

Die Eklogite der Unteren Schieferhülle; Frosnitztal/Südvenediger (Tauern, Österreich)

Von R. ZIMMERMANN & G. FRANZ*)

Mit 10 Abbildungen und 3 Tabellen

Zusammenfassung

Es werden eklogitische Gesteine aus den penninischen Serien der Unteren Schieferhülle des zentralen Tauernfensters beschrieben. Eklogite aus ähnlicher tektonischer Position im östlichen Tauernfenster werden von DROOP (1983) als präalpidische Bildung eingestuft. Das Alter der hier beschriebenen Hochdruckgesteine ist bisher nicht klar. Typische Hochdruckparagenesen sind Granat – Omphacit, Granat – Omphacit – Glaucophan, Granat – Omphacit – Phengit jeweils \pm Zoisit/Klinozoisit, Quarz, Albit, Titanit und Rutil. Mineralzusammensetzungen, Phasenbeziehungen koexistierender Minerale und die Ergebnisse der Granat-Klinopyroxen Geothermometrie deuten auf relativ niedrige Bildungstemperaturen (400–500° C) bei 8–12 kbar. Hochdruckparagenesen sind syndeformativ sowohl im Hinblick auf duktil als auch auf bruchhaft gebildete Strukturen. Die beschriebenen Eklogite liegen in, zum Teil unmittelbarer, Nachbarschaft zur mesozoischen Eklogitzone. Sowohl die basischen Edukte als auch die eklogitischen Texturen und Phasenbeziehungen sind deutlich zu unterscheiden.

Abstract

Eclogitic rocks from the penninic basement ("lower Schieferhülle") of the southern central Tauern Window are described. Eclogites from a similar tectonic position in the eastern Tauern Window are prealpine according to DROOP (1983).

The age of the high-P event for the eclogites described here is still unknown.

Typical high-P assemblages are garnet – omphacite; garnet – omphacite – glaucophane; garnet – omphacite – phengite; each with \pm zoisite/clinozoisite, quartz, titanite and rutile as additional phases.

Mineral chemistry, phase relations of coexisting minerals and garnet – clinopyroxene geothermometry point to low formation temperatures (400–500° C) at 8–12 kbar.

The high-P assemblages are syndeformative with respect to ductile and brittle deformations.

*) Adresse der Verfasser: Institut für Angewandte Geophysik, Petrologie und Lagerstättenforschung, Technische Universität Berlin, Straße des 17. Juni 135, D-1000 Berlin 12, BRD.

The eclogites mentioned here are in close contact with the mesozoic Eclogite Zone, but they differ in both, their basaltic protolith and their eclogitic textures and phase relations.

1. Einleitung

Eklogite und andere Hochdruckgesteine spielen bei der Interpretation der Metamorphosegeschichte in Orogenen eine besondere Rolle. In vielen Fällen werden sie als Zeugen einer ehemaligen Subduktionszone oder einer Kontinent-Kontinent-Kollision angesehen. Im Bereich der Ostalpen treten solche Gesteine sowohl im Penninikum als auch im Altkristallin des Ostalpins auf. Von besonderem Interesse ist ihre zeitliche Einordnung in die geologischen Prozesse während der alpidischen Gebirgsbildung bzw. der Nachweis eines Hochdruckstadiums während älterer Orogenesen.

Die Hochdruckgesteine des Ostalpins sind, obwohl oft verlässliche Altersdaten fehlen, mit einiger Sicherheit als präalpidisch einzustufen. Sie wurden bisher im Silvrettakristallin (MAGGETTI, 1985), im Ötztalkristallin (PURTSCHELLER & SASSI, 1975; MILLER, 1970), im Schoberkristallin (TROLL et al., 1976), in der Kor- und Saualpe (MILLER et al., 1988; MANBY et al., in prep.), in den Rottenmanner Tauern (RICHTER, 1973), und bei Zöperndorf und Schäfern (KIESL et al., 1985) beschrieben. Eindeutig postvariszisch gebildete Hochdruckgesteine sind in den Ostalpen aus dem Penninikum des Tauernfensters bekannt: die Eklogitzone des Südvenedigergebietes (von mehreren Autoren bearbeitet, siehe FRANK et al., 1986; THOMAS & FRANZ, dieser Sonderband), Relikte aus dem Gebiet südlich des Großglockners (MILLER, 1977) und in der Greiner-Serie (SELVERSTONE et al., 1984). Das alpidische Alter der Hochdruckmetamorphose ist im Gebiet des Großvenedigers und Großglockners durch das mesozoische Alter der Ausgangsgesteine gegeben und in der Greiner Serie durch K/Ar-Datierung der Amphibole belegt (VON BLANKENBURG et al., 1985).

Innerhalb des Penninikums treten daneben Eklogite mit unbekanntem Alter auf, die bislang keiner bestimmten Orogenese zugeordnet werden können. Erste Beschreibungen stammen von BIANCHI und DAL PIAZ (1930) aus dem Umbaltal, ABRAHAM et al. (1974), RAITH et al. (1980) aus dem Maurer- und oberen Dorfer Tal sowie von DROOP (1983) aus dem Dösental im östlichen Tauernfenster.

Im hinteren Frosnitztal wurden Eklogite in vergleichbarer tektonischer Position und ähnlichen lithologischen Zusammenhängen gefunden. In dieser Arbeit sollen Petrographie, Mineralchemie und bisherige Ergebnisse der Geothermo-barometrie dargestellt und mit Daten aus der unmittelbar benachbarten Eklogitzone verglichen werden.

2. Metabasite in der Unteren Schieferhülle des Frosnitztales

Metabasite sind in der Unteren Schieferhülle des Tauernfensters weit verbreitet. Im südlichen zentralen Tauernfenster treten sie als verhältnismäßig kleine, isolierte Körper oder Lagen auf. Im Frosnitztal, zwischen Badener Hütte und Löbbentörl (Abb. 1), sind nach dem Mineralbestand bzw. den Reliktgefügen folgende Metabasittypen unterscheidbar:

1. Amphibolite, Granatamphibolite und Albitblastenamphibolite ohne Hochdruckrelikte;
2. sehr variabel zusammengesetzte Metabasite mit Hochdruckparagenesen oder Hochdruckrelikten (als Lagen in Typ 1 eingeschaltet);
3. Serpentine.

Das Auftreten bzw. Fehlen dieser Metabasistypen ist mit einer vereinfachten lithologischen Gliederung der Unteren Schieferhülle im Frosnitztal zur korrelieren (Abb. 1, vereinfacht nach LUCASSEN, 1988):

Über dem Knorkogel-Orthogneis folgt die tiefere „Albitblastengneissserie“, in der nur der Metabasistyp 1 auftritt, sowie die höhere „Hellglimmergneissserie“ mit den Metabasistypen 1–3.

Die Hellglimmergneissserie ist durch verbreitete Glimmergroßkristalle (bis 10 cm) gekennzeichnet, die einem präalpiden, temperaturbetonten Ereignis zugeschrieben werden. In den Albitblastengneisen fehlen Hinweise dafür.

Die Metabasistypen 1 und 2 treten in der Hellglimmergneissserie in sowohl vertikal als auch horizontal kleinräumigem Wechsel miteinander auf, wobei eklogitische Lagen und Lagen mit Symplektitgefügen nur einen geringen und schwer abschätzbaren Anteil an den Metabasitkörpern haben.

Serpentine treten am östlichen Rand des Frosnitztales in Form zweier konkordanter Körper von maximal 20 m Mächtigkeit und max. 100 m Länge auf.

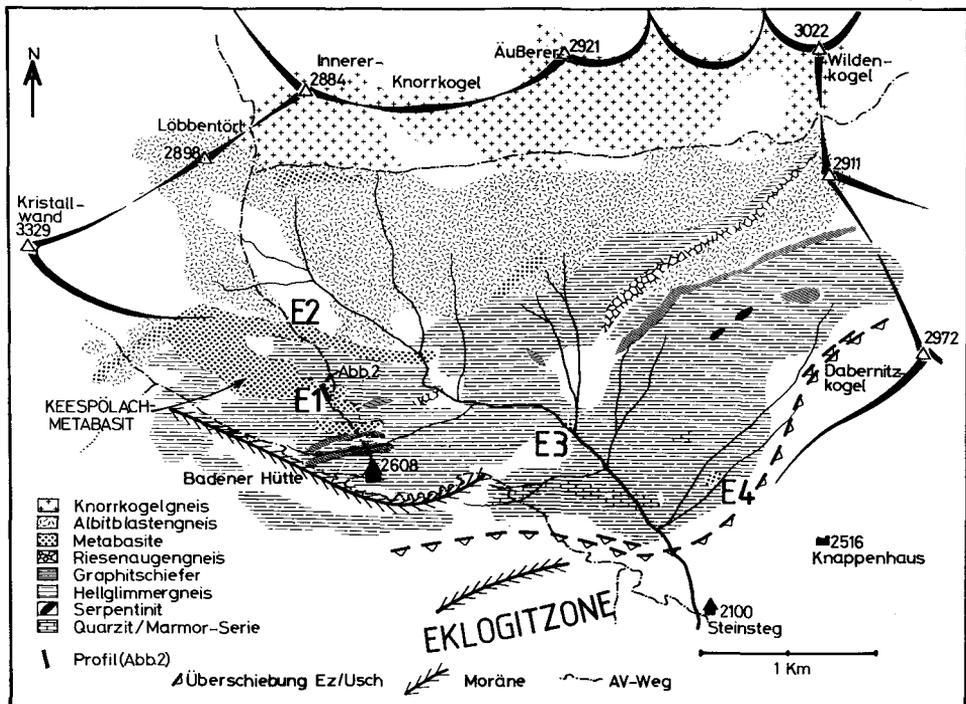


Abb. 1: Vereinfachte geologische Karte des oberen Frosnitztales nach LUCASSEN (1988). E1 bis E4: Eklogitvorkommen.

