

Zur mineralfaziellen Stellung der Glaukophangesteine der Westalpen

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

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **46 (1966)**

Heft 1

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-36115>

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 mineralfaziellen Stellung der Glaukophangesteine der Westalpen

Von *Peter Bearth* (Basel)

Zusammenfassung

In den Westalpen können zwei mineralparagenetisch verschiedene Glaukophanschieferzonen unterschieden werden. Die eine entspricht der Glaukophan-Lawsonitfazies von WINKLER (= Blauschieferfazies von ERNST). Sie ist vor allem im externen Randgebiet der penninischen Zone verbreitet. In derselben Zone finden sich — ähnlich wie in Kalifornien — Jadeit- und Quarz-führende Meta-grauwacken und Arkosen.

Diese Glaukophangesteine gehen regional in Prasinite (Grünschiefer) über, wahrscheinlich im Zusammenhang mit einem Temperaturanstieg.

Die zweite Gruppe von Glaukophangesteinen ist im zentralen Teil der penninischen Zone verbreitet (Gran Paradiso-Monte Rosa). Hier sind die Glaukophan-führenden Paragenesen — analog wie in Venezuela und Kalifornien — durch Umbildung von Eklogiten entstanden und gehen ihrerseits in Granatamphibolite und Prasinite über. Die allgemeine Verbreitung dieser Umwandlung betrachten wir als Argument für den metastabilen Charakter der eklogitischen und der Glaukophan-führenden Paragenesen.

Ein Hauptproblem der Metamorphose in dieser Zone bildet das Nebeneinander von Eklogiten, Glaukophanschiefern und von eklogitogenen und nicht-eklogitogenen Prasiniten. Aus tektonischen Gründen schliessen wir, dass für die Bildung der Eklogite und der zuletzt genannten Prasinite nicht Unterschiede der P/T-Bedingungen, sondern lokale Differenzen im P_{H_2O} bestimmend waren.

Abstract

In the Western Alps two groups of glaucophane schists of different paragenesis can be distinguished. The first group corresponds with the glaucophane-lawsonite facies of H. G. F. WINKLER (= blueschist facies of W. G. ERNST) and chiefly occurs in the external border of the Penninic zone. Similarly as in California, one finds jadeite- and quartz-bearing meta-greywackes and arkoses there.

These glaucophane-bearing rocks change regionally into prasinites (green-schists) which is probably due to a rise in temperature.

The second group of glaucophane-bearing rocks occurs in the central part of the Penninic zone (Gran Paradiso–Monte Rosa). Analogous to those in Venezuela and California, the glaucophane-bearing parageneses developed here from eclogites and have turned into garnet-amphibolites and prasinites. In the general distribution of this transformation we see an argument for the metastable character of the eclogitic and of the glaucophane-bearing parageneses.

The co-existence of eclogites and glaucophane schists with prasinites of eclogitic and non-eclogitic genesis is a main-problem of the metamorphism in this zone. For tectonic reasons, we conclude that it was not the different P/T-conditions but local differences of the P_{H_2O} which acted as a decisive factor.

Résumé

Dans les Alpes occidentales on peut distinguer deux zones à schistes à glaucophane dont l'une qui se trouve surtout dans le bord externe de la zone pennique est conforme au faciès à glaucophane-lawsonite de H. G. F. WINKLER (= blueschist faciès de W. G. ERNST). Comme en Californie, des métagrauwackes se trouvent dans la même zone avec des arkoses contenant du jadéite et du quartz.

Ces roches à glaucophane se changent en prasinites et cette transformation régionale est probablement en rapport avec une montée de la température.

Le deuxième groupe de roches à glaucophane se trouve dans la partie centrale de la zone pennique (Gran Paradiso–Monte Rosa). Ici, les paragenèses à glaucophane sont le résultat d'une transformation de l'éclogite, comme le sont celles au Venezuela et en Californie, et elles se changent en amphibolite à grenat et en prasinites. La distribution générale est un argument en faveur du caractère métastable des paragenèses à éclogite et à glaucophane.

