven begleitenden *Brekzien* aus der Zone von Zermatt-Saas Fee (45) habe ich 1973 erwähnt. Ophiolithische Brekzien haben anderwärts aber eine viel grössere Verbreitung z. B. in den Lanzatälern (E-Hang Torre

²⁾ Die für diese Gesteine verwendete Bezeichnung «Flasergabbro» ist nicht ganz korrekt und sollte durch «flaseriger Metagabbro» ersetzt werden.

d'Ovarda (49), Usseglio-Truc d'Ovarda), besonders aber am Mt. Viso, z. B. am Wege Pian del Rè-Cap. Quintina Sella und am Colle di Vallante (57), aber auch in den Ligurischen Alpen. Die Komponenten sind meistens sehr feinkörnig, oft eklogitisch, die Matrix hingegen grobkörniger, prasinitisch oder ovarditisch.

Die Brekzien werden oft von feinlagigen Gesteinen von sehr wechselnder Zusammensetzung (Prasinit bis Eklogit) begleitet, z. B. wiederum am Viso (Lago Chiaretto), wo fein gebänderte Eklogite alternierend omphazit- oder granatreiche Lagen aufweisen oder beim Rif. Gagliardone, wo die hellen Lagen aus Epidot und Albit, die dunklen aus Chlorit und Epidot + Glaukophan bestehen. Auffallende, schichtinterne, vormetamorphe Fältelung ist hier verbreitet. Aus eklogitogenen, Glaukophan-führenden Epidot-Amphiboliten besteht die mit Brekzien assoziierte Serie am Lago Lau, Rif. Sellaries (V. Ghisone, 53). Ich betrachte die erwähnten Gesteine im Gegensatz zu ähnlichen, aber sedimentführenden, als metamorphe Hyaloklastite.

«*Mélange*»

Eine Formation, die von DAL PIAZ 1965 und von G. ELTER 1971 als Produkt submariner Rutschungen gedeutet wurde, ist bei Zermatt, im Val Tournanche und Val d'Ayas, bei Cogne und südlich vom Gran Paradiso beobachtet worden. Das Vorkommen von Zermatt ist von mir 1953, 1963 und 1967 unter dem Namen «Riffelbergzone» im Detail beschrieben worden. Charakteristisch ist eine chaotische Vermengung von mehr oder weniger deformierten Ophiolithfragmenten ganz verschiedener Dimension und Herkunft, Eklogite, Gabbros, etc., mit schlecht oder gar nicht geschichteten z. T. klastischen Sedimenten, in welchen sedimentäre Brekzien und quarzreiche Gesteine – unter anderem auch Piemontit- und Spessartin-führende Metaradiolarite – eine grosse Rolle spielen. Nach G. ELTER bildeten diese Quarzite das Dach der Ophiolithe und zugleich die oberjurassisch bis kretazische Basis der Schistes lustrés der Zone von Zermatt-Saas s.l.

DIE SCHISTES LUSTRÉS (Bündnerschiefer)

Die oben erwähnte Hypothese von G. ELTER wird u. a. gestützt durch eine lithostratigraphische Analogie mit dem ligurischen Apennin, wo die Ophiolithe von Radiolariten (Malm), dann von Calpionellenkalk (untere Kreide) überdeckt werden, worauf eine tonig-mergelig- bis kalkige Serie folgt (Palombini und Scisti di Lavagna, s. DECANDIA, V. und ELTER, P., 1969). Demnach wäre die Hauptmasse der Ophiolithe prä-oberjurassisch. Damit stimmen die an Gabbros der Toscana (BIGAZZI, G., FERRA, G. and INNOCENTI, F., 1972) und der Préalpes (BERTRAND, 1971) gewonnenen radiometrischen Daten überein.

Sedimentserien, die den ligurischen lithologisch entsprechen, sind auch in den Westalpen gefunden worden, so am Mont Genève (Formation de la Replatte, LEMOINE, 1971) und in der Ubaye (LEMOINE, STEEN und VUAGNAT, 1971, und STEEN, 1973) in Korsika (AMAUDRIC DU CHAFFANT, S. et al., 1972), auf Elba und in Calabrien. Es scheint, dass die Hauptmasse der Ophiolithe im ganzen Mittelmeerraum von einer abyssischen (oberjurassisch- bis unterkretazischen) Formation überdeckt wurde. Dasselbe ist nun nach G. ELTER auch für die Ophiolithe im Dach des Gran Paradiso und für die analogen des Monte Rosa (Zone von Zermatt-Saas) gültig (BEARTH, 1973).