3. Petrographie der Eklogite

Eklogite bzw. amphibolitisierte Eklogite mit Symplektitgefügen und reliktschen Omphaciten sind auf vier Vorkommen beschränkt (E1–E4 in Abb. 1). Die beiden Vorkommen am Keespölach (E1 und E2) sind lithologisch sehr ähnlich. Vorkommen E3 und E4 sind sowohl von den erstgenannten als auch untereinander deutlich verschieden.

3.1. Vorkommen E1/E2

3.1.1. Makroskopische Beschreibung

Abb. 2 zeigt ein stark schematisiertes Profil des südlichen Keespölach-Metabasitkörpers mit der Herkunft der aus diesem Bereich erwähnten Proben, sowie einigen typischen Strukturen.

Die Gesteine sind im mm – dm-Bereich gebändert. Einzelne markante Lagen innerhalb der Metabasite lassen sich kaum über mehr als 30 m im Streichen verfolgen. Makroskopisch sind (granat-) amphibolitische, granatreiche, albitblastenreiche, hellglimmerreiche und eklogitische Lagen zu unterscheiden. Oft ist aber erst im Dünnschliff eine eindeutige Unterscheidung zwischen Amphiboliten, Glaukophanlagern, amphibolitisierten Eklogiten und Eklogiten zu treffen.

Im Süden grenzen die Keespölach-Metabasite an hellglimmerreiche Gneise. Der Grenzbereich ist gekennzeichnet durch ein Umbiegen der Hauptfoliation (Normalrichtung 70–80°) in Richtungen parallel zur lithologischen Grenze, sowie durch das Auftreten eingefalteter Gneislagen in den oberen Bereichen des Metabasites.

Es treten zwei strukturell und lithologisch zu unterscheidende Ganggenerationen auf:

1. Helle, bis ca. 50 cm mächtige Gänge verlaufen parallel zur Foliation (Lagenbau) der Metabasite und sind mit dieser verfaltet. Ihr Mineralbestand ist Plag – Chl – Ep/Zoi – \pm Qz – \pm Hg – \pm Bio bzw. Plag – \pm Epi/Zoi – \pm Hg.
2. Dunkle Gänge (bis 10 cm) durchschlagen als paralleler Gangschwarm die Foliation diskordant (Mineralbestand Plag/Amph und Plag/Zoi Diablastik – \pm Gt – \pm Pa – Tit – \pm Rut).

Die Art der Deformation der Gesteine ist abhängig von der Lithologie bzw. von der Art des Lagenbaus. Wechselt der Mineralbestand im mm- bis cm-Bereich, so dominiert eine kleinräumige isoklinale Faltung mit Amplituden <20 cm. Die Falten-schenkel sind zum Teil stark ausgewalzt oder zerschert (Abb. 2, oben). Kompetente Lagen (meist Granatamphibolit) über 5–10 cm Dicke werden häufig boudiniert (Abb. 2, unten). Diese kleinräumigen Deformationen werden von Falten mit Amplituden zwischen 20 und 50 m überlagert.

3.1.2. Mikroskopische Beschreibung

Im Dünnschliff ist die Foliation der Gesteine außer durch den Wechsel im Mineralbestand durch charakteristische Titanit- oder Rutillagen (bzw. Verwachsungen beider Minerale) definiert.

Die häufigsten Mikro-Gesteinstypen sind (Erläuterung der Abkürzungen in Kap. 6; zu Gt I, Gt II siehe unten):

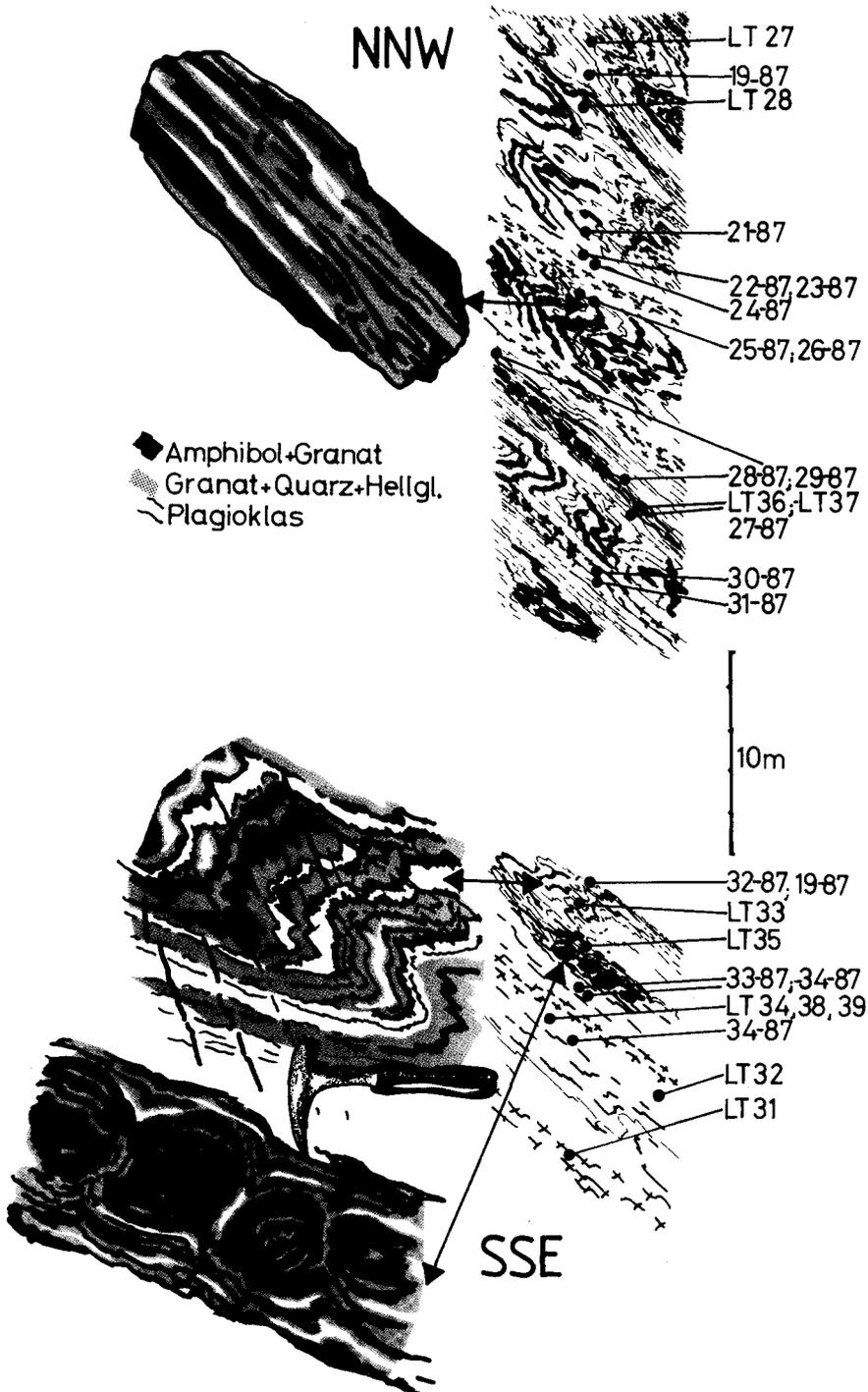


Abb. 2: Schematisches Profil des südlichen Keespölach-Metabasitkörpers mit typischen Falten- und Boudinstrukturen sowie Probenpunkten. Zur Lage des Profils siehe Abb. 1.

1. Granatreiche Lagen, z. T. Granat/Quarz-Eklogite (LT 28; LT 34; LT 41):
Gt I, Qz, Amph, FeOx, Tit, Ap;
Gt II, Cpx, Qz, Zoi/Epi, Hg, Ru, Tit, FeOx, \pm Amph;
Gt I, Qz, Cpx, Hg, Tit, FeOx, Karb.
2. Granat-Omphacit-Lagen (LT 28; LT 34; 25–87; 26–87; 27–87; 29–87):
Gt II, Cpx, Qz, Epi/Zoi, Hg, \pm Rut, \pm FeOx, \pm Tit;
Gt II, Cpx, Glauc, \pm Symph, \pm Rut;
Gt II, Cpx, Glauc, Hg, \pm Rut, \pm Tit.
3. Glaukophanführende Lagen (LT 37; 26–87; 29–87):
Gt II, Glauc, Cpx, Tit, Rut, FeOx;
Gt II, Cpx, Glauc, Amph, \pm Symph, Tit, Rut, FeOx.
4. Hellglimmerreiche Lagen (LT 37; LT 31; 25–87; 26–87):
Gt II, \pm Gt I, Hg, Zoi/Epi, Qz, Plag, \pm Cpx, \pm Amph, \pm Bio, Tit, Rut, FeOx.
5. Amphibolreiche Lagen, z. T. amphibolitisierte Eklogite (LT 37; LT 44; LT 67; LT 71; 19–87; 21–87; 27, 28–87; 31 . . . 36–87):
Amph, Gt I, Gt II, Plag, Qz, Hg, \pm Cpx, \pm Symp, Tit, Rut, FeOx.
6. Albitblastenreiche Lagen (LT 24; LT 26; LT 31; LT 45; LT 46; 22–87; 23–87; 30–87):
Plag, Gt I, Gt II, Amph, Zoi/Epi, Hg, Chl, \pm Bio, Tit, \pm Rut, FeOx, \pm Karb.
7. Chlorit-Plagioklas-Karbonat-Lagen (LT 35; LT 26; LT 31; LT 30):
Chl, Plag, Karb, Amph, Qz, \pm Hg, \pm Gt, Bio, Tit, FeOx;
Plag, Qz, Chl, Gt, Hg, Bio, Tit.