L'existence des éclogites et schistes à glaucophane à côté des prasinites d'origine éclogitique et non-éclogitique fait un problème des plus importants de la métamorphose dans cette zone. Pour des raisons tectoniques nous pensons que ce n'est pas les différences des conditions P/T, mais les différences locales dans le P_{H_2O} qui ont joué le rôle décisif dans la formation des éclogites et prasinites.

In letzter Zeit sind verschiedene Arbeiten erschienen, die sich mit der Bildung von Eklogiten oder Glaukophangesteinen und ihrer mineral-faziellen Stellung befassen. Dabei wurden mehrfach auch die zentral-alpinen Verhältnisse gestreift. Es ist nun offensichtlich, dass manche der diesbezüglichen Bemerkungen auf Missverständnissen beruhen. Das ist weiter nicht erstaunlich, wenn man die noch sehr fragmentarischen Kenntnisse und vor allem die äusserst lückenhafte Dokumentation gerade dieser alpidischen Paragenesen berücksichtigt. Die Handhabung der Begriffe „Eklogit-“ und „Glaukophanschieferfazies“ in der Literatur ist ihrerseits schuld an gewissen Unklarheiten.

Was den Begriff der Glaukophanschieferfazies anbelangt, so ist nun durch die Arbeiten von MIYASHIRO und SEKI, von ERNST, COLEMAN,

LEE und von WINKLER eine gewisse Klärung eingetreten. In der Eklogitfrage haben vor allem die Arbeiten von SMULIKOWSKI neue Erkenntnisse gebracht. In beiden Fällen hat sich gezeigt, dass weder eine Eklogit- noch eine Glaukophanschieferfazies im Sinne ESKOLAS existiert.

Ich hoffe nun, durch die folgenden Zeilen einige der oben angedeuteten Missverständnisse beseitigen zu können.

Die alpidische Metamorphose der Zentralzone der Alpen umfasst bekanntlich den Bereich der sog. Grünschiefer- und der Amphibolitfazies. Die Trennungslinie liegt dort, wo Albit- durch Plagioklas-führende basische Paragenesen abgelöst werden. Ich habe vor Jahren versucht, diese Linie, soweit sie durch mein Arbeitsgebiet geht, zu ziehen (BEARTH, 1958. Siehe auch die Arbeit von E. WENK, 1962). Es dürfte wohl jedermann klar sein, dass es sich nicht um eine scharfe Grenze handelt. So ist in dieser Übergangszone invers zonarer Plagioklas mit Albitkern sehr verbreitet, Tonerde-führende Hornblende tritt auf, Sprossung von Olivin ist zu beobachten u. a. m.

Die in der Albitzone durchgehende und vorherrschende Paragenese basischer Gesteine von basaltischer Zusammensetzung — und nur von diesen ist hier die Rede — sind die Prasinite, also die für die Grünschieferfazies typische Assoziation von Albit, Zoisit oder Epidot, Aktinolith und Chlorit.

Mit ihnen assoziiert sind Glaukophangesteine und Eklogite.

Ein wesentlicher und auch in neueren Publikationen vielfach übersehener Punkt ist nun der, dass in den Alpen zwei *paragenetisch völlig verschiedene Glaukophanschiefer- und Eklogitzonen* existieren, die — soweit wir das heute schon übersehen können — nichts miteinander zu tun haben.

Das folgende Schema zeigt ihre Zuordnung zu den Prasiniten und Amphiboliten, resp. zur Albit- und zur Plagioklaszone.

Albit		Plagioklas
Prasinite		Amphibolite
Glaukophan- schiefer I	Glaukophan- schiefer II	
	Eklogite I	Eklogite II

Danach existieren in der Albitzone zwei mineral- und gesteinsparagenetisch verschiedene Glaukophanschieferzonen. Die zweite (II) ist genetisch an Eklogite I gebunden. Die Eklogite II liegen in der Plagioklaszone (lepontinische Region); sie sind mit Amphiboliten, nie aber mit

Glaukophanschiefern assoziiert. Die Granate der Eklogite II sind pyrop-reicher als diejenigen von I; im übrigen sind die Unterschiede der beiden Gruppen noch wenig bekannt.

