

DIE SÜDLICHE EKLOGITZONE IM ÖTZTAL

von

Martin Koziol⁺ und Roland Oberhänsli⁺⁺

(eingelangt am 20. 6. 1995, angenommen am 27. 7. 1995)

Keywords: Eastern Alps, Ötztal-Stubai complex, southern eclogite zone, N-MORB, granulite facies

Abstract

The Ötztal-Stubai complex shows large scale E-W isoclinal folds in its northern part and "schlingen tectonics" in its southern portion. The rocks along the division of the two major tectonic settings, which corresponds to a chemical diversity, have been investigated petrologically. The southern part is composed of acid to intermediate rocks whereas the northern area is mainly build up by metabasites and some acid to mafic metavolcanic rocks. This part can further be divided into the "southern eclogite zone" and a bimodal series. The eclogite zone comprises basaltic kyanite-free eclogites and kyanite eclogite derived from pyroxen-plagioclase cumulitic precursors. Eclogites and amphibolites represent oceanic crust with N-MORB fractionation sequences. The bimodal series exhibits acid and mafic to intermediate compositions. The degree of metamorphism for the Variscan has been described as amphibolite facies overprint. New facts, especially the occurrence of corundum, point to a higher degree of metamorphic overprint, probably in the lower granulite facies.

⁺ Dipl.-Geol. Martin Koziol
Institut für Geowissenschaften, Universität Mainz
Becherweg 21, D-55099 Mainz

⁺⁺ Prof. Dr. Roland Oberhänsli
Institut für Geowissenschaften, Universität Potsdam
Karl-Liebknecht-Str. 24, D-14476 Postdam

Kurzfassung

Im Raum Sölden wurde die großtektonische Zweiteilung der Ötztaler-Stubai-Masse, ein Kulissenfaltenbau im Süden und ein isoklinaler E-W-Großfaltenbau im Norden petrologisch und geochemisch untersucht. Die tektonische Zweiteilung läßt sich auch geochemisch dokumentieren: Der südliche Teil besteht aus sauren bis intermediären Gesteinen und der nördliche Teil aus Metabasiten und sauren und basischen Metavulkaniten. Der Nordteil wiederum umfasst die Südliche Eklogitzone und eine anschließende bimodale Wechselserie. Die Eklogitzone besteht aus basaltischen, Disthen-freien Eklogiten und Pyroxen-Plagioklas-kumulierten Disthen-Eklogiten. Die Eklogite und Amphibolite sind Relikte einer N-MORB-ähnlichen Fraktionierungssequenz und repräsentieren ein Stück ozeanischer Kruste. In der Wechselserie gibt es deutliche Hinweise auf einen bimodalen Vulkanismus. Für die variszische Metamorphose wurden bisher amphibolitfaziale Bedingungen angenommen. Neue Fakten deuten darauf hin, daß diese Metamorphose zeitweise unter Bedingungen der Granulitfazies ablief.

Geologische Übersicht

Das Ötztal bildet einen Taleinschnitt in die Ötztaler-Stubai-Masse (ÖSM), einem altkristallinen Teilgebiet des Mittelostalpins. Dies gehört zu drei großen Deckensystemen, die den zentralen Teil der Ostalpen aufbauen. Es liegt als Hangendes zwischen dem penninischen Unterengadin- und Tauern-Fenster. Die ÖSM ist strukturell und petrographisch zweigeteilt.

Im nördlichen Teil herrschen Amphibolite, Eklogite, Ortho- und Paragneise (PURTSCHELLER, 1975) vor, die durch einen isoklinalen, E-W-streichenden Großfaltenbau geprägt sind (SCHMIDT, 1965; PURTSCHELLER, 1975). Die Faltenachsen verlaufen flach (ca. 10° - 15°) bis horizontal. Der südliche Teil wird dagegen von sauren bis intermediären Metapeliten, Paragneisen und -amphiboliten (PURTSCHELLER, 1975; MOGESSIE et al., 1985) dominiert, in denen ein Kulissenfaltenbau vorherrscht. Dieser Faltenbau wird von einigen Großfalten (Stubai-Schlinge, Venter Schlinge etc.) dominiert, deren Achsen steil bis saiger stehen (SCHMIDT, 1965; PURTSCHELLER, 1975).

Der Kontaktbereich der tektonischen Groseinheiten wurde im Raum Sölden/Huben-Sattelalm (zentrales Ötztal) in einem ca. 25 km^2 große Gebiet ($10^{\circ}57' - 11^{\circ}00'40''$ östl.; $46^{\circ}58'40'' - 47^{\circ}01'33''$ nördl.) studiert (Abb. 1). Dort steht im südlichen Teil des Arbeitsgebietes der Ostflügel der Stubai-Schlinge an. Im Nordteil des Arbeitsgebietes dominiert der erwähnte E-W-streichende Großfaltenbau. Dazwischen liegt ein Bereich mit Falten, die asymmetrisch, verstellt und versteilt sind und von der alpidischen Bruch- und Schubtektonik nachträglich beeinflusst scheinen.

Von den fünf Serien des großen Amphibolitzug des zentralen Ötztals (PURTSCHELLER, 1975) treten im Norden des Arbeitsgebietes (Abb. 1) die bimodale Wechselserie (BWS) und die Südliche Eklogitzone (SEZ) auf. Die BWS, die aus

Paragneisen und -amphiboliten besteht, wird durch eine scharfe E-W-Grenze von der SEZ getrennt. Vermutlich haben wir es an dieser Grenze mit einer steilen Überschiebung/Abschiebung im Gefolge einer dextralen Blockverschiebung zu tun. Die Verschiebungsbahn der Blöcke wird durch das heutige Ötztal nachgezeichnet, d.h. hier ist ein junges Formelement (Tal) mit alter Tektonik kombiniert.