Mehrfachnennungen einzelner Proben deuten auf Lagenbau im Schriffmaßstab oder auf lithologische Übergangszonen.

Granat ist Hauptbestandteil aller eklogitischen Gesteine, er bildet bis ca. 50% des Mineralbestandes. Zumindest zwei Generationen von Granat können unterschieden werden.

Granat I bildet zwischen 0,5 und 1 mm große, überwiegend idiomorphe Kristalle mit einem optisch und chemisch diskontinuierlichen Zonarbau. Ein einschlußarmer Kernbereich wird von einem scharf begrenzten Einschlußsaum aus nur teilweise zu identifizierenden Kristallen umgeben. Als mikroskopisch bestimmbare Einschlußphasen treten außer vereinzelt Alkali amphibolen häufig Ca- und Ca-Na-Amphibole, Quarz, Hellglimmer, Titanit, Epidot, und Opake auf. Daran schließt sich nach außen ein einschlußarmer Saum an. Granat II ist ebenfalls idiomorph, erreicht aber nur 0,1–0,3 mm Größe und ist meistens einschlußfrei. In den E1-Eklogiten treten Granat I und II lagenweise getrennt (in Granat-Omphacit-Lagen nur Gt II, in glimmerreichen Lagen überwiegend Gt I) oder zusammen auf.

Amphibole sind in allen Phasen der metamorphen Entwicklung der Metabasite gebildet worden. Zu einem präeklogitischen, grünschiefer- oder amphibolitfaziellen Ereignis gehören die in Kernen und Einschlußsäumen von Granat I auftretenden Ferro-Edenite und Ferro-Pargasite. Die während der druckbetonten Metamorphose entstandenen Amphibole lassen sich nach texturellen Kriterien in folgende Gruppen untergliedern:

Glaukophan scheint sowohl etwa gleichzeitig mit Omphacit (Gleichgewichtskorngrenzen in Granat-, Omphacit- und Glaukophanpflastern) als auch zu einem

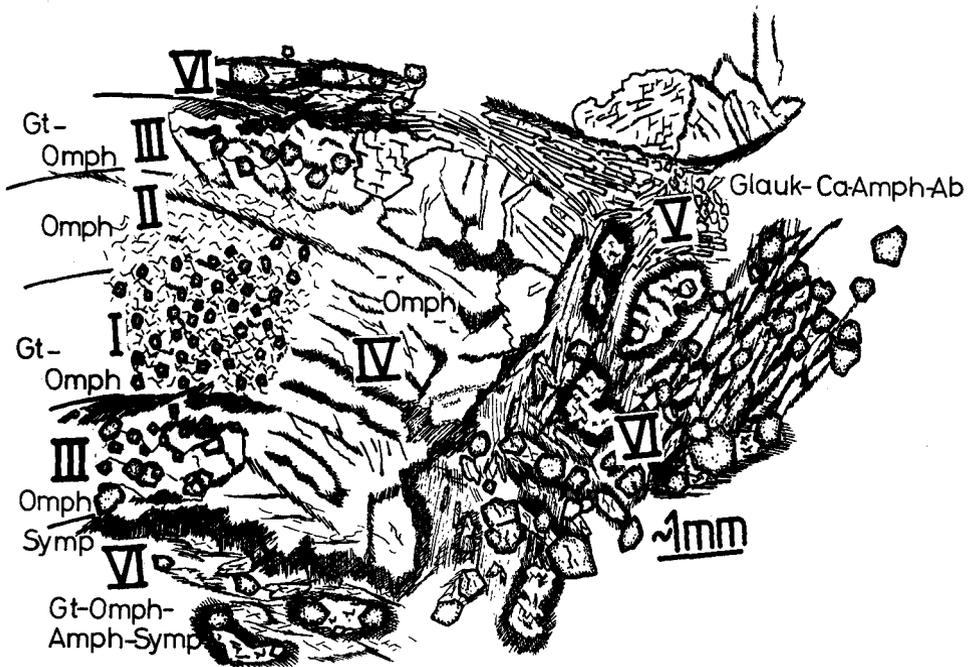


Abb. 3: Deformation und Mineralwachstum im Bereich einer Boudinsegregation (Probe 29–87). Die Domänen I–VI bestehen aus: I (Gt II-Omph), II (Omph), III (Gt II-Omph), IV (Omph), V (Glauc + Ca-Na-Amph), VI (Gt II-Omph – Glauc-Symp). Weitere Erläuterungen im Text.

späteren Zeitpunkt (dann mit Ca-Na-Amphibol koexistierend in Rissen des Omphacit-Granatpflasters oder in stärker gescherten Lagen) entstanden zu sein.

Syndeformativ (und syngenetisch mit Omphacit) sind Glaukophan und Ca-Na-Amphibol als koexistierende Phasen in Boudinsegregationen gewachsen (Abb. 3 und 8).

In sehr wenigen Fällen haben große Granate ohne den für Gt I typischen Einschlußsaum (siehe oben) ein lineares Interngefüge von Glaukophannadeln (LT 37).

Hellglimmer treten in Lagen von wenigen cm Dicke in eklogitischen Metabasiten am Südhang des Keespölach auf. In diesen Lagen koexistieren Phengit – Paragonit – Zoisit – Granat I – Granat II – \pm Omphacit – Quarz – Titanit.

In den Metabasiten vom Keespölach sind die in Lagen auftretenden Titanite randlich von Rutil umwachsen. In Boudinsegregationen dieser Gesteine treten große Rutilnadeln auf.

Abb. 3 zeigt die wechselseitige Beeinflussung von Mineralbestand, Mineralausbildung und Deformation: Probe 29–87 besteht aus 6 unterschiedlichen Domänen. Domäne I ist gekennzeichnet durch ein feinkörniges ($<0,1$ mm) Granat II-Omphacit-Mosaik mit überwiegend Gleichgewichtskorn Grenzen, aber wandernder oder zonarer Auslöschung der schwach geregelten Omphacite. In der dazu parallel

liegenden Domäne II fehlt Granat, die Klinopyroxene sind etwas größer (ca. 0,2 mm) und deutlich geregelt. Auf Korngrenzen und an Mikroscherbahnen beginnt die Symplektitisierung. Domäne III ist ebenfalls lagenweise parallel zu I und II angeordnet. Granat und Omphacit sind größer (bis 0,5 mm), stärker deformiert (Subkornbildung) und die Omphacite stärker symplektitisiert. Mit scharfem, senkrecht zum Lagenbau verlaufendem Übergang werden diese Bereiche durch langfiedrig in Richtung Boudinzwinkel gewachsene Klinopyroxene (bis etwa 1,5 mm lang) \pm Zoisit abgelöst (Domäne IV). Diese Omphacite sind stark deformiert, sie zeigen einen deutlichen Subkornbau, diskontinuierliche Auslöschung und ausgeprägte Deformationslamellen. Domäne V ist durch Segregation während der Boudinierung des Gesteins entstanden. In diesem Bereich koexistieren zwei Amphibole mit Plagioklas und mit Omphacit (Abb. 8). Die in Abb. 3 mit VI gekennzeichneten Bereiche stellen die für eine Boudinage notwendigen inkompetenten Lagen dar. Sie bestehen neben zu Inseln zerrissenen Domänen I (Granat II-Omphacit) aus zwischen diesen Bruchstücken gewachsenen Amphibolen (Glaukophan \pm Ca-Amphibol) und symplektitischen Bereichen. Die Entwicklung dieser Texturtypen läßt sich folgendermaßen interpretieren: es bestand ein präeklogitischer Lagenbau aus fluidreichen (Amphibol, Chlorit?, Domäne VI) und fluidarmen (Plagioklas?, Domänen I, II) Lagen. Bei steigendem Druck bildete sich in den fluidarmen Bereichen das Granat-Omphacit-Pflaster, die Amphibole in den fluidreichen Lagen änderten ihren Chemismus kontinuierlich entsprechend den sich ändernden P-T-Bedingungen. Die Deformation erfaßt selektiv die amphibolreichen Lagen, bewirkt aber in den direkt angrenzenden Granat-Omphacit-Bereichen zumindest eine Kornvergrößerung (Domäne III) und lokal ein Neuwachstum von Omphacit (Domäne IV) oder koexistierenden Amphibolen in sich bildenden Boudinsegregationen (Domäne V). Risse im Granat-Omphacit-Pflaster werden durch Glaukophan (\pm Ca-Na-Amphibol) verheilt. Auch in anderen Proben ist das synkinematische Wachstum von Klinopyroxenen in Boudinzwinkeln zu belegen (LT 36, LT 83, LT 86).

Vom Vorkommen 2 auf Abb. 1 stammt eine Probe (59–87) eines weitgehend symplektitisierten Eklogites mit abruptem Übergang zu reinem Granatamphibolit. Da die Omphacitrelikte erst im Dünnschliff erkannt werden können, ist die Ausdehnung des Vorkommens 2 unbekannt.

3.2. Vorkommen E3

In einem höheren tektonischen Niveau liegt das Vorkommen 3 (Abb. 1). Auffälligstes Merkmal dieser stark retrograd überprägten Eklogite sind die bis 5 mm großen Granataggregate. Während die Zentralbereiche dieser Aggregate als ein Kristall angesprochen werden können, bestehen die Ränder aus einer Vielzahl kleiner, nach außen zunehmend weiter voneinander entfernter Körner von etwa 0,2 mm Durchmesser, wodurch die Umrisse der Aggregate aufgelöst werden. Die Granate haben ein durch Lagen von zum Teil idiomorphen Titaniten geprägtes s überwachsen.