Die auf der Radiolarit-führenden Serie abgelagerten unter- bis oberkretazischen Schistes lustrés führen konkordante Lagen von ophiolithischem Material, das mit sedimentärem vermischt ist, wahrscheinlich Tuffite, die heute als Prasinite oder Ovardite vorliegen. Eklogite und Glaukophanite fehlen hier.

DIE COMBINZONE S. L.

In dieser Zone sind, wie schon erwähnt, zwei verschiedene Bündnerschiefer-serien zu unterscheiden (G. ELTER, 1971, G. V. DAL PIAZ, 1974). Die untere, ophiolithfreie Serie ist das Analogon der Serie du Gondran (LEMOINE 1971). Sie umfasst Lias und Dogger, ist z. T. fossilführend (Val Grana, FRANCHI, S. (1898), MICHARD, E. (1967)) und bildet mit Rhät und Trias eine stratigraphisch kontinuierliche Folge. Sie ist nicht nur auf den Rahmen des Dora Maira-Massivs beschränkt; G. ELTER hat Reste dieser autochthonen Bedeckung der internen Massive auch auf dem Kristallin des Gran Paradiso nachgewiesen. Die ophiolithführende Serie beginnt mit Radiolariten, worauf Kalke, Tone und Mergel folgen (Oberer Jura bis obere (?) Kreide). Die darin eingelagerten Grüngesteine sind hauptsächlich Prasinite oder Amphibolite, Gabbros und Serpentine, z. T. stark laminierte, linsenartige Körper, die entweder als sedimentäre Einschaltungen, als tektonische Einschuppungen oder als Olisthostrome gedeutet werden (DAL PIAZ, 1974).

Charakteristisch für die Combinzone ist das Überwiegen der Sedimente, das diskontinuierliche Auftreten der Ophiolithe, die grosse Seltenheit von vulkanischen Relikten (Pillowlaven) und das Fehlen von Eklogiten.

DIE METAMORPHOSE

Alle bisherigen Arbeiten zeigen, dass im ganzen Westalpenbogen, von Zermatt bis Ligurien, die alpine Metamorphose eine Steigerung erfährt, wenn man von Westen (extern) nach Osten (intern) geht. Diese Metamorphose ist aber mehrphasig oder plurifaziell (de Roever). Sie beginnt überall mit der Bildung von Hochdruckparagenesen und endet mit solchen der Grünschiefer-

oder Amphibolitfazies (Lepontin). Im internen Bogen habe ich zwei paragenetisch klar unterscheidbare Phasen ausgeschieden, die durch Übergänge miteinander verbunden sind, nämlich eine erste, *éocalpine* (DAL PIAZ et al. 1972, 80–100 M. J.), und eine jüngere, prasinitische Fazies. Sie bezeichnen Anfang und Ende der metamorphen Entwicklung. Da die prasinitische (oder amphibolitische) Endphase mit der Kulmination der Metamorphose im Lepontin zeitlich zusammenfällt, so habe ich sie *lepontinische Phase* genannt (1962). Produkte derselben werden von Lamprophyren der Intrusion von Biella durchsetzt. Diese alttertiäre Phase (38 M. J.) ist neuerdings von FREY und HUNZIKER (1973) auch in den Glarneralpen nachgewiesen worden. Eine verfeinerte Analyse wird wahrscheinlich später erlauben, analog wie im westlichen Teil der piemontesischen Zone (STEEN, 1972, TRICART, 1973) weitere Phasen zu unterscheiden.

Es sei noch bemerkt, dass die vorläufig noch sehr problematischen Anzeichen einer «ozeanischen Metamorphose» im folgenden nicht berücksichtigt wurden.