Die Grenze zwischen dem basischen Komplex der SEZ und den sauren bis intermediären Gesteinen südlich davon, bildet ein Marmorzug. Dieser dokumentiert eine steilstehende Mylonitzone und ist Fortsetzung des Pichelbachmarmors aus dem Pollestal, der nachweislich eine alte Suturezone repräsentiert (MOGESSIE et al., 1988). Nördlich des Marmorzuges verläuft die SEZ, die aus Amphiboliten, Eklogiten und ganz untergeordnet genetisch verwandten Orthogneisen gebildet wird. Sie bildet den erwähnten E-W-streichende Großfaltenbau. Im zentralen Teil des Arbeitsgebietes wird eine komplizierte Zone mit isoklinalem Faltenbau in Ortho- und Paragneisen durch die Metabasite der SEZ u-förmig umschlossen. Eine weitere Mylonitzone deutet sich im Amphibolit des Kreuzkogels (Abb. 1) an. Im Süden bei Hochsölden wechseln sich dann Biotitplagioklasgneise und die verschiedenen Glimmerschiefer sedimentären Ursprungs ab.

Bisherige Untersuchungen

Die im Ötztal auftretenden Gneise bestehen aus Augengneisen, Granitgneisen und Porphyroiden und gehören zum sauren Magmatismus des Unteren Ordovizium (MAZZOLI & SASSI, 1992). Diese Gesteine besitzen einen kalkalkalinen Charakter und geochemische Signaturen, die eine Krusten-Kontamination andeuten. Es entstand damals eine typisch granitisch-rhyolithische Assoziation. HEINISCH & SCHMIDT (1982) vertreten aufgrund ähnlicher Gesteinschemismen die These, daß die Porphyroide aus dem Ötztal die vulkanischen Äquivalente der granitischen Tiefengesteine sind, die sich beim Magmenaufstieg erheblich stärker differenzierten. Die Herleitung dieser Magmatite aus dem Mantel wird für unwahrscheinlich gehalten. Aufschmelzungsvorgänge in der kontinentalen Kruste werden dafür verantwortlich gemacht.

Die Amphibolite in der zentralen ÖSM wurden aufgrund ihres Aussehens und Vorkommens in drei Gebiete unterteilt (MOGESSIE et al., 1985). Im Nordteil liegen die Amphibolite als Bänder oder Linsen in Metergröße vor. Im zentralen Teil treten große, kilometerlange Amphibolitlagen gemeinsam mit Metagabbros, Eklogiten und Peridotiten auf. Der südliche Teil wird von Amphiboliten dominiert, die als Zwischenlagen in die Metapelite, Marmore und Quarzite des Schneeberger Zuges eingeschaltet sind. Die Amphibolite werden zudem genetisch unterteilt: Einerseits treten Ortho-Amphibolite als gebänderte Amphibolite und diablatische Granat-amphibolite auf. Andererseits finden sich Para-Amphibolite, die mit Metapeliten vergesellschaftet sind (HOERNES & HOFFER, 1973; MOGESSIE et al., 1985).

Die Amphibolite wurden von MOGESSIE et al. (1985, 1986) eingehend untersucht. Für den nördlichen Teil ergaben sich erhöhte Gehalte an Cr und Ni. Im zentralen Teil wurden hohe Werte von Co und Cu registriert.

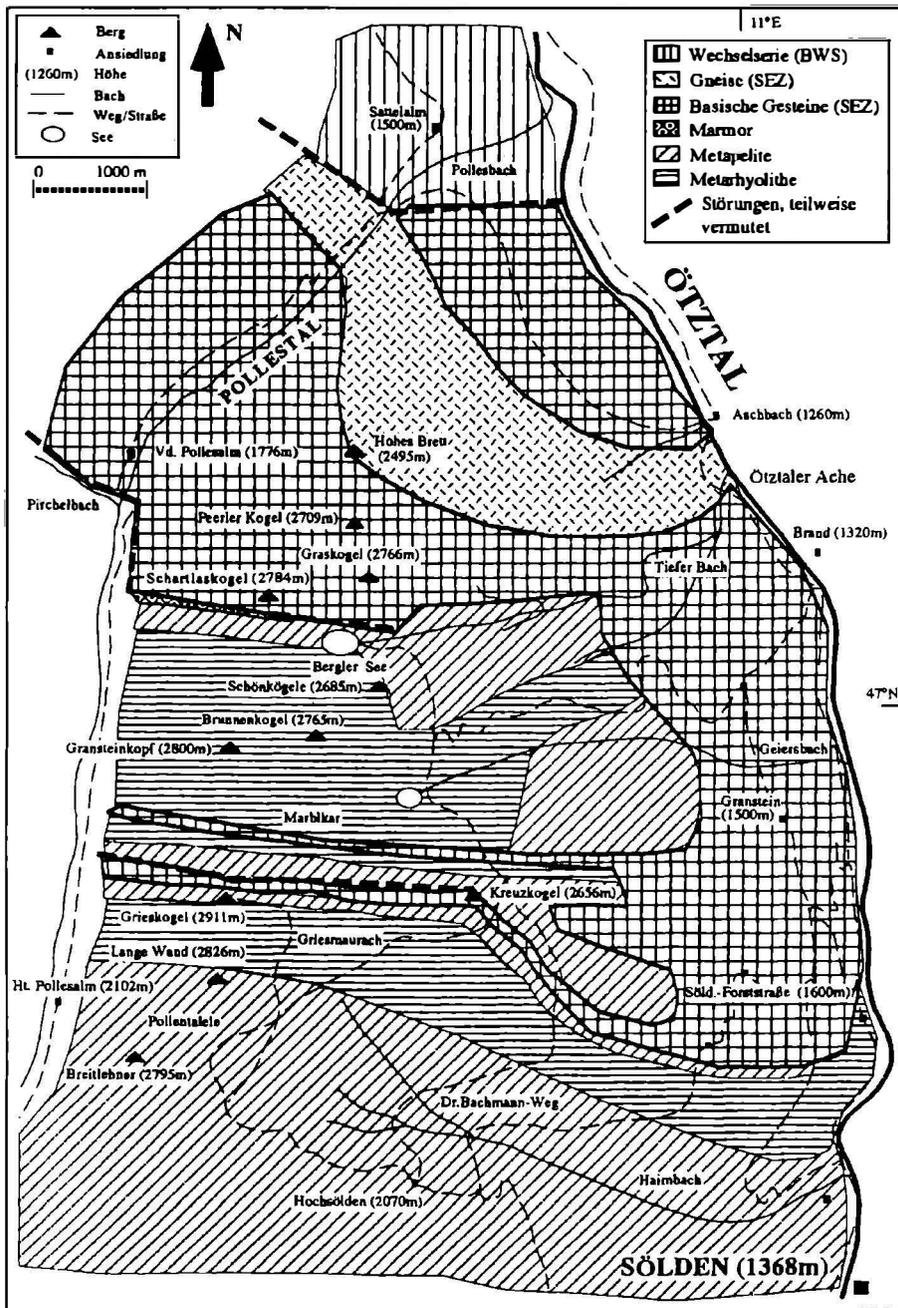


Abb. 1: Geologische Karte (Grundlage: Österreichische Alpenvereinskarte 31/1, 1988) des Gebietes zwischen der Sattelalm und Sölden (1:50.000) nach KOZIOL (1994).