Im folgenden soll nun die Rede von den Glaukophan-führenden Paragenesen I und II sein. Sie unterscheiden sich durch ihre Mineralbestände und ihre geographische Verbreitung. Ein ungefähres Bild davon findet man in meiner Arbeit von 1962.

Glaukophanschiefer I. Sie sind auf den externen Rand der penninischen Zone konzentriert. Neben Glaukophan führen sie Lawsonit und Pumpellyit, Zoisit und (oder) Epidot, Aktinolith und Chlorit, selten auch Natronpyroxen und Stilpnomelan. Es handelt sich um Mineralbestände, die der von SEKI definierten Glaukophanschieferfazies entsprechen. Eine Zonierung, wie sie SEKI für die Kanton Mountains möglich war, ist allerdings in den Westalpen nicht durchführbar, nicht nur, weil uns die nötigen Daten fehlen, sondern weil die verschiedensten Paragenesen untrennbar miteinander vermengt sind und im selben Gestein auftreten können.

Die Glaukophanschiefer I entsprechen nach heutiger Ansicht einer Niedertemperatur-Hochdruckfazies. In Kalifornien findet sich in den mit ihnen assoziierten Metagrauwacken Jadeit und Quarz an Stelle von Albit. Dasselbe gilt für analoge Metasedimente der Westalpen, wo Jadeit durch LORENZONI (1963) im Massif d'Ambin, durch LEFÈBRE und MICHARD (1965) in der Zone von Acceglio nachgewiesen werden konnte. Ob — wie in Kalifornien — auch hier Aragonit an Stelle von Calcit gebildet worden ist, entzieht sich meiner Kenntnis.

Da auch ausserhalb der Westalpen neben den oben erwähnten noch andere Glaukophan-führende Paragenesen von regionaler Bedeutung existieren, so muss der ursprüngliche Begriff „Glaukophanschieferfazies“ durch einen neuen ersetzt werden. BAILEY folgend verwendet ERNST (1963) die Bezeichnung „Blauschieferfazies“. Da aber für die in Frage stehenden Gesteine die Paragenese Glaukophan-Lawsonit kritisch ist, so ziehen wir die von WINKLER vorgeschlagene Benennung „Glaukophan-Lawsonitfazies“ vor.

WINKLER gibt für diese Fazies einen Bildungsbereich von 330—430° C an, bei minimalen Drucken von 6—7 kb. Wenn wir einen tektonischen Überdruck von 1—2 kb in Abzug bringen, würde dies eine Überdeckung von mindestens 15 km erfordern.

Ob eine solche Belastung während der Metamorphose für die Westalpen annehmbar ist, kann ich nicht entscheiden. Sicher ist aber, dass die Ursache der Metamorphose nicht in einer geosynklinalen Versenkung

dieser Zone unter einer 20—30 km mächtigen Sedimentschicht gesucht werden darf. Das geht ganz eindeutig aus den Arbeiten der französischen Forscher ELLENBERGER, DEBELMAS und LEMOINE u. a. hervor (siehe vor allem die zusammenfassenden Artikel dieser Autoren in der Denkschrift für P. Fallot, Bd. II). Die Gesteine sind durchgehend mehr oder weniger deformiert, verfaltet und verschiefert. Die Kristallisation ist zur Hauptsache syn- oder postkinematisch (ELLENBERGER 1952). Sie erfolgte *nach* dem Deckenschub und unter der Belastung des ganzen damaligen Deckenstapels, in einer géosynclinale des nappes, um einen Ausdruck von ELLENBERGER zu verwenden. Für die Westalpen ist die Auffassung der Glaukophan-Lawsonitfazies als Produkt einer reinen Versenkungsmetamorphose (WINKLER 1965) nicht haltbar.