GESTEINE UND MINERALIEN DER EOALPINEN PHASE

Zur Charakterisierung der Phasen beschränke ich mich auf die basischen Gesteine. Typisch für die Paragenesen der éocalpinen Phase sind vor allem Eklogite ($\pm$ Glaukophan) und granatführende Glaukophanite. Ausser Omphazit (25–50% Jd.), Granat (Alm 60, Pyrop 13–21%) und Mg-Glaukophan enthalten diese Gesteine Zoisit und Epidot, Hellglimmer (Muskowit, Phengit und vor allem Paragonit), Chloritoid und Talk. Zoisit-Pseudomorphosen nach Lawsonit (FRY and FYFE, 1971) sind verbreitet, vermutlich auch Glimmer-Pseudomorphosen nach Disthen. Im Gabbro des Allalin besteht der Saussurit aus Disthen, Zoisit und Quarz ($\pm$ Jadeit?, BEARTH, 1970), Augit ist in Omphazit umgewandelt und Olivin durch Granat-umsäumte Pseudomorphosen von Talk und Disthen ersetzt (CHINNER und DIXON, 1973). An Stelle von und neben Glaukophan findet man ferner eine farblose, natronreiche Hornblende.

Die mineralogische Zusammensetzung variiert im selben Gestein sehr stark, vor allem bei metamorphen spilitischen Laven. Reine Eklogite sind relativ selten, und eine Vermischung von wasserfreien mit wasserhaltigen Mineralien ist die Regel. Simultane Kristallisation von Hellglimmer, Glaukophan, Zoisit, Chloritoid und Talk mit wasserfreien Silikaten (Omphazit, Granat, Disthen) ist im Allalingabbro nachweisbar, wo alle diese Mineralien, einzeln oder vergesellschaftet, auch in Adern auftreten. In der Regel aber ist die Glaukophanbildung posteklogitisch; Eklogit wird z. T. durch Granatglaukophanit ersetzt. Die éocalpine Hochdruckphase ist folglich mehrstufig. Die mineralbildenden Prozesse können überdies mehrfach von Deformationen begleitet sein. Welchen Zeitraum diese Prozesse umspannen, wissen wir nicht.

Was hier beschrieben wurde, beruht auf Beobachtungen in der Zone von Zermatt-Saas, ist aber nach meinen Erfahrungen repräsentativ für den ganzen innern Bogen der Westalpen mit Einschluss der Ligurischen Alpen. Dieser Bogen umfasst ein Gebiet, in dem sich Blauschiefer- und Eklogitfazies überschneiden. Reine Eklogitfazies ist in den frühesten Paragenesen der Sesia-Zone, wo Eklogite simultan mit jadeitführenden Granitoiden gebildet wurden, klar ausgebildet. Aber auch hier werden die Eklogite zum Teil durch Glaukophanite ersetzt und zwar, im Gegensatz zur Zone von Zermatt-Saas, mit einem deutlich erkennbaren zeitlichen Hiatus (DAL PIAZ et al., 1972).

Werfen wir zum Vergleich noch einen Blick auf die Hochdruckparagenesen der westlichen piemontesischen Zone (s. Artikel VUAGNAT und BERTRAND). Aegerin und Crossit sind hier sehr verbreitet, während sie in der östlichen Zone nur sporadisch auftreten. Im Gabbro der Tête du Pelvas (s. S. 394) geht Augit in Aegerinaugit, dieser in Crossit und Glaukophan über, während im Allaligabbro Omphazit und Glaukophan gebildet werden. Die Paragenese Glaukophan-Lawsonit ist sehr verbreitet, Omphazit, Granat, Chloritoid und Rutil fehlen. Albit tritt assoziiert mit Jadeit und Quarz auf (STEEN, 1972). TRICART (1973) erwähnt aus einem polygenen Konglomerat die Reaktion



Bemerkenswert ist, dass sowohl die Eklogitfazies der östlichen, wie die Blauschieferfazies des westlichen Teils der piemontesischen Zone unter Bedingungen entstanden sind, bei welchen die Assoziation Jadeit + Quarz stabil war.

PARAGENESEN DER LEPONTINISCHEN PHASE

Im ganzen Westalpenbogen zwischen Simplon und Genua, – wie übrigens auch anderwärts z. B. in den Tauern – werden die Hochdruckparagenesen durch solche der Grünschieferfazies, vor allem durch Prasinite abgelöst und verdrängt. Dieser Prozess ist mehrfach beschrieben worden (BEARTH, 1959, 1967, 1973, NICOLAS, 1966 und (für den östlichen Rand der Zentralalpen) von VAN DER PLAS, 1959). In manchen Gebieten haben diese tertiären Paragenesen diejenigen der Hochdruckfazies zum grossen Teil oder sogar ganz zerstört. Mit Assoziationen der Grünschieferfazies haben sich PORADA (1966) und besonders eingehend CHATTERJEE (1968, 1970) befasst.