Im südlichen Teil wurden dagegen erhöhte Konzentrationen von Li, Pb, Rb, Sr, Zn und Zr festgestellt. Die Amphibolite der zentralen Region zeigen außerdem niedrige K- und Rb-Werte und hohe K/Rb-Verhältnisse. Die Abnahme der TiO_2 -, P_2O_5 - und Alkalienkonzentrationen spricht für einen magmatischen Differentiationstrend dieser Gesteine mit steigendem Mg-Gehalt. Die meisten Amphibolite des zentralen und nördlichen Teil des Ötztal-Massivs zeigen einen tholeiitischen Differentiationstrend an. Sie sind aus tholeiitischen Gabbros mit niedrigen Kaliumgehalten ("low-K tholeiitic gabbros") entstanden. Diese tholeiitischen Gabbros und die Ultramafite werden als Fragmente von "Ozeanboden"-Gesteinen interpretiert.

Die Para-Amphibolite des südlichen Teils zeigen in den meisten Fällen Trends zwischen dem von Peliten und Dolomiten. Die chemischen Daten von MOGESSIE et al. (1985) deuten auf einen sedimentären Ursprung dieser Amphibolite hin. Das deutlich niedrigere K/Rb-Verhältnis im Vergleich zu den Amphiboliten des zentralen Teils wird von MOGESSIE et al. (1985) dahin gedeutet, daß im Süden niedrigere Metamorphosebedingungen geherrscht haben.

Eklogite kommen als kleine Linsen (5 x 10 m) oder boudinierte Lagen, parallel zur Schieferung, in den Amphiboliten des zentralen Ötztal vor. Geländedaten, geochemische Untersuchungen und experimentelle Daten zeigen, daß die Protolithe dieser Eklogite einen trockenen Gabbrokomplex, der 10 km lang, in E-W-Richtung zwischen Huben und Längenfeld liegt, darstellen (MILLER, 1970). Für die Entstehung der Eklogite des ehemaligen Gabbrokomplexes wird ein Druck von 6 - 10 kbar und eine Temperatur von 550° - 750° dokumentiert (MILLER, 1970). Der mächtige Gabbrokomplex wurde von N nach S in 5 Serien untergliedert (HOFFER, HOERNES & MILLER in PURTSCHELLER, 1978):

1. Serie der Bänderamphibolite + Eklogite + Peridotite
2. Serie der Granatamphibolite + Eklogite
3. Serie der Alumosilikatgneise
4. Wechselserie (BWS)
5. Serie der Südlichen Eklogitzone (SEZ).

Im Bereich der Sattelalm (Abb. 1) tritt eine intensive Wechselagerung von Paragneisen und -amphiboliten auf. PURTSCHELLER (1978) beschreibt diese Gesteine als eine ausgeprägte Wechsellagerung von hellen, granitoiden Gneisen mit dunklen Amphiboliten, deren Mächtigkeit im cm-, dm-, und m-Bereich variiert. Er deutet diese Serie als sedimentäre Wechsellagerung von Tuffen verschiedener Zusammensetzung und nennt sie Wechselserie.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde das Gebiet Sattelalm-Hochsölden (Abb. 1) neu kartiert und petrographisch, geochemisch im Hinblick auf die Genese der Eklogite und Amphibolite in Verbindung mit ihrer polymetamorphen Geschichte untersucht. Ziel der Arbeit ist es, Unterschiede bzw. Gemeinsamkeiten zum übrigen Ötztal herauszuarbeiten und die Südliche Eklogitzone als eigenständige Zone besser im Gesamtverband zu etablieren bzw. differenzieren.

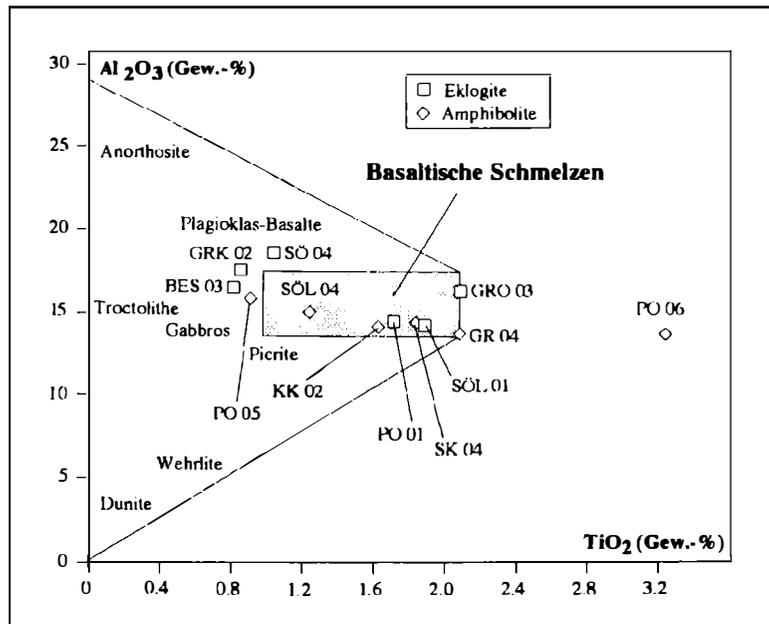


Abb. 2: Mit dem Basaltschmelzendiagramm nach PEARCE (1983a) lassen sich die Protolithe der Eklogite in echte Basalte ("basaltische, disthenfreie Eklogite") und Plagioklas-Eklogite ("cpx-plag-kumulierte Eklogite") trennen.