Die Matrix der Gesteine besteht aus einem äußerst dichten Symplektitgewebe in dem Granat, Zoisit/Epidot, vereinzelt reliktsche Omphacite, Quarz und Hellglimmer schwimmen. Daneben sind Titanit und Apatit häufige Minerale.

3.3. Vorkommen E4

Das Vorkommen E4 liegt in der als permotriassisch angesehenen (FRANK et al., 1987) Quarzit, Marmor und Graphit (Glimmer-)schiefer führenden, höchsten Gesteinsserie der Unteren Schieferhülle. Diese Serie steht in tektonischem Kontakt mit den basalen Gesteinen der Eklogitzone. Die Aufschlußverhältnisse erlauben keine genaue Abgrenzung des Metabasitkörpers gegen das Nebengestein und keine Angaben über den internen Aufbau (Mengenverhältnis zwischen amphibolitischen und eklogitischen Partien). Seine Ausdehnung liegt bei etwa 100×20 m. Die Gesteine sind stark deformiert. Die, wieder durch Fe-Ti-Mineralen nachgezeichnete, Foliation ist im mm-Bereich isoklinal verfaultet. Das Gestein besteht aus Granat, Amphibol, Plagioklas, \pm Omphacit, Titanit, \pm Rutil, \pm Fe-Ti-Oxide. Omphacite bzw. Relikte davon sind in den Gesteinen lagig oder schlierig verteilt. Granat ist xenomorph und einschlußreich (Titanit, Amphibol, Apatit).

Nach der Faltung wurde das Gestein unter Bildung von teils senkrecht aufeinanderstehenden Klüften bruchhaft verformt. Das Hochdruckereignis fällt mit dem Aufreißen der Klüfte zusammen. Abb. 4 und 7 zeigen Ausschnitte aus solchen Klüften. Das Salband der Klüfte ist von idiomorphen Klinopyroxenen und von grünen Amphibolen belegt. Die Pyroxene wuchsen zahnförmig in Richtung Klüft-

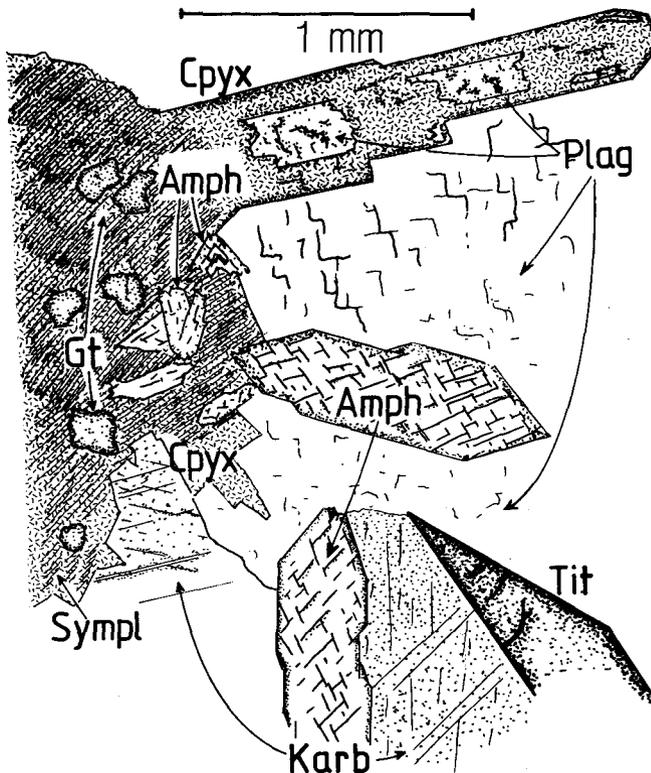


Abb. 4: Hochdruck-Kluftparagenese in eklogitischen Metabasiten (E4 in Abb. 1).

mitte oder sind ausgesprochen langprismatisch (Längen/Querschnitt-Verhältnis bis 7,5/2 mm) ausgebildet. Sie sind teilweise als Skelettkristalle gewachsen: sie bilden eine idiomorphe Pyroxenhülle um einen Kern aus Quarz, Karbonat, Amphibol oder Plagioklas oder in Pyroxenen sind zonare Einschlußsäume dieser Phasen angeordnet (Abb. 7). Albit tritt sowohl als Einschluß in Omphacit, als Verwachsung mit Diopsid als auch in Form von großen Kristallen, die mit geraden Korngrenzen an Omphacit und Amphibol grenzen, auf. Daher werden Omphacit, Diopsid, Albit und Amphibol als koexistierende Minerale angesehen. Diese Texturen unterscheiden sich deutlich von denen, die durch den Abbau solcher Klufthypoxene zu einem feinkörnigen Symplektit gebildet werden.

4. Retrograde Überprägung

In den Eklogiten treten alle Stadien der Umwandlung vom unveränderten Eklogit zu überwiegend aus symplektitischen Mineralen bestehenden Gesteinen auf. Zunächst bilden sich schmale Symplektite entlang der s-parallelen Korngrenzen zwischen Omphaciten, woraus sich ein symplektitischer Lagenbau entwickeln kann. Glaukophan wird randlich in grünen Amphibol umgewandelt.

Bei fortschreitender Umwandlung sind die Pyroxene schließlich vollständig von einem Symplektit aus diopsidischem Pyroxen, edenitischen- oder Magnesio-Hornblenden und Plagioklas umgeben. Granat wird randlich in Biotit und Plagioklas umgewandelt. Phengit zeigt dünne Biotitbeläge oder Biotitlamellen. Primärer Titanit wird von Rutilsäumen umgeben und ist mit opaken Phasen verwachsen.

An posteklogitische Klüfte sind feinkörnige, parallelstrahlig gewachsene Amphibole gebunden. Vereinzelt größere Calciumamphibole sind ebenfalls posteklogitisch.

5. Kristallchemie

Mineralanalysen wurden an der Technischen Universität Berlin mit einer automatisierten Camebax-Mikrosonde bei 15 KV durchgeführt und mit dem PUP- bzw. ZAF-Korrekturprogramm korrigiert. Standards für Si, Na, Al, K und Ca waren natürlicher Albit, Orthoklas und Wollastonit; für Fe, Cr, Mn, Metalle; für Mg und Ti synthetisches MgO bzw. TiO₂; für F natürliches CaF₂.

Granat (Abb. 5, Tab. 2)

Chemisch manifestiert sich der Zonarbau von Gt (E1) in einem sprunghaften Anstieg des Grossulargehaltes von 15 auf 30% beim Beginn des Einschlußsaumes (Abb. 5). Der Pyropgehalt sinkt von 7,5 auf 5% und steigt dann zum äußeren Rand auf maximal 12%. Granate mit vergleichbarem Zonarbau gibt es in Gneisen der Unteren Schieferhülle.

Granat II zeigt die gleiche Entwicklung wie Granat I mit Beginn der Diskontinuität.

Von Granaten der E3-Eklogite liegen noch keine Mikrosondenanalysen vor. Die korrodierten Granate der E4-Eklogite sind chemisch sehr inhomogen. Rand- und Kernzusammensetzungen schwanken stark (Pyrop 4–12 Gew.-%; Almandin 48–60 Gew.-%; Grossular 28–50 Gew.-%).

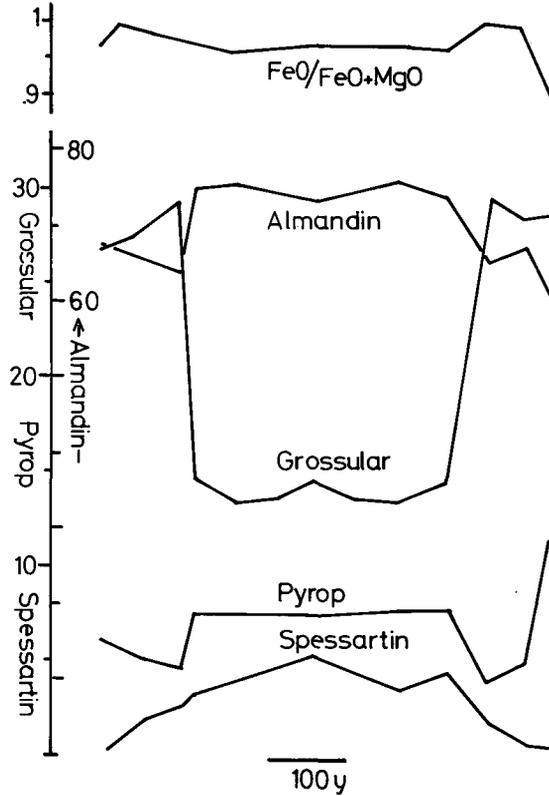


Abb. 5: Granatprofil (Granat I) aus den Eklogiten der Unteren Schieferhülle (E1 in Abb. 1; zum Vergleich mit dem Granatzonarbau in der Eklogitzone: THOMAS & FRANZ, 1988, dieser Sonderband).

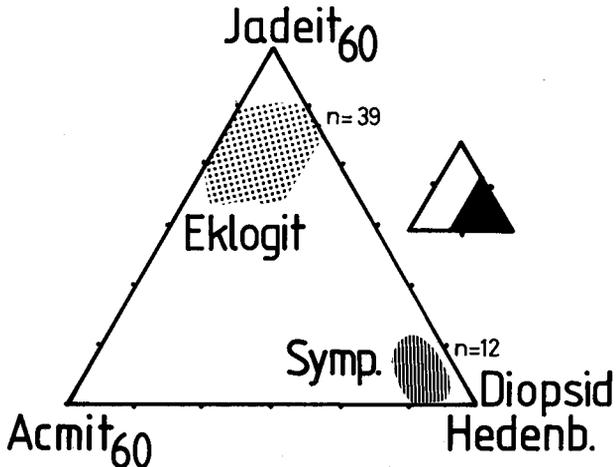


Abb. 6: Chemismus der eklogitischen und symplektitischen Pyroxene aus Eklogiten der Unteren Schieferhülle.