In der Zone von Zermatt-Saas werden Prasinite oder Ovardite durch Zerfall von Eklogit über ein amphibolitisches Zwischenprodukt (Albit- und Epidot-Amphibolite, $\pm$ Granat) gebildet. Grössere eklogitogene Amphibolitmassen (mit Relikten von Omphazit, Granat, Glaukophan und Diablastik) finden sich nicht nur in der Zone von Zermatt-Saas, sondern auch an der Basis der Grivola (Val Savaranche, Cogne, DAL PIAZ, 1928) und zwar in tektonisch ana-

loger Stellung. Das verwirrende Neben- und Durcheinander von Eklogiten, Glaukophaniten, Amphiboliten und Prasiniten ist für diese Zonen charakteristisch.

Besondere Probleme stellen aber jene Prasinitkörper, die gänzlich frei sind von Relikten einer Hochdruckparagenese. Oft lässt sich zeigen, dass es sich um Grenzfälle völliger Prasinitisierung von Hochdruckparagenesen handelt. In andern Fällen ist das nicht möglich. Das betrifft z. B. die sehr wahrscheinlich sedimentogenen Prasinite, die den granat- und chloritoidführenden Bündnerschiefern im Dach der Ophiolithe von Zermatt-Saas (45) konkordant eingelagert sind (BEARTH, 1973). Die Bündnerschiefer betrachte ich, wie schon erwähnt, als Teil der normalen (parautochthonen?) Sedimentbedeckung dieser Zone. Es ist nicht wahrscheinlich, dass sie und die eingelagerten Prasinite eine von den zugehörigen Ophiolithen verschiedene Geschichte hatten. Beide müssen folglich denselben P/T-Bedingungen unterworfen worden sein. Das Fehlen jeder Spur von Hochdruckmineralien in diesen Prasiniten führe ich in diesem Fall auf das überreiche Angebot von Wasser aus den begleitenden Sedimenten und auf einen vermutlich hohen NaCl-Gehalt dieser Lösungen zurück. Diese Prasinite wären danach das Äquivalent der Eklogite und simultan mit diesen unter denselben P/T-Bedingungen gebildet. Das Paar Prasinit-Eklogit wäre demnach das Pendant zum bekannten Paar Amphibolit-Eklogit. Diese Hypothese bedarf allerdings noch einer experimentellen Bestätigung.

Ein zweites Beispiel liefern die Ophiolithe der Combin-Zone, in denen nie Eklogite und nur selten auch Glaukophangesteine gefunden worden sind. Die Erwartung, sie auch hier zu finden, beruhte auf der irrigen Annahme, dass im gegenwärtigen Deckenbau benachbarte Komplexe auch während der Metamorphose schon benachbart waren. Wie DAL PIAZ et al. 1972 am Beispiel der «seconda zona dioritica-kinzigitica» gezeigt haben, erfolgten aber zwischen der éoalpinen und der lepontinischen Phase beträchtliche Translationen. Von zwei heute miteinander in Kontakt stehenden tektonischen Einheiten kann demnach die eine eine Hochdruckmetamorphose erfahren haben, bei der benachbarten braucht das aber nicht der Fall zu sein. Dies erklärt den Gegensatz in der Metamorphose der Ophiolithe von Zermatt-Saas und derjenigen der Combin-Zone resp. der Zermatter Schuppenzonen in sehr viel befriedigenderer Weise als meine frühere Interpretation.

ZUR FRAGE DER ERHALTUNG VON RELIKTEN

Die Bestimmung des Ausgangsmaterials und die Unterscheidung von mehreren Phasen der Metamorphose wäre nicht möglich gewesen, wenn nicht zahlreiche Relikte erhalten geblieben wären. In den meisten Fällen handelt es sich um Relikte der éoalpinen Hochdruckphase, die z. T. auch noch die magmatische

Struktur erhalten haben. In ganz vereinzeltten Gesteinen ist auch noch der magmatische Mineralbestand erhalten. Diese verschiedenen Relikte können an ein und demselben Gestein auftreten. Das schönste mir bekannte Beispiel ist der Allalingabbro im Saastal.