Analytische Methoden

Die Proben wurden mittels RFA auf ihre Haupt- und Spurenelementzusammensetzung untersucht. Die Mineralzusammensetzungen wurden mit einer Cameca-Elektronenstrahl-Mikrosonde analysiert. Für die Eichung wurden folgende Standards benutzt: Si und Ca: natürlicher Wollastonit; Na und K: Na- bzw. K-Feldspat; Mg, Fe und Al: synthetische Oxide; Mn und Ti: synthetisches $MnTiO_3$. Die Matrixeffekte wurden mit einer PAP-Korrektur kompensiert.

Geochemie

Die Gneise (Tab. 1) lassen sich in zwei Gruppen unterteilen: Die erste Gruppe (1) gehört zur SEZ und weist einen tholeiitischen Trend auf. Diese felsischen und sauren Gesteine könnten durch eine Differentiation aus Magmen entstanden sein, die ozeanische Kruste gebildet haben. Die Zweite (2) steht im südliche Teil des Arbeitsgebietes an und zeigt einen deutlichen kalkalkalinen Trend. Für ihre Entstehung könnten Magmen mit kontinentaler Krustenkontamination verantwortlich sein.

| Probe | SK 05 | PO 04 | PO 07 | SÖL 03 | GR 01 | SÖ 01 | SÖL 02 |
|--------------------------------|---------------------------------------|--------------|-----------|--------------|------------------|-------------------|--------------|
| Gruppe | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 2 | 2 |
| Gesteinstyp | Hbl-Gr-Gneis | Hbl-Gr-Gneis | Hbl-Gneis | heller Gneis | Bio-Mek-Schiefer | Biotit-eugengneis | heller Gneis |
| Protolith | saure und felsische Restdifferenziate | | | Dacit | Rhyolith | Rhyolith | |
| SiO ₂ | 64,94 | 67,78 | 71,09 | 74,17 | 66,29 | 74,08 | 76,58 |
| TiO ₂ | 1,03 | 0,74 | 0,39 | 0,26 | 0,74 | 0,21 | 0,15 |
| Al ₂ O ₃ | 13,93 | 14,68 | 14,22 | 13,59 | 14,70 | 13,01 | 12,96 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,49 | 2,31 | 2,70 | 0,00 | 1,23 | 0,87 | 0,00 |
| FeO | 5,39 | 4,46 | 1,22 | 3,45 | 3,21 | 0,98 | 1,81 |
| MnO | 0,18 | 0,06 | 0,05 | 0,04 | 0,06 | 0,03 | 0,01 |
| MgO | 1,32 | 0,83 | 0,34 | 0,40 | 3,44 | 0,41 | 0,16 |
| CaO | 5,21 | 2,38 | 3,80 | 2,11 | 1,56 | 1,14 | 1,16 |
| Na ₂ O | 4,39 | 6,16 | 5,43 | 5,55 | 2,45 | 3,40 | 4,64 |
| K ₂ O | 0,08 | 0,03 | 0,07 | 0,54 | 3,47 | 4,27 | 2,25 |
| P ₂ O ₅ | 0,34 | 0,13 | 0,06 | 0,04 | 0,16 | 0,07 | 0,02 |
| LOI | 0,83 | 0,55 | 0,73 | 0,83 | 2,83 | 1,34 | 1,06 |
| Σ Gew. % | 100,13 | 100,09 | 100,10 | 100,08 | 100,13 | 99,81 | 100,04 |
| CO ₂ | 0,06 | 0,00 | 0,07 | 0,09 | 0,06 | 0,13 | 0,06 |
| SO ₂ | 0,00 | 0,00 | 0,07 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,03 |
| V | 32 | 36 | 9 | 15 | 95 | 22 | 6 |
| Cr | 25 | 44 | 12 | 13 | 59 | 27 | 17 |
| Co | 110 | 21 | 4 | 110 | 53 | 0 | 147 |
| Ni | 0 | 6 | 1 | 0 | 20 | 9 | 0 |
| Cu | 2 | 2 | 1 | 18 | 2 | 2 | 5 |
| Zn | 25 | 25 | 19 | 13 | 42 | 14 | 19 |
| Ga | 23,9 | 20,0 | 22,9 | 22,3 | 19,8 | 14,6 | 12,9 |
| Rb | 3 | 0 | 0 | 9 | 95 | 113 | 44 |
| Sr | 275 | 121 | 230 | 238 | 55 | 206 | 123 |
| Y | 97 | 65 | 91 | 73 | 31 | 37 | 16 |
| Zr | 469 | 621 | 620 | 319 | 190 | 127 | 134 |
| Nb | 18 | 13 | 19 | 12 | 13 | 12 | 4 |
| Be | 51 | 31 | 14 | 57 | 624 | 729 | 1059 |

Tab. 1: Haupt- und Spurenelementgeochemie der Gneise.