Nach Auffassung von SEKI, ERNST, WINKLER u. a. ist diese Fazies als Vorläufer der Grünschieferfazies zu betrachten, die höherer Temperatur, aber niedrigerem Druck entspricht. In den Westalpen sind beide Fazies unlösbar vermischt; entsprechende Paragenesen können am selben Pillow oder Gabbro auftreten. Es ist wahrscheinlich, dass lokale Differenzen im Chemismus, in P_{H_2O} oder P_{CO_2} u. a. dabei eine Rolle spielen. In regionaler Hinsicht könnte eine mit tektonischer (?) Entlastung parallel gehende Temperaturerhöhung die eine Paragenese in die andere übergeführt haben. Die Glaukophan-Lawsonitparagenesen wären dann Relikte in einer nur unvollständig prasinitisierten Umgebung. Manches scheint damit erklärbar zu sein, anderes steht damit in Widerspruch.

Sicher scheint mir aber, dass die Glaukophan-Lawsonitfazies der Westalpen alpeneinwärts in die Prasinitfazies übergeht — *nicht aber in die Glaukophanschiefer II, die ganz anderer Entstehung sind.*

Die *Glaukophangesteine II* führen neben Gastaldit immer Granat, Zoisit und (oder) Epidot, Paragonit und Muscovit, Chloritoid, Rutil, Erz und Apatit. Die Assoziation Chloritoid-Glaukophan dürfte kritisch sein. Häufig sind auch Umwandlungsprodukte von Glaukophan und Granat vorhanden; diablatische Verwachsung von Hornblende und Albit, blaugrüne Hornblende und Aktinolith, fleckenweise auch Neubildungen von Biotit, Chlorit, Albit, Epidot und Titanit. Das sind, wenigstens z. T., Produkte einer retrograden Umbildung, die bis zu rein prasinitischen Assoziationen führen kann. Wesentlich ist nun, dass die Glaukophangesteine II immer an *Eklogite I* gebunden sind und in 99 von 100 Fällen *nachweisbar* durch Umbildung aus ihnen hervorgehen. Diese Glaukophangesteine erscheinen als Zwischenglied in einer Entwicklungsreihe, die von den alpinotypen Eklogiten I über Glaukophanschiefer und Granatamphibolite in Prasinite führt.

In einzelnen Fällen kann man sich fragen, ob die Bildung von Glaukophan nicht simultan mit derjenigen der Eklogite erfolgte. In manchen Eklogiten treten nämlich idiomorphe Glaukophanporphyroblasten auf, oder Körner von Glaukophan stossen an solche von Omphazit, ohne irgendwelche Anzeichen eines Ungleichgewichts. Die Untersuchung eines grossen Materials hat mich überzeugt, dass auch in diesen Fällen der Glaukophan auf Kosten von Omphazit entsteht; fast immer findet man bei genauer Durchmusterung noch Reste vom Omphazit im Glaukophan.

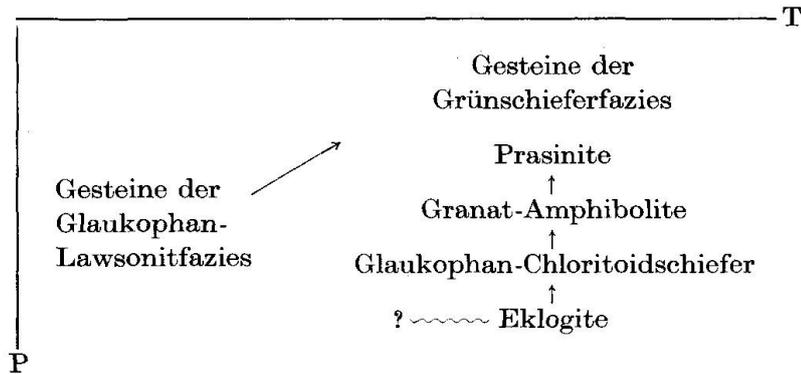
In den weitaus meisten Fällen lässt sich also zeigen, dass die Glaukophangesteine der internen penninischen Zone aus Eklogiten hervorgegangen sind und dass sie selber nur ein (metastabiles?) Zwischenprodukt auf dem Wege der Umbildung zu Prasiniten sind.