Teile dieses Gesteines enthalten noch Olivin, Augit und Labrador. Bei anderen sind diese durch Paragenesen der Eklogit-Glaukophanschieferfazies ersetzt, und zwar ohne sichtbare Änderung der Struktur.

Weshalb ist es nun nur in einem Teil des Gesteines zu den erwähnten Umsetzungen gekommen, in anderen Teilen nicht? Unterschiede in Druck und Temperatur können wohl keine Rolle gespielt haben.

Im Falle des Allalingabbros lässt sich zeigen, dass die erwähnten Umsetzungen der Hochdruckphase an die Existenz von Kapillar- und anderen Rissen, also an eine Deformation besonderer Art, gebunden sind. Die Rekristallisation erfolgte nur dort, wo ein Netz von solchen Rissen vorhanden war. In dieses drang Wasser ein, wie die Bildung von wasserhaltigen Mineralien (Zoisit, Glaukophan, Chloritoid, Talk) in und in der Umgebung der Risse zeigt.

Nun ist ja der beschleunigende Einfluss von Wasser, sogar nur in Spuren, auf die Reaktionsgeschwindigkeit in festen Körpern wohlbekannt. Im trockenen Gabbro war die Diffusionsgeschwindigkeit zu gering, um in der zur Verfügung stehenden Zeit merkliche Umsetzungen erzielen zu können; erst durch die katalytische Wirkung des eindringenden Wassers wurde sie erreicht.

Abgesehen vom mechanisch und chemisch sehr resistenten Augit, der auch in stark deformierten Gesteinen oft noch gefunden werden kann, sind Relikte von Olivin und Plagioklas äusserst selten und nur in grobkörnigem Gabbro (Allalin, Rocciavré) zu finden. Es sind vor allem grobkörnige Gesteine (Gabbros, Pyroxenite), deren ursprüngliche Struktur noch erhalten ist.

Die am Allalingabbro gemachten Beobachtungen lassen auch den Rückschluss zu, dass er bei niedriger Temperatur umkristallisierte, vielleicht einige hundert (200–400) kaum aber 700° C, wie CHINNER und DIXON aus der Assoziation von Talk-Disthen und Chlorit geschlossen haben. Wie neues, noch unpubliziertes Material zeigt, existieren im Allalingabbro derart viele verschiedene Paragenesen, dass es höchst fraglich ist, ob man aus einer einzigen, noch dazu sehr seltenen, Rückschlüsse auf die Bildungsbedingungen des ganzen Gesteines ziehen kann, ganz abgesehen von der Frage, ob diese Assoziation wirklich einem Gleichgewicht entspricht.

Hingegen muss der Druck, der auf dem Gestein lastete, hoch gewesen sein (um 8 kb oder mehr). Er muss überdies demjenigen der fluiden Phase entsprochen haben, da das Kapillar- und Adernetz von denselben Hochdruckphasen und Paragenesen erfüllt wird, die auch im Gestein selbst auftreten (Granat, Omphazit, Glaukophan, Chloritoid und Talk). Diese Paragenesen könnten übrigens kaum erhalten geblieben sein, wenn der Transport in höhere Teile der Kruste nicht in relativ kurzer Zeit erfolgt wäre.

Alle in der innern Zone der Westalpen erhaltenen Strukturrelikte zeigen, soweit ich sie kenne, durchgehend Hochdruckparagenesen. Man wird diese kaum als Produkte einer Versenkungsmetamorphose im Sinne von Coombs bezeichnen können, auch der Terminus «statische Metamorphose» ist nach dem Gesagten nicht befriedigend.