| Probe | KK 02 | SK 04 | PO 05 | SÖL 04 | PO 06 | GR 04 | GR 10 |
|--------------------------------|-----------|-----------|--------|--------|-----------|-----------|------------|
| Gruppe | 1 | 1 | 1 | 1 | 2 | 2 | |
| Gesteinstyp | Gra-Amph. | Gre-Amph. | Amph. | Amph. | Gre-Amph. | Gre-Amph. | Metemergel |
| Protolith | Gabbro | Gabbro | Gabbro | Gabbro | Diorit | Diorit | Sediment |
| SiO ₂ | 48,71 | 48,71 | 49,87 | 48,85 | 50,74 | 51,28 | 53,13 |
| TiO ₂ | 1,62 | 1,84 | 0,91 | 1,24 | 3,23 | 2,08 | 1,55 |
| Al ₂ O ₃ | 14,20 | 14,49 | 15,91 | 15,14 | 13,84 | 13,87 | 17,83 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,87 | 2,62 | 2,56 | 2,94 | 3,28 | 4,51 | 17,19 |
| FeO | 9,15 | 9,58 | 6,02 | 8,70 | 10,92 | 7,81 | n.b. |
| MnO | 0,22 | 0,21 | 0,18 | 0,16 | 0,36 | 0,20 | 0,23 |
| MgO | 6,65 | 7,12 | 8,22 | 7,20 | 4,55 | 5,37 | 1,83 |
| CaO | 9,93 | 10,94 | 12,43 | 10,15 | 8,24 | 7,53 | 4,35 |
| Na ₂ O | 3,38 | 3,00 | 1,74 | 3,63 | 3,37 | 5,01 | 2,06 |
| K ₂ O | 0,80 | 0,20 | 0,09 | 0,17 | 0,16 | 0,51 | 1,35 |
| P ₂ O ₅ | 0,19 | 0,22 | 0,09 | 0,13 | 0,70 | 0,27 | 0,35 |
| LOI | 2,25 | 1,29 | 1,79 | 1,88 | 0,93 | 1,86 | 0,45 |
| Σ Gew. % | 99,86 | 100,22 | 99,81 | 100,20 | 100,32 | 100,29 | 100,32 |
| CO ₂ | 0,13 | 0,13 | 0,00 | 0,13 | 0,00 | 0,01 | n.b. |
| SO ₂ | 0,00 | 0,31 | 0,00 | 0,40 | 0,00 | 0,00 | n.b. |
| V | 325 | 344 | 217 | 223 | 364 | 334 | 320 |
| Cr | 151 | 274 | 401 | 384 | 25 | 56 | 55 |
| Co | 77 | 108 | 38 | 108 | 42 | 78 | 18 |
| Ni | 51 | 82 | 149 | 98 | 22 | 30 | 18 |
| Cu | 4 | 81 | 25 | 20 | 12 | 17 | 36 |
| Zn | 102 | 97 | 80 | 64 | 149 | 57 | 158 |
| Ga | 23,5 | 17,9 | 16,2 | 16,0 | 21,8 | 20,3 | 19,4 |
| Rb | 27 | 6 | 0 | 2 | 2 | 9 | 60 |
| Sr | 112 | 140 | 188 | 25 | 202 | 203 | 237 |
| Y | 42 | 33 | 20 | 46 | 66 | 42 | 26 |
| Zr | 118 | 96 | 67 | 102 | 243 | 174 | 184 |
| Nb | 11 | 6 | 1 | 6 | 13 | 9 | 7 |
| Ba | 89 | 71 | 29 | 19 | 117 | 109 | 379 |

Tab. 2: Haupt- und Spurenelementgeochemie der Amphibolite.

| Probe | GRO 03 | PO 01 | SÖL 01 | SÖ 04 | BES 03 | GRK 02 |
|--------------------------------|---------|---------|---------------|---------|---------|---------|
| Gruppe | 1 | 1 | 1 | 2 | 2 | 2 |
| Name | Eklogit | Eklogit | Eklogit-Amph. | Eklogit | Eklogit | Eklogit |
| Protolith | Gabbro | Gabbro | Diorit | Gabbro | Gabbro | Diorit |
| SiO ₂ | 43,65 | 49,73 | 54,73 | 49,41 | 51,02 | 55,35 |
| TiO ₂ | 2,10 | 1,70 | 1,85 | 1,04 | 0,81 | 0,85 |
| Al ₂ O ₃ | 16,43 | 14,53 | 14,06 | 18,60 | 16,51 | 17,58 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,59 | 2,14 | 3,19 | 1,84 | 1,58 | 9,32 |
| FeO | 12,11 | 9,01 | 8,61 | 6,95 | 7,42 | n.b. |
| MnO | 0,22 | 0,17 | 0,19 | 0,15 | 0,16 | 0,17 |
| MgO | 9,22 | 6,96 | 4,03 | 7,16 | 8,16 | 4,99 |
| CaO | 10,75 | 11,93 | 9,09 | 10,08 | 8,78 | 8,27 |
| Na ₂ O | 1,99 | 2,69 | 2,34 | 3,22 | 2,48 | 2,90 |
| K ₂ O | 0,08 | 0,03 | 0,12 | 0,22 | 1,02 | 0,51 |
| P ₂ O ₅ | 0,04 | 0,13 | 0,39 | 0,18 | 0,09 | 0,16 |
| LOI | 0,88 | 1,02 | 1,67 | 1,46 | 2,15 | 0,31 |
| Σ Gew. % | 100,07 | 100,06 | 100,27 | 100,31 | 100,19 | 100,41 |
| CO ₂ | 0,10 | 0,10 | 0,10 | 0,22 | 0,15 | n.b. |
| SO ₂ | 0,09 | 0,00 | 0,00 | 0,06 | 0,15 | n.b. |
| V | 486 | 465 | 219 | 230 | 244 | 224 |
| Cr | 130 | 194 | 85 | 213 | 459 | 94 |
| Co | 149 | 35 | 112 | 106 | 83 | 28 |
| Ni | 113 | 58 | 23 | 96 | 104 | 38 |
| Cu | 72 | 2 | 1 | 77 | 55 | 22 |
| Zn | 115 | 39 | 36 | 101 | 108 | 88 |
| Ga | 20,7 | 19,6 | 20,9 | 19,5 | 17,3 | 18,2 |
| Rb | 4 | 3 | 3 | 5 | 35 | 15 |
| Sr | 237 | 172 | 328 | 592 | 154 | 443 |
| Y | 24 | 28 | 67 | 13 | 27 | 19 |
| Zr | 37 | 92 | 281 | 40 | 91 | 94 |
| Nb | 4 | 3 | 13 | 2 | 2 | 5 |
| Ba | 28 | 16 | 54 | 148 | 276 | 379 |

Tab. 3: Haupt- und Spurenelementgeochemie der Eklogite.