Ungleichgewichte sind dabei in dieser Zone die Regel; ein Gesteinskörper (z. B. ein Pillow) eklogitogener Zusammensetzung führt immer auch Glaukophan oder die oben erwähnten Umwandlungsprodukte; sehr häufig sind verschiedene Paragenesen der Reihe Eklogit → Prasinit im selben Handstück, ja sogar im gleichen Dünnschliff vorhanden. Wenn immer wieder behauptet wird, dass Ungleichgewichte bei der Regionalmetamorphose eine Ausnahme bilden, so trifft das jedenfalls für die Ophiolithe der Westalpen nicht zu.

Nun sind derartige Erscheinungen ja nicht auf die Alpen beschränkt; man kennt sie von Venezuela (DENGO, 1950), von Kalifornien (BORG, 1956) und den Betischen Cordilleren (DE ROEVER und NIJHUIS, 1963). Aber sie scheinen doch nirgends so ausgeprägt zu sein und einen solchen Umfang erreicht zu haben wie in den Alpen. Analoge Vorgänge haben übrigens GB. DAL PIAZ und A. BIANCHI aus der Sesiazone beschrieben; hier handelt es sich aber um präpermische Gesteine.

WINKLER ist die Existenz Glaukophan-führender Paragenesen ausserhalb seiner Glaukophan-Lawsonitfazies (Blauschieferfazies) nicht entgangen. Nach seiner Meinung sind diese Gesteine ein Hochdruckäquivalent der Grünschiefer und er spricht deshalb von einer *glaukophanitischen Grünschieferfazies* (WINKLER, 1965). Die Tatsache aber, dass diese Glaukophangesteine der Alpen, ebenso wie diejenigen von Venezuela oder ein Teil der kalifornischen, aus Eklogiten hervorgegangen sind, wird in WINKLERS „Genese der metamorphen Gesteine“ nicht einmal erwähnt. Die alpidischen Eklogite, soweit von ihnen hier die Rede ist, sind ganz bestimmt aus mesozoischen basischen Eruptiva verschiedener Art durch die alpidische Metamorphose entstanden, genau so wie die Glaukophanschiefer und die Prasinite. Es kann keine Rede davon sein, dass es sich um tektonisch eingeschleppte, faziesfremde Elemente handelt, die unter ganz anderen Bedingungen entstanden sind, wie die übrigen Ophiolithe.

Ich glaube, dass sie genetisch in die Grünschieferfazies gehören, ebenso wie die assoziierten Glaukophangesteine, für die WINKLER das ja auch annimmt. Man müsste konsequenterweise [und um mit WINKLER zu reden] neben einer glaukophanitischen auch noch eine eklogitische (oder omphazitische) Grünschieferfazies unterscheiden!



Danach wären in der externen penninischen Zone zuerst Paragenesen der Glaukophan-Lawsonitfazies entstanden und — vielleicht gleichzeitig, aber bei höherer Temperatur (?) und höherem Druck (?) — in der internen Eklogite. Dass zwischen den beiden Zonen vor allem auch zu Beginn der Metamorphose Unterschiede in den physikalischen Bedingungen bestanden haben müssen, wird kaum jemand bezweifeln.

Wie gross und welcher Art diese Differenzen waren, wissen wir nicht, und auch über den Druck- und Temperaturverlauf während der Transformation Eklogit → Prasinit können wir vorläufig nur Vermutungen anstellen. Manche Beobachtungen, z. B. das Weiterwachsen von Granat und das im allgemeinen grössere Korn bei den Glaukophangesteinen sprechen für einen Temperaturanstieg beim Übergang von Eklogit in Glaukophanschiefer. Die weitere Umbildung ist wahrscheinlich an einen Temperaturabfall gebunden. Jedenfalls müssen sich die Änderungen in den physikalisch-chemischen Verhältnissen so rasch abgespielt haben, dass sich ein Gleichgewicht nicht einstellen konnte.

Das Problem wird aber noch durch einen weiteren Umstand kompliziert. Es zeigt sich nämlich, dass nur ein Teil der Prasinite der internen Zone durch Umbildung von Eklogiten entstanden ist.