Im schwach metamorphen westlichen Teil der piemontesischen Zone sind Relikte basischer, vor allem vulkanischer Gesteine sehr verbreitet (LOUBAT, H., 1968, PUSTASZERI, L., 1969, STEEN, D., 1972, TRICART, P., 1973). Auch die bei Acceglio anstehenden Pillows zeigen trotz der Metamorphose noch alle Einzelheiten der vulkanischen Struktur. Ein bisher nicht erwähntes, sehr schönes Beispiel ist der Peridotit-Gabbro-Komplex der Tête du Pelvas (it. Palavas) auf der Wasserscheide des Val Pellice und des Queyras (W Villanova) (55). Die Basis dieser Ophiolithmasse besteht aus schwach metamorphem, ursprünglich plagioklasführendem kumulitischem Peridotit mit z. T. idiomorphen Pseudomorphosen von Chrysotil und Tremolit nach Olivin. Idiomorpher Chromit ist z. T. in den chloritgefüllten Zwickeln konzentriert oder durchzieht das Gestein in dünnen Lagen. Von dem S. 391 schon erwähnten Gabbro, der noch Reste magmatischer Bänderung zeigt, trennt den Peridotit eine schmale Zone von Epidot-Chlorit-Aktinolith-Chloritschiefer und carbonatreichen Gesteinen (Ophicalcite?) etc. mit Boudins von Peridotit und Gabbro, vermutlich Teil einer laminierten Übergangszone Peridotit-Gabbro.

Typische Kumulate von Magnetit in einer chloritisierten Matrix zeigte mir G. ELTER 1973 in Blöcken der bekannten Magnetitmine von Cogne.

Die besterhaltenen Fragmente der *ozeanischen Mantelgesteine* in den ganzen Alpen repräsentieren aber die basischen und ultrabasischen Gesteine der sog. Zone des Mt. Collon in der Dent-Blanche-Decke, wenigstens wenn die Auffassung von E. ARGAND (1934) stimmt, wonach es sich hier um Ophiolithe handelt. Die Gesteine führen Olivin, Ortho- und Klinopyroxen, Plagioklas, braune Hornblende und Phlogopit. Sie sind von BRUN (1894, 1898) und eingehender von BARTHOLMÈS, F. (1920) und von A. H. STUTZ (1940) beschrieben worden. Proben dieser Gesteine finden sich in jeder Minodsammlung (siehe DAL PIAZ, 1974).

In den Westalpen sind übrigens nicht nur in den Ophiolithen Relikte präalpiner Strukturen und Mineralbestände erhalten geblieben, sondern vor allem auch in den polymetamorphen Teilen des Sockels, z. B. in der Monte-Rosa-Decke (BEARTH, 1952, DAL PIAZ, 1964, 1971), im Gran Paradiso – (CALLEGARI, E. et al., 1969) und im Dora Maira-Massiv (VIALON, 1966). In der Sesia-Zone ist der Granodiorit des Mucrone mit seinem Hornfelskontakt, seinen Apliten u.s.f. strukturell völlig konserviert geblieben, obwohl Plagioklas in Jadeit und Quarz, basische Schollen in Eklogit umgewandelt sind (DAL PIAZ et al., 1972, 1973, COMPAGNONI et al., 1973).

ZUR ZONEOGRAPHIE IN DEN WESTALPEN

1962 habe ich für die basischen Gesteine der Westalpen eine Verteilungskarte von Glaukophan, Lawsonit, Pumpellyit, Chloritoid, Granat (Eklogit) und Disthen gezeichnet. Seither sind für einzelne Abschnitte solche von KIENAST und VELDE (1970), BOCQUET (1971), DAL PIAZ (1972) und SALIOT (1973) veröffentlicht worden.

In der Arbeit von 1962 habe ich die durch die Tektonik bedingten Komplikationen ebensowenig berücksichtigen können wie diejenigen, die aus der Überlagerung mehrerer Phasen der Metamorphose hervorgehen müssen. Denn, wenn mehrere verschiedene Phasen der Metamorphose aufeinanderfolgen und zudem noch mehrere tektonische Vorgänge damit interferieren, sollte man wesentlich kompliziertere Mineralverteilungskarten erwarten, als dies in allen bisherigen Darstellungen zum Ausdruck gelangt. Man müsste dann nicht nur für jede Gesteinsart, sondern für jede minerogenetische Phase eine besondere Verteilungskarte zeichnen. Das aber erscheint a priori illusorisch, da die tektonischen Verhältnisse zu Beginn der Metamorphose verschieden gewesen sein müssen von denjenigen der späteren Phasen. Es müssten dann fossile, zerstückelte und intakte jüngere Isograden erwartet werden, die sich gegenseitig durchkreuzen.