Tab. 2: Repräsentative Granatanalysen LT 37 (E 1) $\text{FeO} = \text{Fe}_{\text{tot}}$

Meßpunkt	Kern				Diskontinuität				Rand
	317	318	315	314	319	313	320	312	311
SiO ₂	36,17	36,61	37,13	36,96	37,19	36,87	36,59	37,16	37,46
Al ₂ O ₃	20,72	20,88	20,70	20,59	20,89	20,58	20,96	21,03	21,42
TiO ₂	0,07	0,03	0,09	0,06	0,16	0,04	0,16	0,06	0,08
FeO	33,00	34,19	32,66	33,68	29,85	31,05	29,26	30,13	27,66
MnO	2,80	1,29	1,40	1,29	0,44	0,21	0,22	0,21	0,18
CaO	5,25	5,05	5,71	5,38	10,29	9,59	10,49	9,76	9,72
MgO	1,69	1,90	1,95	1,92	1,24	1,20	1,27	1,42	3,14
Summe	99,70	99,95	99,64	99,88	100,06	99,54	98,95	99,77	99,66
Strukturformel bezogen auf 12 Sauerstoff									
Si ^{IV}	2,97	2,97	3,00	2,99	2,98	2,98	2,96	2,98	2,97
Al ^{IV}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Summe ^{IV}	2,97	2,97	3,00	2,99	2,98	2,98	2,96	2,98	2,97
Al ^{VI}	1,98	1,99	1,97	1,96	1,97	1,96	2,00	1,99	2,02
Ti	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
Summe M3	1,98	1,99	1,98	1,96	1,98	1,96	2,01	1,99	2,03
Fe ²⁺	2,23	2,32	2,21	2,28	2,00	2,10	1,98	2,02	1,83
Mn	0,19	0,09	0,10	0,09	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01
Ca	0,46	0,44	0,49	0,47	0,83	0,83	0,91	0,84	0,83
Mg	0,20	0,23	0,24	0,23	0,15	0,15	0,15	0,17	0,37
Summe M2	3,09	3,07	3,03	3,06	3,01	3,09	3,06	3,05	3,04
Fe/Fe + Mg	0,92	0,91	0,90	0,91	0,93	0,94	0,93	0,92	0,83
Pyrop	6,90	7,70	7,90	7,90	5,00	4,90	5,10	5,70	12,40
Spessartin	6,50	3,0	3,20	3,00	1,00	0,50	0,50	0,50	0,40
Grossular	15,40	14,70	16,70	15,80	29,90	28,30	30,30	28,10	27,05
Almandin	71,30	74,70	72,10	73,30	64,10	66,30	64,00	65,70	59,70

Pyroxen (Tab. 1, Abb. 6)

Die Jadeitgehalte der eklogitischen Pyroxene schwanken zwischen 40 und 50%. Die Acmitkomponente liegt bei $10 \pm 5\%$ (Abb. 6). Die feinkörnigen, symplektitischen Pyroxene koexistieren mit Plagioklas (An 0–20) und Amphibol und haben Jadeit- und Acmitgehalte von unter 10%.

Die Kluftpyroxene der E4-Eklogite haben Jadeitgehalte von 40–50 bzw. 11–15%. Sie liegen damit auf den beiden Schenkeln des Omphacit-Diopsid Solvus im System Jadeit-Diopsid (HOLLAND, 1983).

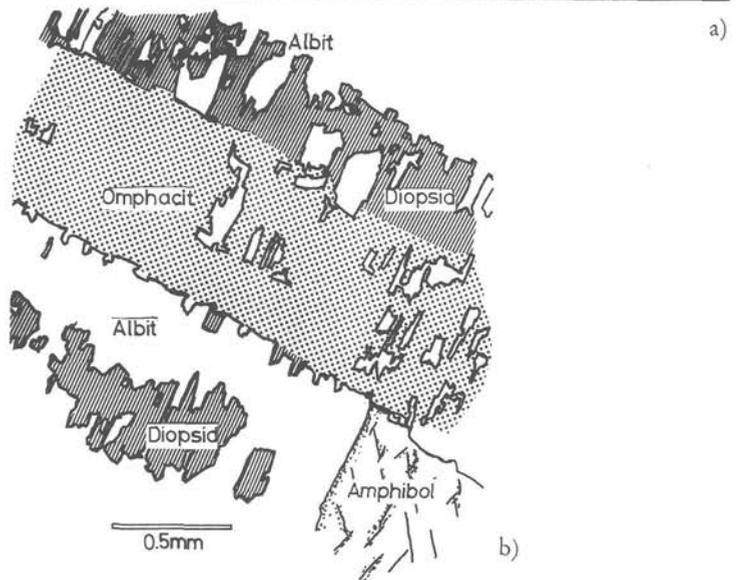
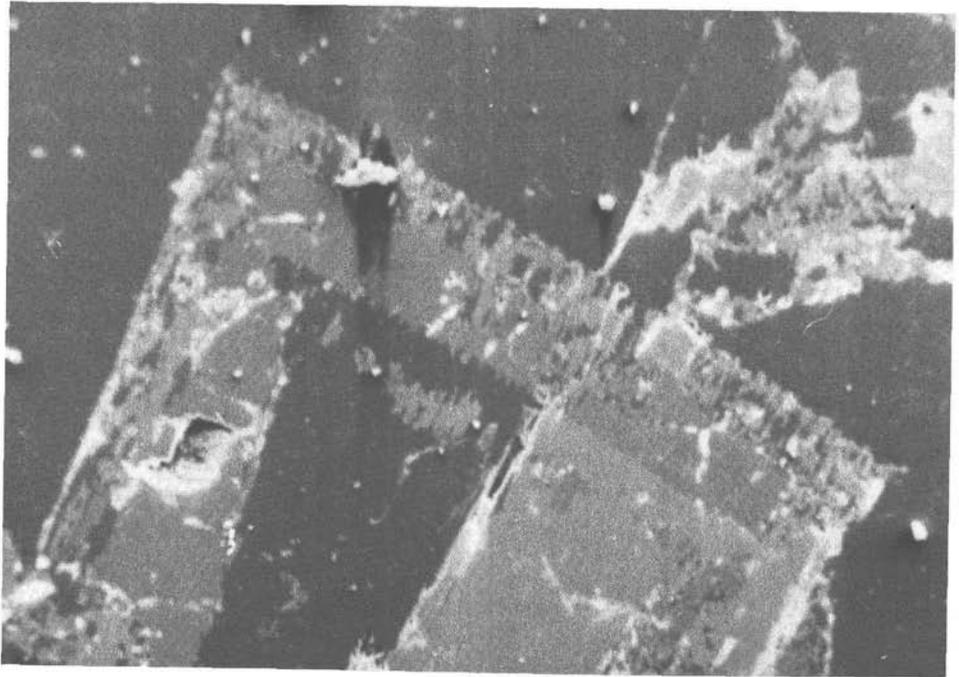


Abb. 7: a) Skelettartig gewachsener Kluftpyroxen (aus E4 in Abb. 1) mit Albit und Amphibol (Sekundärelektronen-Bild). Dunkelgrau: Albit; mittelgrau: Omphacit/Diopsid (etwas heller); hellgrau: Amphibol, lange Bildkante 0,92 mm.
 b) Ausschnitt aus a; die geraden Korngrenzen zwischen Omphacit (Jd 40–50) und Diopsid (Jd 11–15), zwischen Albit, Diopsid und Amphibol, die von normalen, feinkörnigen Symplektiten zu unterscheidende Art der Verwachsungen und die Größenverhältnisse der Minerale deuten auf koexistierende Phasen hin.

Amphibole

Mikrosondenanalysen repräsentativer Amphibole des Hochdruckstadiums sind in Tab. 3 zusammengestellt. Die Berechnung der Strukturformeln erfolgte nach der in SPEAR & KIMBALL (1984) beschriebenen Methode. Nur der mittlere errechnete Fe^{3+} -Gehalt wird angegeben. Die Nomenklatur richtet sich nach HAWTHORNE (1981).