| Probe | SA 01 | SA 02 | SA 03 | SA 04 | SA 05 | SA 06 | SA 07 | SA 08 | SA 09 | SA 10 |
|--------------------------------|---------------------------|-----------------------------|-------------------------|------------------|-----------------|-----------------------------|----------------------------|------------------|------------------|------------------|
| Gruppe | 1 | 2 | 4 | 2 | 3A | 4 | 4 | 3B | 3B | 3A |
| Gesteins- typ | amphibolide Metagabbro | Hbl.Gr-Gneis/ Amphibolit | fleckiger Amphibolit | Horn- blendit | heller Gneis | Biotit-Gneis/ Amphibolit | heller Granat- Gneis | dunkler Gneis | Biotit- gneis | Ep-Hbl- Gneis |
| SiO ₂ | 40,78 | 43,68 | 58,21 | 43,90 | 54,18 | 62,12 | 66,92 | 62,90 | 62,65 | 51,86 |
| TiO ₂ | 0,74 | 0,64 | 0,64 | 0,81 | 0,67 | 0,60 | 0,38 | 0,93 | 1,07 | 0,36 |
| Al ₂ O ₃ | 16,43 | 21,80 | 17,36 | 18,57 | 22,30 | 17,17 | 16,89 | 17,69 | 17,04 | 21,99 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,83 | 3,41 | 3,10 | 3,64 | 1,63 | 2,12 | 1,71 | 3,84 | 2,88 | 2,88 |
| FeO | 7,86 | 4,63 | 2,40 | 6,64 | 2,32 | 3,36 | 2,14 | 4,70 | 6,18 | 2,88 |
| MnO | 0,12 | 0,11 | 0,10 | 0,12 | 0,08 | 0,13 | 0,14 | 0,18 | 0,13 | 0,10 |
| MgO | 18,88 | 7,44 | 2,83 | 8,10 | 2,74 | 2,30 | 1,78 | 4,70 | 6,69 | 3,17 |
| CaO | 8,06 | 12,02 | 8,03 | 12,82 | 8,31 | 4,38 | 3,83 | 8,37 | 8,66 | 7,82 |
| Na ₂ O | 1,37 | 2,11 | 4,60 | 1,80 | 6,86 | 6,11 | 4,68 | 3,78 | 4,28 | 4,82 |
| K ₂ O | 2,82 | 0,78 | 1,47 | 0,23 | 0,10 | 1,33 | 1,40 | 0,80 | 2,26 | 1,38 |
| P ₂ O ₅ | 0,10 | 0,07 | 0,12 | 0,10 | 0,33 | 0,28 | 0,13 | 0,18 | 0,26 | 0,04 |
| LOI | 4,36 | 3,80 | 2,86 | 2,76 | 1,88 | 1,37 | 1,82 | 2,38 | 1,93 | 2,82 |
| Σ Gew.% | 98,10 | 100,27 | 100,41 | 100,28 | 100,34 | 100,16 | 100,86 | 100,37 | 98,58 | 100,40 |
| CO ₂ | 0,01 | 0,27 | 0,04 | 0,16 | 0,48 | 0,13 | 0,31 | 0,14 | 1,82 | 0,62 |
| SO ₂ | 0,00 | 0,00 | 0,01 | 0,00 | 0,02 | 0,04 | 0,00 | 0,38 | 0,01 | 0,00 |
| V | 180 | 212 | 124 | 216 | 88 | 82 | 48 | 228 | 172 | 157 |
| Cr | 863 | 112 | 28 | 133 | 21 | 17 | 24 | 64 | 166 | 18 |
| Co | 86 | 82 | 8 | 88 | 17 | 10 | 6 | 74 | 48 | 63 |
| Ni | 332 | 83 | 16 | 64 | 14 | 10 | 12 | 16 | 68 | 12 |
| Cu | 2 | 26 | 11 | 6 | 7 | 10 | 4 | 46 | 16 | 11 |
| Zn | 86 | 54 | 63 | 82 | 23 | 68 | 80 | 104 | 82 | 66 |
| Ga | 12,6 | 17,8 | 18,6 | 16,7 | 18,1 | 18,6 | 14,1 | 17,8 | 18,7 | 18,7 |
| Pb | 128 | 27 | 30 | 8 | 0 | 32 | 38 | 23 | 42 | 42 |
| Sr | 47 | 878 | 436 | 682 | 872 | 404 | 333 | 360 | 487 | 302 |
| Y | 18 | 10 | 18 | 8 | 18 | 18 | 11 | 23 | 20 | 12 |
| Zr | 18 | 32 | 87 | 30 | 107 | 103 | 112 | 66 | 122 | 23 |
| Nb | 1 | 1 | 3 | 1 | 3 | 3 | 3 | 4 | 5 | 0 |
| Ba | 836 | 102 | 426 | 44 | 41 | 288 | 368 | 281 | 787 | 347 |

Tab. 4: Haupt- und Spurenelementgeochemie der bimodalen Wechselserie.

Die Ergebnisse der 1. Gruppe sind neu bzw. noch nicht belegt, während die 2. Gruppe eindeutig zu den ordovizischen Gneisen von MAZZOLI & SASSI (1992) gehört. Für die Amphibolite der SEZ (Tab. 2) ist ebenfalls ein tholeiitischer Trend nachweisbar. Dabei lassen sich Gabbros (1) von gabbroiden Dioriten (2) unterscheiden. Alle Gesteine sind quarz- und olivinnormativ. Damit bestätigen unsere Resultate die Angaben von MOGESSIE et al. (1985, 1986).