Von einem solchen verwirrenden Durcheinander ist in den bisherigen Verteilungs- oder Isogradenkarten nichts zu sehen (ausgenommen bei J. BOQUET, 1971, wo aber die Mineralzonen ohne Rücksicht auf den verschiedenen Chemismus der Gesteine dargestellt sind). Das mag verschiedene Gründe haben. Es ist möglich, dass ursprünglich parallel laufende Isograden auch nach dem Deckentransport parallel geblieben sind, oder dass alte Isograden durch diesen mit jüngeren in eine parallele Lage gebracht worden sind. Die Beobachtung von Saliot, wonach die Albit-Chlorit-Lawsonitisograde mit der Glaukophan-Lawsonitisograde parallel verläuft, aber zugleich mit der Front der Schistes lustrés, also mit einer tektonischen Linie, zusammenfällt, kann vielleicht im Sinne der zweiten Möglichkeit gedeutet werden, ebenso der N-S-Verlauf der Eklogitzone.

Es ist nun aber auffallend, dass alle bisherigen Verteilungskarten nur Hochdruckminerale oder Paragenesen berücksichtigen, also einen wahrscheinlich älteren Zustand festhalten. Bisher gibt es keine Darstellung der Verteilung spätmetamorpher Bildungen. Ferner spiegeln die vorliegenden Karten die Verhältnisse in einem tektonisch relativ ruhigen Abschnitt der Westalpen wider. Das eigentliche Deckengebiet mit seinen weiträumigen, jungen Verfrachtungen und seiner komplizierten Tektonik wird ausgeklammert. Erst im Lepontin, wo eine kräftige Kristallisation die mit der Deckenbildung verknüpften Deformationen überholt hat, werden die Verhältnisse wieder übersichtlicher (NIGGLI, 1970, WENK, 1962, TROMMSDORFF, 1966). Jedenfalls bedarf

das, was bisher auf den Verteilungs- und Isogradenkarten der Westalpen zur Darstellung gelangte, noch einer Interpretation. Die Dinge sind komplizierter als sie scheinen.

Die zukünftige Forschung wird sich noch mit einem anderen Problem auseinandersetzen müssen. Verschiedene petrographische Arbeiten haben jüngst gezeigt, dass sowohl Mineralien der éoalpiner wie auch solche der lepontinischen Phase in mehreren Generationen auftreten. Das ist von SALIOT (1973) für Pumpellyit und von CARON (1973, Grenoble) für Lawsonit gezeigt worden (s. auch TRICART, 1973). Für die Region von Zermatt ist die Existenz mehrerer Generationen von Omphazit, Granat, Glaukophan, Hellglimmer u. a. nachgewiesen worden (BEARTH, 1963, 1973). J. C. HUNZIKER (mündl. Mitt.) hat hier aus unmittelbar benachbarten Fundpunkten 3 Generationen Glaukophan von 80, 40 und 20 M. J.³⁾ isoliert.

Scheinbar identische Mineralien und Paragenesen (?) können somit weit auseinanderliegenden Perioden der Metamorphose angehören. Zudem kann, wenn die obigen radiometrischen Daten stimmen, der leicht (metastabil?) umkristallisierende Glaukophan kaum mehr ohne Einschränkung als Hochdruckmineral gelten.

Was aufgrund rein petrographischer Methoden genetisch zusammengehörig erscheint, bedarf demnach dringend einer radiometrischen Kontrolle. FREY et al. (1973) haben am viel einfacheren Beispiel der Glarneralpen demonstriert, was durch eine Kombination von stratigraphischen mit petrographischen und radiometrischen Methoden erreicht werden kann.

Einen grossen Teil der Vorstellungen, die der vorliegenden Übersicht zugrunde liegen, verdanke ich Publikationen und Exkursionen von G. Elter und G. V. Dal Piaz (Turin), P. Elter (Pisa), M. Galli, A. Bezzi und G. B. Piccardo (Genova), M. Lemoine (Paris), Mme. Bocquet und P. Vialon (Grenoble) und H. P. Laubscher (Basel). Vor allem danke ich G. V. Dal Piaz (Turin) und J. C. Hunziker (Bern), die mir beide in freundschaftlicher Weise noch unveröffentlichte Arbeiten zur Benützung überliessen und in Diskussionen manche Frage klären halfen. Natürlich gehen etwaige Irrtümer und falsche Interpretationen ganz zu meinen Lasten.