Als Einschlüsse in Granat I treten Glaukophane und Ca- bzw. Ca-Na-Amphibole auf. Die Glaukophane sind durch die folgenden Werte charakterisiert: $Mg/(Mg+Fe)$ 0,52–0,67; $Na/(Na+Ca)^{M4}$ im Mittel = 0,91; Na^A im Mittel 0,15. Bei den Ca- und

Tab. 3: Durchschnittsformeln von Amphibolen (23 O,OH) des Hochdruckstadiums mit Standardabweichung (s); Fe^{3+} – Berechnung nach SPEAR & KIMBALL(1984)
* Durchschnitt aus n Analysen

Probe	29–87						LT 37		
	Barroisite* n = 3		Aktinolitische Hornblende* n = 2		Aktino- lith n = 1	Glaukophan* n = 12		Glaukophan- einschlüsse in Gr I* n = 9	
Analysenanzahl	s		s			s		s	
Si	7,173	0,010	7,378	0,068	7,578	7,786	0,106	7,811	0,099
Al ^{IV}	0,827	0,010	0,622	0,068	0,422	0,214	0,106	0,189	0,099
Al _{tot}	1,882	0,050	1,159	0,127	0,932	1,766	0,064	1,859	0,096
Al ^{VI}	1,054	0,042	0,537	0,195	0,511	1,552	0,116	1,670	0,042
Ti	0,021	0,001	0,013	0,005	0,010	0,006	0,004	0,004	0,002
Fe ³⁺	0,140	0,014	0,335	0,148	0,110	0,144	0,055	0,177	0,034
Mg	2,586	0,028	3,103	0,237	3,071	2,228	0,122	1,915	0,147
Fe ²⁺	1,233	0,049	1,103	0,143	1,311	1,108	0,119	1,268	0,169
Mn	0,005	0,000	0,005	0,000	0,018	0,003	0,002	0,005	0,004
Summe FM	13,039	0,004	13,095	0,041	13,031	13,040	0,016	14,899	0,108
Ca	1,178	0,024	1,434	0,014	1,439	0,370	0,127	0,355	0,557
Na (M4)	0,783	0,020	0,472	0,055	0,530	1,590	0,133	1,602	0,543
Na/(Na + Ca)	0,399	0,011	0,247	0,023	0,269	0,881	0,066	0,821	0,278
Na _{tot}	1,121	0,005	0,663	0,017	0,832	1,678	0,097	1,734	0,554
Na (A)	0,338	0,019	0,191	0,072	0,303	0,089	0,047	0,132	0,044
K	0,035	0,007	0,006	0,002	0,008	0,008	0,003	0,006	0,002
Summe (A)	0,373	0,026	0,197	0,071	0,311	0,095	0,050	0,140	0,046
OH	1,935	0,053	2,000	0,000	1,989	1,990	0,018	2,000	0,000
F	0,065	0,053	0,000	0,000	0,011	0,010	0,018	0,000	0,000
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ + Mg)	0,323	0,010	0,263	0,040	0,299	0,332	0,033	0,398	0,050
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ + Al ^{VI})	0,117	0,009	0,394	0,191	0,177	0,085	0,033	0,096	0,018

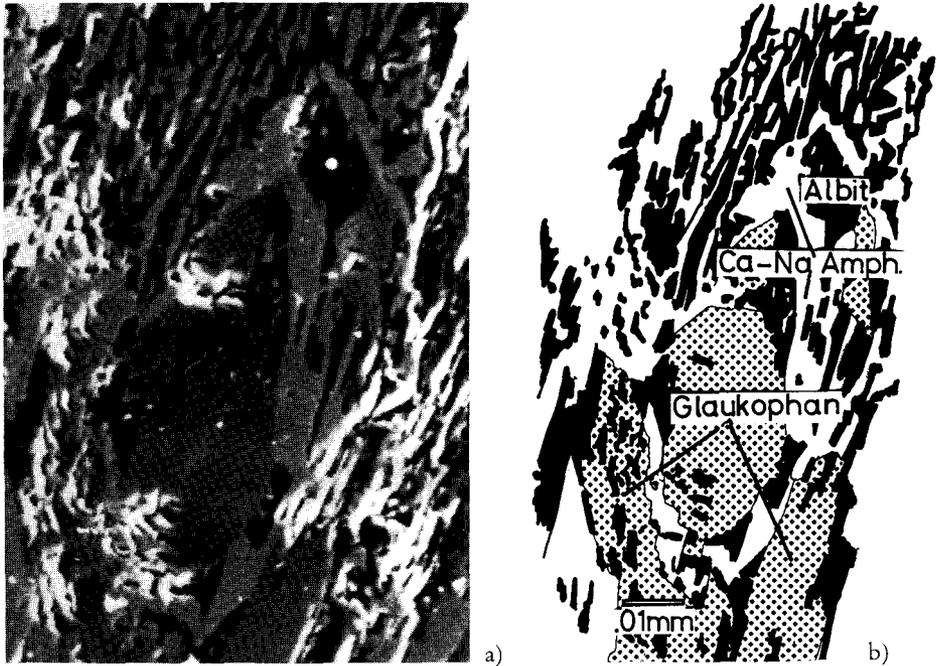


Abb. 8: a), b) Koexistierende Amphibole (Ca-Na-Amph und Glaukophan) und Albit und Boudinsegregation (Probe 29–87; Ausschnitt aus Abb. 3; Sekundärelektronenbild); lange Bildkante 0,11 mm.

Ca-Na-Amphibolen in Granat I handelt es sich um ferropargasitische bzw. ferroedenitische Hornblenden sowie Taramit: Die Besetzung der A-Position schwankt zwischen 0,57 und 0,86, $Mg/(Mg+Fe)$ liegt bei 0,33–0,49.

Glaukophane in der Matrix haben eine geringere Besetzung der A-Position durch Na: $0,09 \pm 0,03$, sowie ein höheres $Mg/(Mg+Fe)$ -Verhältnis: 0,60–0,72. Das $Na/(Na+Ca)^{M4}$ -Verhältnis liegt im Mittel bei 0,81.

Bei den mit Glaukophan koexistierenden Amphibolen (Probe 29–87) handelt es sich um Barroisite (in Paragenese mit Omphacit und Glaukophan; $Mg/(Mg+Fe)$ 0,66–0,69; $Na/(Na+Ca)^{M4}$ 0,38–0,41) und aktinolithische Hornblenden (+ Glaukophan + Albit; $Mg/(Mg+Fe)$ 0,22–0,30), $Na/(Na+Ca)^{M4}$ 0,22–0,27).

Typische posteklogitische Amphibole sind (ferroan-)edenitische Hornblenden (Na^A 0,51–0,60; $Na/(Na+Ca)^{M4}$ 0,06–0,21; $Mg/(Mg+Fe)$ 0,45–0,57).

In feinkörnigen Symplektiten treten überwiegend Magnesio-Hornblenden auf (Na^A $0,46 \pm 0,06$; $Na/(Na+Ca)^{M4}$ im Mittel 0,12; $Mg/(Mg+Fe)$ im Mittel 0,63).

Hellglimmer (Abb. 9)

Die Si-Gehalte pro Formeleinheit liegen bei den eklogitischen Phengiten zwischen 6,5 und 6,8 (Bereich A in Abb. 9). Der $Mg/(Mg+Fe)$ -Wert schwankt zwischen 0,55

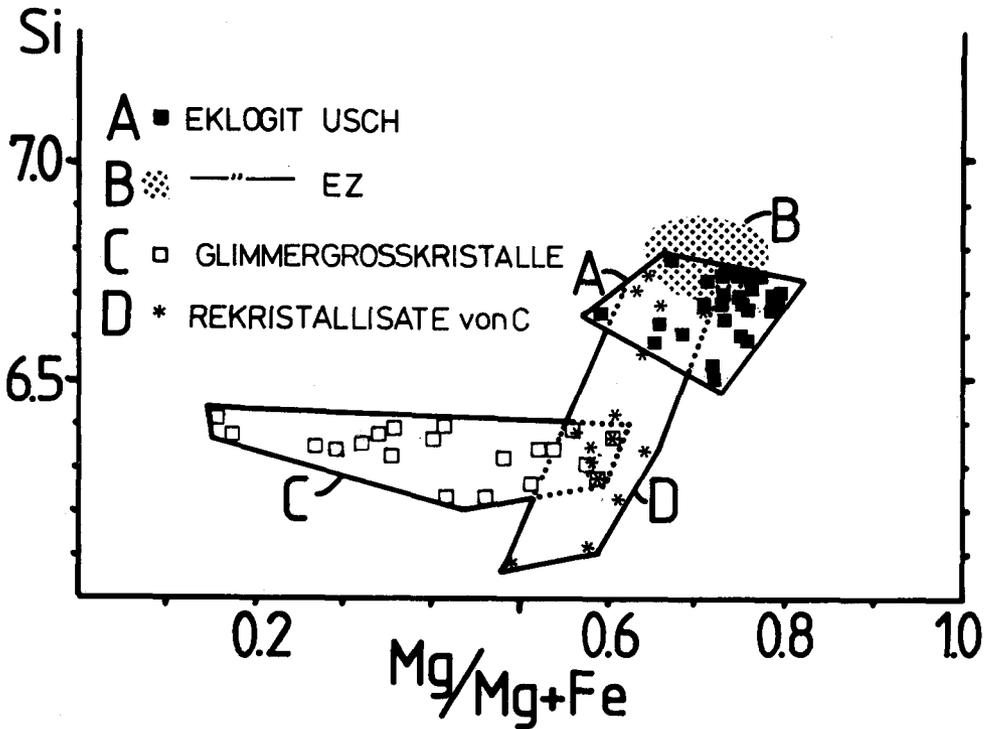


Abb. 9: Chemismus von K-Hellglimmern aus Eklogiten der Unteren Schieferhülle (A), der Eklogitzone (B, Daten aus MILLER, 1977), von pegmatitischen Glimmergroßkristallen aus der Hellglimmergneisserie (C) und deren Rekristallisaten (D).

und 0,8. Die Substitution von K durch Na liegt im Bereich von 7–10 Mol %. Phengitische Hellglimmer aus den Eklogiten der Eklogitzone (Bereich B in Abb. 9) unterscheiden sich von den Beschriebenen durch den geringfügig höheren Si-Gehalt (6,69–6,86 pro Fe) und den variablen Na-Einbau (7,4–13,6 Mol %; nach Daten von MILLER, 1977). In den Metasedimenten der Eklogitzone zeigt der Si-Einbau und das Mg/Fe-Verhältnis der Phengite Abhängigkeiten vom Gesteinschemismus. Die am Anfang erwähnten Glimmergroßkristalle aus Gneisen der USCH sind durch Si-Werte $< 6,5$ und variable Mg/Fe-Verhältnisse ($0,1 < \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) < 0,6$) gekennzeichnet (Bereich C in Abb. 9).