Die Verhältnisse im Gebiete von Zermatt sind in dieser Hinsicht besonders instruktiv. Hier sind die oben beschriebenen Übergänge von Eklogiten über Glaukophanschiefer und Granatamphiboliten in Prasinite in den Ophiolithen der Zone von Zermatt-Saas Fee besonders gut erkennbar. In der hangenden tektonischen Einheit, der Theodul-Rothornzone,

und in der oberen Zermatter Schuppenzone aber findet man überwiegend Prasinite, ohne eine Spur von eklogitischen Relikten. Analog sind nach den Untersuchungen von G. V. DAL PIAZ (1965) die Verhältnisse auf der Südseite des Monte Rosa.

Wir finden also räumlich benachbart einerseits Prasinite, die aus Eklogiten hervorgegangen sind, andererseits solche, die im metamorphen Zustand *nie* etwas anderes als Prasinite gewesen sind.

Es gibt nun keine Anhaltspunkte, wonach die tektonisch-geologischen (und damit die P/T-) Verhältnisse während der Metamorphose in den oben erwähnten Zonen so wesentlich anders waren, dass sie die verschiedene mineralfazielle Ausbildung erklären könnten. Diese Behauptung soll nun noch etwas näher betrachtet werden.

Die Beziehung Tektonik-Metamorphose ist zweifellos sehr komplex und es wäre sicher verfrüht, sie für unser Gebiet als gelöst zu betrachten. Den folgenden Bemerkungen haftet deshalb noch weitgehend hypothetischer Charakter an. Sie bezwecken auch nichts anderes als eine klare Umschreibung des Problems.

In tektonischer Hinsicht sind vor allem zwei Vorgänge zu berücksichtigen, nämlich

- a) Deckenbildung und Überschiebung,
- b) die darauffolgende Einengung des Gebirgskörpers.

In diese Phase b fallen Verbiegungen der Überschiebungsflächen, Steilstellung gewisser Zonen und Rückfaltung.

a kann in b übergehen und beide müssen im Gestein ihre Spuren hinterlassen haben.

Der Phase b entspricht eine mit der Grossfaltung homologe Kleinfaltung, die von der Hauptkristallisation begleitet war, z. T. auch von ihr überholt wurde. Ob noch Spuren einer älteren Faltung vorhanden sind, wird erst eine detaillierte Strukturanalyse zeigen können.

Parallelität von Mineralelongation und Faltenachsen, Rotation von Granat, teilweise auch von Albit, zeigen den parakristallinen Anteil der Durchbewegung. Auflösung der Kleinfältelung durch Neubildung von Albit, Chlorit und häufig auch von Hellglimmer sind verbreitete Kennzeichen einer postkinematischen Kristallisation.

Soviel wir heute wissen, fällt der Schwerpunkt der Metamorphose in die Einengungsphase b; derjenige der Eklogitbildung *vielleicht* an den Anfang, der der *eklogitogenen* Prasinite an ihr Ende.

Der maximale Belastungsdruck wurde jedenfalls erst nach Abschluss der Überschiebungen erreicht.

Zu Anfang der Phase b aber lagen die heute benachbarten tektonischen Elemente, also z. B. die Ophiolithzone von Zermatt–Saas Fee und die Theodul-Rothornzone, nicht weit voneinander entfernt, d. h. die P/T-Bedingungen, die an einem Ort zur Bildung von Eklogiten, am anderen zur Entstehung nicht-eklogitogener Prasinite führte, können kaum wesentlich verschieden gewesen sein.

Das würde bedeuten, dass für die mineralfaziellen Unterschiede der Ophiolithe der beiden Einheiten nicht P/T-Differenzen allein entscheidend gewesen wären. Es müssen noch andere Faktoren bei der Metamorphose eine ebenso grosse Rolle gespielt haben.

Differenzen im Chemismus dürfen wir ausschliessen; der Variationsbereich der beiden Gesteinsgruppen überdeckt sich. Aber es ist auffallend, dass die rein prasinitische, nicht eklogitogene Fazies an Gesteinszonen gebunden ist, in denen Bündnerschiefer — also ursprünglich wasserreiche Sedimente — dominieren, während in der Zone von Zermatt–Saas Fee die Ophiolithe, d. h. wasserarme Gesteine, weitaus überwiegen. Auf diesen möglichen Zusammenhang habe ich früher schon hingewiesen.