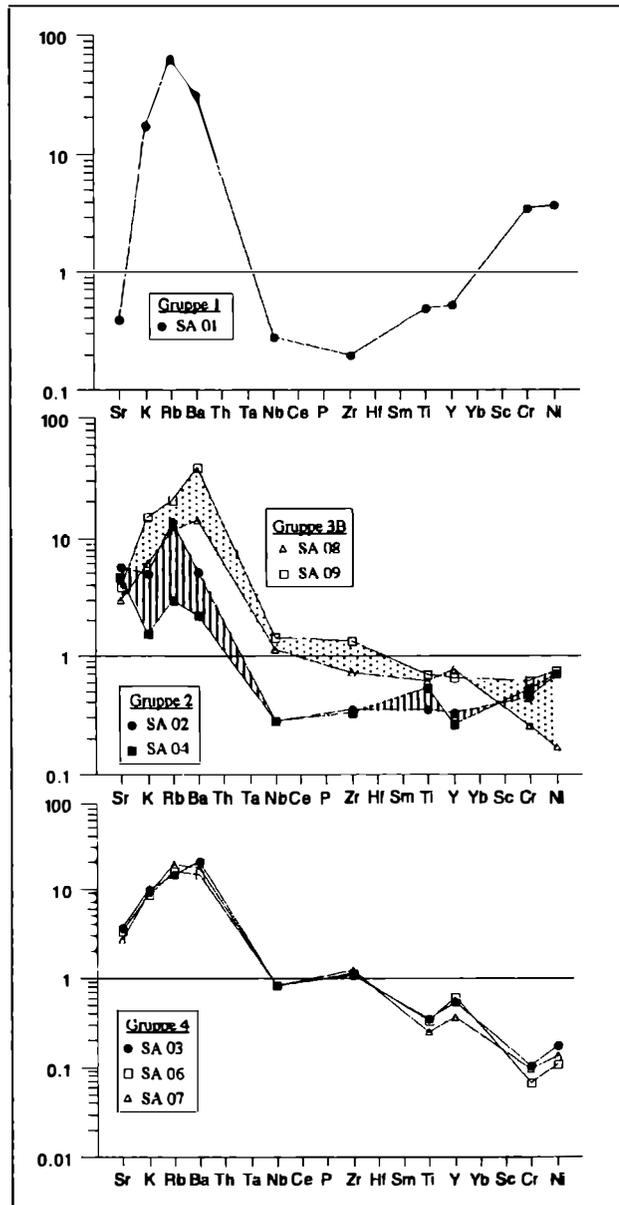


Abb. 3: Pearce-Diagramm (Rock/MORB) für die Gesteine der BWS; Normierungswerte nach PEARCE (1983 b). Legende: Gruppe 1: Metagabbro; Gruppe 2: ol-normative (Meta-) High-Alumina-Basalte; Gruppe 3 B: qz-normative (Meta-) High-Alumina-Basalte; Gruppe 4: (Meta-) Andesite und Dacite.

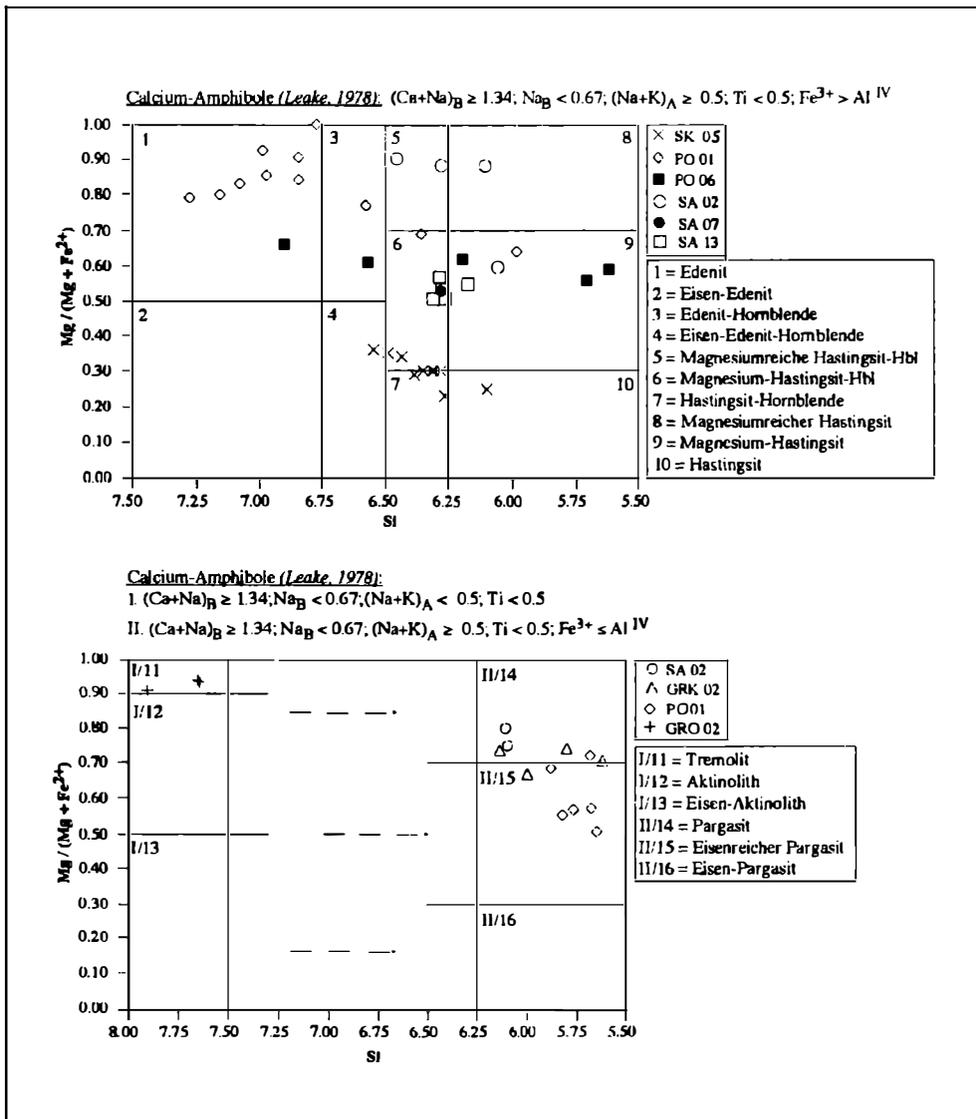


Abb. 4: Nomenklatur der Calcium-Amphibole aus dem Arbeitsgebiet nach LEAKE (1978).

Die Eklogite (Tab. 3) weisen hohe Al_2O_3 -Gehalte (Abb. 2) auf und zeigen einen eindeutigen tholeitischen Trend. Alle Proben sind olivinnormativ. Diese Ergebnisse decken sich gut mit den Angaben von MILLER (1970). Es lassen sich dabei Eklogite mit gabbroidem Charakter (1) von Eklogiten mit eher gabbroid-dioritischem Charakter (2) unterscheiden.

Die Proben der BWS (Tab. 4) lassen sich in 4 Gruppen (Abb. 3) unterteilen. Es gibt in diesen Gruppen 2 Trends: olivinnormativ (basaltisch) und quarznormativ (andesitisch)! Die Gruppe 1 wird vertreten von einem extrem olivin- und nephelinnormativen Metagabbro. Gruppe 2 sind olivin-, diopsid- und nephelinnormative Meta-High-Alumina-Basalte. Die Meta-Plagiogranite der Gruppe 3 A sind deutlich hypersthen- und diopsidnormativ! Gruppe 3B besteht aus Meta-High-Alumina-Basalte, die eher quarznormativ sind. Die 4. Gruppe besteht aus quarz- und hypersthennormativen Meta-Andesiten und Meta-Daciten.

Die Probe GR 10 (Tab. 2) ist ein Metamergel, der im südliche Teil des Arbeitsgebietes vorkommt. Diese Probe besitzt eine ähnliche Chemie wie ein Amphibolit, hat aber höhere Fe- und Al-Gehalte. Ein deutlicher Unterschied zu den Amphiboliten sind auch die hohen Ba- und Sr-Werte.