In der Probe 26–87 tritt statt Phengit überwiegend Paragonit zusammen mit Granat II, Zoisit, Albit und Titanit auf. Paragonit wurde außerdem vereinzelt mit Epidot/Zoisit als Einschluß in Granat gefunden.

Plagioklas

Mit Omphacit und Diopsid koexistierende Plagioklase haben An-Gehalte von 0–17%. Der An-Gehalt der sekundären (symplektitischen) Plagioklase schwankt zwischen 0 und 25%.

5. Metamorphoseentwicklung der Eklogite

Die präeklogitische Geschichte der Metabasite läßt sich zur Zeit nicht rekonstruieren. Amphiboleinschlüsse (ferroedenitische- bis pargasitische Hornblenden) in Granatkernen bilden den einzigen unsicheren Hinweis auf ein frühes, amphibolitfazielles (?) Ereignis.

Eine Temperaturabschätzung für das Eklogitstadium wurde mit dem Granat-Klinopyroxen Geothermometer durchgeführt (ELLIS & GREEN, 1975; RYBURN et al., 1976). Die hierfür benutzten Mikrosondenanalysen wurden nach den von MOTTANA (1986) aufgestellten Kriterien überprüft. Es wurden nur Temperaturen für Mineralpaare gerechnet, die im textuellen Gleichgewicht stehen (keine Symplektitbildung, gerade Korngrenzen, Meßpunkte weniger als 25 µm von der Korngrenze. Alle Korngrenzen wurden mit SEM-Bildern auf Umwandlungserscheinungen geprüft). Die Berechnung des Fe³⁺ erfolgte nach der Methode in RYBURN et al. (1976):

$$\text{Fe}^{3+} = 4-2\text{Si}-2\text{Ti}-\text{Al}+\text{Na}+\text{K}$$

Die für 10 kbar berechneten Temperaturen gruppieren sich um die Werte 400° C und 500° C mit wenigen Zwischenwerten (Abb. 10). Diese Bimodalität ist nicht mit textuellen oder anderen Kriterien zu korrelieren. Es muß berücksichtigt werden, daß das Granat-Klinopyroxen-Geothermometer experimentell bei wesentlich höheren Temperaturen als den hier erwarteten geeicht wurde und die errechneten Temperaturen nur eine grobe Abschätzung darstellen. Eine relativ niedrige Temperatur von 400–500° C für die Eklogitbildung steht jedoch im Einklang mit anderen Hinweisen. Die Koexistenz von zwei Pyroxenen (Jad₄₀₋₅₀ mit Jad₁₁₋₁₅) mit Albit als Kluftparagenese in Probe F 146 g (Abb. 7) ergibt Gleichgewichtsbedingungen von 8–10 kbar und Temperaturen unter 400° C (HOLLAND, 1983), kalibriert im System NaAlSi₂O₆-CaMgSi₂O₆. Da Omphacit in den Klüften vielfach mit Quarz im Gleichgewicht steht, ergibt die oben erwähnte Kluftparagenese Omphacit-Diopsid-Albit wahrscheinlich Gleichgewichtsdrucke. Der Phengitgehalt der mit Omphacit koexistierenden Hellglimmer ergibt nach MASSONE (1981) Mindestdrucke (9–12 kbar bei 400–500° C), die damit im Einklang stehen (Abb. 10). LIOU & MARUYAMA (1987) haben die Phasenbeziehungen koexistierender Amphibole in Jadeit-Glaukophan-Metabasiten des Franciscan-Complex untersucht. Sie vermuten eine Mischungslücke zwischen Ca-Na- und Na-Amphibolen, die sich in der oberen Epidotzone des Franciscan, d. h. bei Temperaturen unterhalb 500° C schließt. In der Probe 29-87 treten Glaukophan und Ca-Na-Amphibole auf, die nach den Texturen als koexistierend angesehen werden können. Sie zeigen keinerlei Umwandlungserscheinungen, sondern scharfe Kontakte mit Parallelverwachsungen (Abb. 8). Auch die Koexistenz von Glaukophan und Omphacit bildet einen guten Hinweis auf niedrige Temperaturen.

Das posteklogitische Stadium, gekennzeichnet z. B. durch die Symplektitisierung der Omphacite zu Plagioklas (An <20), Diopsid (Jd <10) und Amphibol, läßt sich mit den für dieses Gebiet ermittelten P-T-Daten für die alpine („Tauernkristalline“) Metamorphose (ca. 7 kbar bei 550° C) korrelieren.

Aus der unmittelbaren Nähe der hier beschriebenen Eklogite zu denen der mesozoischen Eklogitzone ergibt sich die Forderung nach einem Vergleich beider Gesteinstypen. Ein genetischer Zusammenhang zwischen den Edukten beider

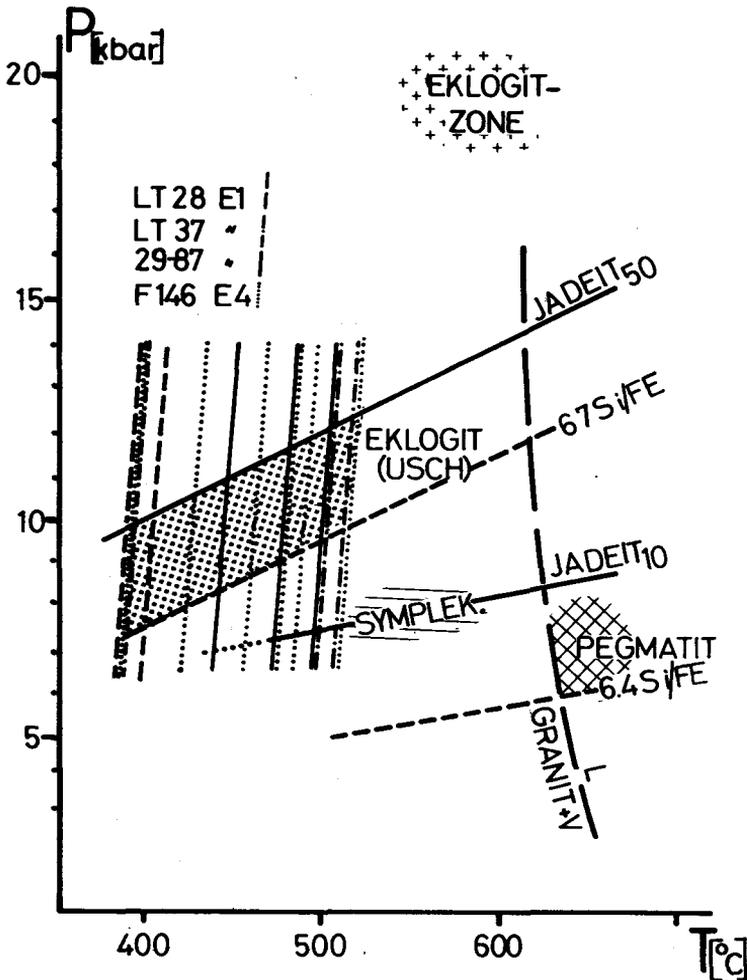


Abb. 10: P-T-Diagramm für Eklogite der Unteren Schieferhülle. Eingetragen sind die berechneten Temperaturen für Gt-Cpx nach ELLIS & GREEN (1979), die Jadeitgehalte in Cpx im Gleichgewicht mit Albit und Quarz nach HOLLAND (1983) und Si-Gehalte in Phengit (MASSONE, 1981), so daß die P-T-Bedingungen für das Eklogitstadium in der USCH auf 8–12 kbar bei 400–500° C eingegrenzt werden können. Der P-T-Bereich der Symplektitbildung ist durch Jd_{10} in symplektitischen Klinopyroxenen angedeutet. Das granitische Schmelzminimum (HUANG & WYLLIE, 1973) sowie $Si_{6,4}$ in Helliglimmer geben den möglichen P-T-Bereich für die pegmatitischen Glimmergroßkristalle an. Daten zur Eklogitzone aus FRANK et al., 1987).

Metabasite kann auf Grund der eindeutig autochthonen Stellung der Metabasite innerhalb der Unteren Schieferhülle ausgeschlossen werden. Lithologische Vergleiche bestätigen dies. Die für die Eklogitzone charakteristische Bänderung der Metabasite durch Wechsel im Epidotgehalt und/oder in der Korngröße steht einer Bänderung durch unterschiedlichen Plagioklas- oder Granatgehalt bei etwa konstanter, durchwegs geringer Korngröße in der Unteren Schieferhülle entgegen. Die eng mit den Eklogiten assoziierten Metasedimente der Eklogitzone fehlen in der Unteren Schieferhülle. Die auffällige Häufigkeit von Titanmineralen spiegelt sich auch in den geochemischen Analysen wider, die wesentlich höhere Titan- und Eisengehalte in den Metabasiten der Unteren Schieferhülle anzeigen. In Eklogiten aus beiden Einheiten gibt es chemisch zonar gebaute Granate – in der Eklogitzone ist der Zonarbau kontinuierlich (MILLER, 1977), in der Unteren Schieferhülle dagegen durch eine scharfe Diskontinuität geprägt. Die Metabasite des Keespölach sind von zwei präeklogitischen Ganggenerationen durchzogen. Aus der mesozoischen Eklogitzone sind solche Ereignisse nicht bekannt. Dies spricht gegen die Möglichkeit einer tektonischen Einschuppung von Teilen der Eklogitzone in die Untere Schieferhülle. Das Auftreten von grünen Chromglimmern in der Hellglimmergneisserie ist durch autochthone basische Gesteine in dieser Serie zu erklären. Unterschiede ergeben sich auch aus einem Vergleich der bekannten Daten zur P–T-Entwicklung beider Serien. Für die Eklogitzone läßt sich eine dreiphasige Entwicklung (FRANK et al., 1987) ableiten: zunächst ein Hochdruckstadium bei ca. 20 kbar und 550–600° C, gefolgt von einer Überprägung unter Bedingungen der Glaukophanschieferfazies (7–9 kbar; 450° C) und von der tertiären „Tauernkristallisation“ bei 4–6 kbar und 400–550° C.