Dass ausser Druck und Temperatur noch andere Faktoren zu berücksichtigen sind, zeigt auch folgende Beobachtung. Manche Eklogite der internen Zone sind von rostrot anwitternden Flecken von Ankerit durchsetzt; am Rande derselben ist auf Kosten von Omphazit Glaukophan entstanden. In solchen Fällen ist die Zusammensetzung der während der Metamorphose zirkulierenden Lösungen der für die Glaukophanbildung entscheidende Faktor.

Meine Ansicht möchte ich kurz folgendermassen formulieren: In den Ophiolithzonen der Westalpen gab es während der Metamorphose Bereiche mit sehr verschiedenen P_{H_2O} und P_{CO_2} . Diese Unterschiede wirkten sich vor allem in den ersten, entscheidenden Phasen der Metamorphose aus; sie führten an einem Ort zu eklogitischen, an einem andern zu prasinitischen Paragenesen. Erst mit fortschreitender Umprägung glichen sich diese Unterschiede mehr oder weniger aus und wurde der Druck der fluiden Phase Pf im ganzen Deckenkomplex annähernd gleich dem Belastungsdruck Pl. Parallel damit erfolgte dann eine Hydratisierung der „trockenen“ Eklogitfazies über Glaukophan- und Hornblende-führende Paragenesen zu Prasiniten. In diesem Sinne wären demnach die alpinotypen Eklogite I und die aus ihnen entstandenen Glaukophangesteine II als metastabile Relikte aufzufassen. Die oft gemachte Voraussetzung, wonach in jeder Phase der Metamorphose $Pf = Pl$ ist, ist ja wahrscheinlich eine in vielen Fällen unzulässige Vereinfachung.

Ich will nicht verschweigen, dass auch diese Deutung nicht generell gelten kann. Im Dach der Zone von Zermatt–Saas Fee findet sich eine

mächtige Formation, in der kleinere Eklogitkörper in Sedimenten eingebettet sind. Wenn es sich hier, wie ich vermute (BEARTH 1965), um metamorphe submarine Rutschungen handelt, dann kann die obige Theorie auf diese Formation keine Anwendung finden.

Die den Eklogiten und Glaukophangesteinen der internen penninischen Zone analogen Paragenesen scheinen übrigens anderwärts nicht so allgemein verbreitet zu sein wie diejenigen der „Blauschiefer“-Fazies; aber überall dort, wo sie auftreten, in Kalifornien, in Venezuela und in den Betischen Cordilleren, zeigen sie auffallenderweise *immer* die oben beschriebene Umbildung. Meiner Meinung nach spricht diese generelle Verbreitung der Umbildungen gerade bei dieser Serie für ihren metastabilen Charakter.

Merkwürdig ist ferner, dass die in sich chemisch doch sehr verschiedenen mesozoischen Sedimente, die das gleiche Schicksal hatten wie die Ophiolithe, gar keine oder nur geringe Retromorphose zeigen! In den Bündnerschiefern, deren Zusammensetzung zwischen reinen Kalken, Quarziten und Tonschiefern variiert, fehlt jedes Korrelat zur Umwandlung Eklogit \rightarrow Prasinit. Auch das spricht, wie mir scheint, gegen die Vorstellung, dass die P/T-Verhältnisse bei der Bildung der Eklogite wesentlich verschieden waren von denjenigen, die bei der Prasinitbildung herrschten. Vielleicht ist auch die bisherige Deutung der Umbildung Eklogit \rightarrow Prasinit als Retromorphose nicht richtig.

Es ist ferner auffallend, dass die chemisch analogen, alpidisch ebenfalls völlig umgeprägten Gesteine des präpermischen Kristallins (z. B. die basischen Gesteine der Mischabelrückfalte) stets in der Prasinitfazies ausgebildet sind. Sie sind aus älteren Amphiboliten, also aus bereits hydratisierten Metamorphiten hervorgegangen.