LITERATURVERZEICHNIS

(Es wurden nur Arbeiten zitiert, die im Verzeichnis S. 309 fehlen.)

AMAUDRIC DU CHAFFAUT, S., CARON, J.-M., DELCEY, R. et LEMOINE, M. (1972): Données nouvelles sur la stratigraphie des schistes lustrés de Corse: La série de l'Inzecca. Comparaisons avec les Alpes Occidentales et l'Appennin Ligure. C. R. Sc. Acad. Paris, t. 275, p. 2611–2614.

³⁾ Die Bedeutung dieser Miocänen Kristallisation von Glaukophan (und Hellglimmer!) ist noch nicht bekannt. Sie scheint aber in den ganzen Westalpen vertreten zu sein (HUNZIKER, J., 1973, mündliche Mitteilung).

- BEARTH, P. (1963): Chloritoid und Paragonit aus der Ophiolith-Zone von Zermatt-Saas Fee. S.M.P.M. 43, S. 269–286.
- (1970): Zur Eklogitbildung in den Westalpen. Fortsch. Miner. 47, S. 27–33.
- BIGAZZI, G., FERRARA, G. and INNOCENTI, F. (1972): Fission Track Ages of Gabbros from Northern Appennines Ophiolites. E.P.S.L. 14, 242–244.
- CHINNER, G. A. and DIXON, J. E. (1973): Some High-pressure Parageneses of the Allalin Gabbro, Valais, Switzerland. J. Petrology, vol. 14, no. 2, p. 185–202.
- COMPAGNONI, R. and MAFFEO, B. (1973): Jadeite-Bearing Metagranites l.s. and Related Rocks in the Mount Mucrone Area (Sesia-Lanzo Zone, Western Italian Alps). Schweiz. Min. Petr. Mitt. 53, 355–378.
- DAL PIAZ, G. V. (1964): Il cristallino antico del versante meridionale del Monte Rosa: paraderivati a prevalente metamorfismo alpino. Rend. Soc. Min. It. 20, 101–135.
- (1969): Filoni rodingitici e zone di reazione a bassa temperatura al contatto tettonico tra serpentine e rocce incassanti nelle Alpi occidentali italiane. Rend. Sc. It. Min. e Petr. 25, 263–315.
- (1971a): Nuovi ritrovamenti di cianite alpina nel cristallino antico del M. Rosa. Rend. S.I.M.P., 27, 437–477.
- (1974): Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apennin. Boll. Soc. Geol. It. 1974.
- DECANDIA, F. A. und ELTER, P. (1969): Riflessioni sul problema delle ofioliti nell'Appennino italiano. Mem. Soc. Toscana Sc. Nat., 76 (1).
- FREY, M., HUNZIKER, J. C., ROGGWILLER, P., SCHINDLER, C. (1973): Progressive niedrig-gradige Metamorphose glaukonitführender Horizonte in den helvetischen Alpen der Ostschweiz. Contr. Mineral. and Petrol. 39, 185–218.
- JÄGER, E., NIGGLI, E. und WENK, E. (1967): Rb-Sr-Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F., 134.
- JÄGER, E. (1973): Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. Ecl. Geol. Helv. 66, 11–22.
- KIENAST, J.-R. et VELDE, B. (1970): Le métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 271, 637–640.
- LEMOINE, M. (1971): Données nouvelles sur la série du Gondran: Réflexions sur les problèmes stratigraphique et paléogéographique de la zone piémontaise. Trav. Lab. Géol. Grenoble, 47, 181–201.
- MICHARD, A. (1967): Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes cottiennes, Editions C.N.R.S.
- NIGGLI, E. (1970): Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung. Fortschr. Miner. 47, 16–26.
- SALOT, P. (1973): Les principales zones de métamorphisme dans les Alpes françaises. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 276, 3081–3084.
- TRICART, P. (1973): Les schistes lustrés du Haut-Cristillan. Thèse Univ. Strasbourg.
- TROMMSDORFF, V. (1966): Progressive Metamorphose kieseliger Karbonat-Gesteine zwischen Bernina und Simplon. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 46, 431–460.
- WENK, E. (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Calcit-Plagioklas. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 42, 139–152.
- WENK, E. und KELLER, F. (1969): Isograde in Amphibolithserien der Zentralalpen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 49, 157–198.

Manuskript eingegangen am 29. Januar 1974.