In der Unteren Schieferhülle lassen sich die belegten Phasen der metamorphen Entwicklung noch nicht zu einem zeitlich geordneten Ablauf verbinden: Die Bildung von pegmatitischen Glimmergroßkristallen gehört sicher zu einem präalpidischen Hochtemperaturereignis ($T > 600^{\circ} \text{C}$; variszisch?). Während einer ebenfalls präalpidischen amphibolitfazialen Metamorphose entstanden Hornblenden, die als Einschlüsse in Granat I erhalten sind. Das Eklogitstadium ist jünger als dieses Ereignis, der zeitliche Bezug beider Phasen zur „Hochtemperaturphase“, ist unklar. Die letzte Überprägung des Mineralbestandes, die Symplektitbildung und die Bildung synkinematischer Amphibole in Klüften und Scherbahnen, ist wahrscheinlich tauernkristallin.

Ein (früh-)alpidisches Hochdruckstadium für Teile der Unteren Schieferhülle, also eine Einbeziehung in den gleichen Subduktionsprozeß, läßt sich zur Zeit nicht ausschließen. Dies entspricht dem Modell für die Greinerserie des westlichen Tauernfensters (SELVERSTONE et al., 1985) wo P–T-Bedingungen von 10 kbar bei 520° C bestimmt wurden. Da keine Anzeichen für eine alpidische tektonische Einschuppung der Metabasite in die bereits präalpidisch metamorphen Gneise der Unteren Schieferhülle gefunden wurde, hätte dieses Ereignis einen Teilbereich der Unteren Schieferhülle en bloc betroffen. Dunkle Gänge durchschlagen den Lagenbau amphibolitischer Gesteine des Keespölach-Metabasitkörpers diskordant. Dieser Lagenbau wurde bereits unter Bedingungen der Eklogitfazies boudiniert (Omphacit in Boudinsegregationen). Da alpidisch gebildete Gänge im Penninikum hier unbekannt sind, könnte hieraus auf eine präalpidische Eklogitbildung geschlossen werden.

6. Abkürzungen

Ab	– Albit	Gt II	– Granat II
Amph	– Amphibol	Hg	– Hellglimmer
Ap	– Apatit	Karb	– Karbonat
Bio	– Biotit	Pa	– Paragonit
Chl	– Chlorit	Plag	– Plagioklas
Cpx	– Klinopyroxen	Qz	– Quarz
Ep/Zoi	– Epidot–Zoisit	Rut	– Rutil
Fe-Ox	– Eisen-Oxid	Symph	– Symplektit
Glauc	– Glaukophan	Tit	– Titanit
Gt I	– Granat I		

7. Literatur

- ABRAHAM, K., HÖRMANN, P. & RAITH, M., 1974: Progressive metamorphism of basic rocks from the southern Hohe Tauern area, Tyrol (Austria). – *N. Jb. Mineral. Abh.*, **122**, 1–35.
- BIANCHI, A. & DAL PIAZ, G., 1930: Carta geologica dell'alta valle Aurine e regione vicine; 1:25000.
- BLANCKENBURG, F. v. et al., 1985: A K – Ar Study of the Hornblende – Garbenschists in the Lower Schieferhülle; W. Tauern Window. – Abstract. *Terra Cognita*, **5**, 337.
- DROOP, G., 1983: Pre-Alpine eclogites in the Pennine Basement Complex of the Eastern Alps. – *J. metamorphic Geol.*, **1**, 3–12.
- ELLIS, D. J. & GREEN, D. H., 1979: An experimental study of the effect of Ca upon garnet – clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. – *Contr. Mineral. Petrol.*, **71**, 13–22.
- FRANK, W., HÖCK, V. & MILLER, CH., 1987: Metamorphic and tectonic history of the central Tauern Window. In FLÜGEL, H. W. & FAUPL, P. (Eds.), 1987. *Geodynamics of the Eastern Alps*, 418 S., Deuticke, Wien.
- FRANZ, G. & SPEAR, F., 1983: High pressure metamorphism of siliceous dolomites from the central Tauern Window, Austria. – *Am. J. Sci.*, **283-A**, 396–413.
- FRASL, G., 1958: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – *Jb. Geol. B-A.*, **101**, 323–472.
- FRASL, G. & FRANK, W., 1966: Einführung in die Geologie und Petrologie des Penninikums des Tauernfensters. – *Der Aufschluß*, **15**, 30–58.
- HAWTHORNE, F. C., 1981: Crystal chemistry of amphiboles. In: VEBLEN, D. R. (Ed.) *Amphiboles and other hydrous pyriboles – mineralogy*. – *Reviews in mineralogy*, **9 A**, 1–102.
- HOLLAND, T. J. B., 1980: The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600–1200° C. – *Am. Min.*, **65**, 129–134.
- HOLLAND, T. J. B., 1983: Experimental determination of activities in disordered and short-range ordered jadeitic pyroxenes. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **82**, 214–220.
- HUANG, W. L. & WYLLIE, P. J., 1973: Melting relations of muscovite granite to 35 kbar as a model for fusion of metamorphosed subducted oceanic sediments. – *Contrib. Min. Petrol.*, **42**, 1–14.
- KIESL, W., KLUGER, H., WEINKE, H. & WIESENER, H., 1985: Eklogitisation in a presumed variscan subduction zone in the Eastern Alps (Austria). – *Terra Cognita*, **5**, 4, 436.
- LIU, J. G. & MARUYAMA, S., 1987: Parageneses and composition of amphiboles from Franciscan jadeite-glaucophan type facies series metabasites at Cazadero, California. – *J. metamorphic Geol.*, **5**, 371–395.
- LUCASSEN, F., 1988: Geologisch-petrologische Kartierung in der Unteren Schieferhülle des hinteren Frosnitztales; Hohe Tauern, Österreich. *Diplomkartierung*, Techn. Universität Berlin, 45 S., 1 Karte, 3 Profile.
- MAGGETTI, M., 1986: Petrographische Kriterien zur Altersstellung des Hochdruckereignisses in der Silvrettamasse. – *Fortschr. Mineral.*, *Beih.* **1**, 64: 103.

- MANBY, G. M., THIEDIG, F., MILAR, I., in prep. Textural, chemical and isotopic constrains on the Saualpe eclogites (Carinthia, Austria).
- MASSONE, H. J., 1981. Phengite: Eine experimentelle Untersuchung ihres Druck-Temperatur-Verhaltens im System K_2O -MgO- Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O . – Unveröffentlichte Diss., Ruhr Univ. Bochum, 213 S., 68 Abb., 55 Tab.
- MILLER, CH., 1970: Petrology of some eclogites and metagabbros from the Oetztal Alps, Tyrol, Austria. – *Contr. Min. Petrol.*, **28**, 42–56.
- MILLER, CH., 1977: Chemismus und Phasenpetrologische Untersuchungen der Gesteine der Eklogitzone des Tauernfensters, Österreich. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.* (3), **24**, 221–277.
- MILLER, CH., STOSCH, H. G., HOERNES, ST., 1988: Geochemistry and origin of eclogites from the type locality Koralpe and Saualpe, Eastern Alps, Austria. – *Chem. Geol.*, **67**, 103–118.
- MOTTANA, A., 1986: Crystal-chemical evaluation of garnet and omphacite microprobe analyses: Its bearing on the classification of eclogites. – *Lithos*, **19**, 3/4, 169–170.
- PURTSCHELLER, F. & SASSI, F., 1975: Some thoughts on the prealpine metamorphic history of the Austridic basement of the Eastern Alps. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, **3**. F. **22**, 175–199.
- RAITH, M., MEHRENS, C. & THÖLE, W., 1980: Gliederung, tektonischer Bau und metamorphe Entwicklung der penninischen Serien im südlichen Venedigerggebiet, Osttirol. – *Jb. Geol. B-A.*, **123**, 1, 1–37.
- RICHTER, W., 1973: Vergleichende Untersuchungen an ostalpinen Eklogiten. – *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, (3) **19**, 1–50.
- RYBURN, R., RAHEIM, A. & GREEN, D., 1976: Determination of the P–T paths of natural eclogites during metamorphism – record of subduction. *Lithos*, **9**, 161–164.
- SELVERSTONE, J., SPEAR, F., FRANZ, G. & MORTEANI, G., 1984: High pressure metamorphism in the SW-Tauern Window, Austria: P–T paths from Hornblende – Kyanite – Staurolite schists. – *J. Petrol.*, **25**, 501–531.
- SPEAR, F. S. & KIMBALL, K. L., 1984: RECAMP – A Fortran IV program for estimating Fe^{3+} contents in amphiboles. *Computers and geosciences*, **10**, 2/3, 317–325.
- THOMAS, S. & FRANZ, G., 1988: Kluftminerale und ihre Bildungsbedingungen in Gesteinen der Eklogitzone/Südvenediger-Gebiet (Hohe Tauern, Österreich). Dieser Band.
- TROLL, G., FORST, R. & SÖLLNER, F. mit einem geochronologischen Beitrag von BRACK, W., KÖHLER, H. & MÜLLER-SOHNUS, D., 1976. Über Bau, Alter und Metamorphose des Altkristallins der Schobergruppe, Osttirol. – *Geol. Rundsch.*, **65**, 2, 483–511.