Es ist unbestreitbar, dass die Zone von Zermatt–Saas Fee — und damit auch andere Ophiolithkomplexe der Westalpen — durch das Vorherrschen der Ungleichgewichtsparagenesen Eklogit-Prasinit eine Sonderstellung einnimmt. In dieser Hinsicht kontrastiert sie mit ihrer Umgebung. Das ist bemerkenswert, wenn man in Betracht zieht, dass die verschiedenen Einheiten geologisch dasselbe Schicksal hatten.

Literaturverzeichnis

SMPM = Schweiz. Mineralogische und Petrographische Mitteilungen

BEARTH, P. (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.
- (1965): Zur Entstehung alpinotyper Eklogite. SMPM 45, Heft 1.
- Die Ophiolithe der Zone von Zermatt–Saas Fee (in Vorbereitung).
- BIANCHI, A. e DAL PIAZ, G. B. (1963): Gli inclusi di micascisti eclogitici della zona Sesia nella formazione porfirica permiana della zona del Canavese fra Biella ed Oropa. Gior. geol., Ann. Mus. geol. Bologna, Ser. 2a, Vol. 31, 39—76.
- BORG, Y. I. (1956): Glauco-phane schists and eklogites near Healdsburg, California. Bull. Geol. Soc. America, 67, 1563—1584.
- COLEMAN, R. G. and LEE, D. E. (1963): Glauco-phane-bearing Metamorphic Rock Types of the Cazadero Area, California. J. Petrol. 4, 260—301.
- DAL PIAZ, G. V. (1965): La formazione mesozoica dei calcescisti con pietre verdi fra la Valsesia e la Valtournanche etc. Boll. Soc. Geol. Ital. 84, fac. 1.
- DAL VESCO, E. (1953): Genesi e metamorfosi delle rocce basiche e ultrabasiche nell'ambiente mesozonale dell'orogene pennidico. SMPM 33, 173—480.
- DENGO, G. (1950): Eclogitic and Glauco-phane Amphibolites in Venezuela. Trans. Am. Geophys. V. 31, 6.
- ELLENBERGER, F. (1952): Sur l'âge du métamorphisme dans la Vanoise. C. R. somm. Soc. Géol. France. 318—321.
- ERNST, W. G. (1963): Petrogenesis of Glauco-phane Schists. J. Petrol. 4, 1—30.
- LEFÈVRE, R. et MICHARD, A. (1965): La jadéite dans le métamorphisme alpin, à propos des gisements de type nouveau de la bande d'Acceglio (Manuskript).
- LORENZONI, S. (1963): Metagrovacche, in facies epimetamorfica, a giadeite e gastaldite, affiorante nel gruppo montuoso d'Ambin (Alpe Cozia). La Ricerca scientifica. Anno 33, Vol. 3, 1059—1066.
- MIYASHIRO, A. and SEKI, Y. (1958): Mineral assemblages and subfacies of the Glauco-phane-schist Facies. Jap. J. Geol. Geogr. 29, 199—208.
- MIYASHIRO, A. (1961): Evolution of metamorphic belts. J. Petrol. 2, 277—311.
- ROEVER, W. P. DE and NIJHUIS, H. J. (1963): Plurifacial alpine metamorphism in the eastern Betic Cordilleras (SE Spain), with special reference to the genesis of the glauco-phane. Geolog. Rundsch. 53, 324—336.
- SEKI, Y. (1958): Glauco-phanic 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.
- SMULIKOWSKI, K. (1960): Comments on eclogite facies in regional metamorphism. Rep. Internat. Geol. Congr., XXI Session Norden, XIII, 372—382.
- (1964): An Attempt at Eclogite Classification. Bull. Acad. pol. Sc., Sér. Sc. géol. et géogr., XII, 27—33.
- VAN DER PLAS, L. (1960): Petrology of the Northern Adula Region. Switzerland. Leidse Geol. Medd. 24, 2, 415—602.
- WENK, E. (1962): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. SMPM 42, 139—152.
- WINKLER, H. G. F. (1964): Das T-P-Feld der Diagenese und niedertemperierten Metamorphose auf Grund von Mineralreaktionen. Beitr. Min. Petr. 10, 70—93.
- (1965): Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer.

Manuskript eingegangen am 28. Oktober 1965.