Petrologie

Die Amphibole wurden in der SEZ und der BWS untersucht und verglichen. In beiden Serien kommen Pargasite als Vertreter mit dem höchsten Amphibol-Metamorphosegrad vor. Die ebenfalls gefundenen Hastingsite werden zum Rand hin immer magnesiumreicher und bestehen am Rand nur noch aus Edenit.

MOGESSIE et al. (1986) dokumentiert ähnliche Ergebnisse für die Amphibolite im zentralen Ötztal. Eine maßgebliche Rolle bei der Amphibolzusammensetzung spielen die Edenit- und Tschermakitsubstitution ($[(Mg, Si)(Al, Fe)_{-1}]$), sowie die Eisen-substitutionen. In Hastingsite wird vermehrt auf der C-Position Fe^{2+} für Mg und Fe^{3+} für Al eingebaut. Der Übergang von Hastingsit zu Mg-Hastingsit bedeutet ein Abbau der Fe^{2+} Konzentration und eine unverändert (-steigende) Fe^{3+} -Konzentration. Durch Zunahme des Fe^{3+} -Gehaltes wird eine Abnahme der Metamorphosebedingungen angezeigt (MOGESSIE, 1986). Dieser Einbau wird kontrolliert durch:

1. Sauerstoff-Fugazität - Temperatur und
2. P_{fluid} - Temperatur, d.h. je höher die Temperatur, desto weniger Fe^{3+} wird eingebaut und es bilden sich mit der Zunahme der Temperatur bzw. von P_{fluid} folgende Amphibole: Aktinolith - Hornblende - pargasitische Hornblende - Pargasit (FRANK et al., 1987).

Im Arbeitsgebiet konnte ein retrograder Pfad mit Hilfe dieser drei Komponenten Pargasit-Hastingsit-Edenit (Abb. 4) nachgewiesen werden, d.h. es läßt sich die kontinuierliche Abnahme der Metamorphosebedingungen von der prävariszischen Eklogitfazies in die eoalpine Amphibolitfazies mit Hilfe dieser Mineralen dokumentieren. Die Edenit-Komponente wurde hervorgerufen durch die alpidische Metamorphose, die in diesem Teilgebiet der ÖSM Amphibolitfazies erreichte. In der BWS scheinen die Mg-Hastingsite bzw. die Pargasite prograd entstanden zu sein, während die Mg-Hastingsite der SEZ retrograd aus Pargasiten entstanden sind.



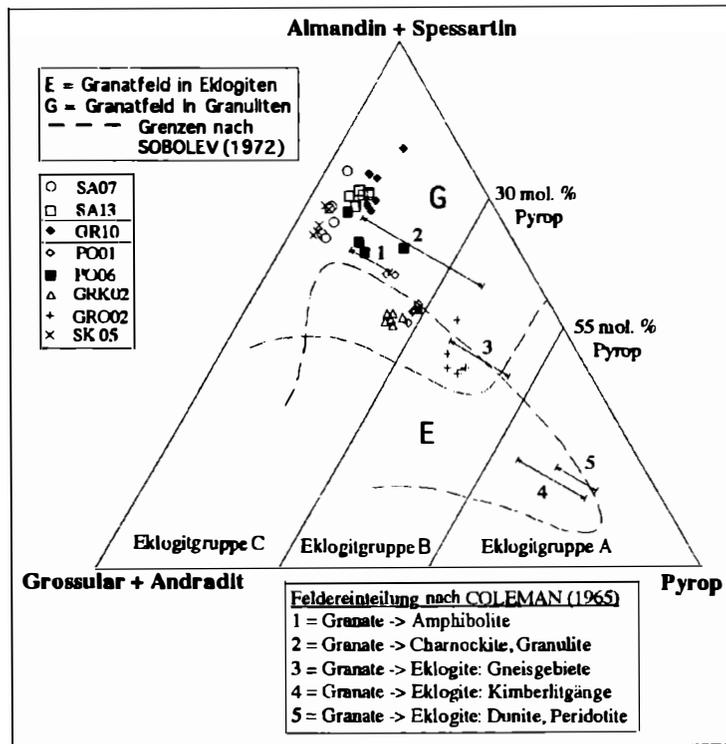


Abb. 5: Im Granatdreieck mit den Grenzen von SOBOLEV (1972) und COLEMAN et al. (1965) kann man die eklogitischen Granate der SEZ (GRO 02) deutlich von den Granulitischen der BWS (SA 13) unterscheiden. Es existieren aber auch granulitische Granate in der SEZ (GRK 02).

Die Bildung der Pargasite würde nicht der Einordnung dieser metamorphen Phasengesellschaftung in eine untere Granulitfazies widersprechen.

Bei den Granaten des tholeiitischen Trends kann man Folgendes beobachten: Die Granate der Eklogit-Proben fallen in das Feld (Abb. 5) der eklogitischen Granate, während die Granate von PO 06 und SK 05 im Feld (Abb. 5) der granulitischen Granate (SOBOLEV, 1972) liegen. Die Probe GRO 02 weist den höchsten Pyropgehalt auf. SK 05 hat die höchsten Almandingehalte. Von den Eklogiten zu den Amphiboliten bedeutet dies eine Zunahme des Almandin- und eine Abnahme des Pyropgehaltes bei ungefähr gleichbleibender Grossularkomponente. Die Granate der BWS liegen alle im Feld (Abb. 3) der granulitischen Granate und zeigen somit einen völlig anderen Granattrend. Bei all diesen Granaten bleibt die Pyropkomponente relativ konstant. Hier variieren nur die Almandin- und Grossularwerten. Die Gesteinschemie ist dabei fast homogen. Die Granate der metapelitischen Probe GR

10 zeigen die höchsten Almandin- (70 Mol. %) und die niedrigsten Grossularwerte (16 Mol. %). Auch diese Granate liegen im Feld (Abb. 5) der Granulite nach SOBOLEV (1972).

Die Granate in den Ötztal-Amphiboliten wurden von MOGESSIE et al. (1986) eingehend untersucht. Anhand von Granatprofilen dokumentiert er zwei Stadien von Granatwachstum. Der Kern repräsentiert eine ältere, niedriggradigere Metamorphose, während der innere Rand ein jüngeres, hochgradiges Ereignis nachzeichnet. Für die Granate in den Ötztal-Eklogiten gilt Ähnliches. Für die eklogitischen Granate im Ötztal wird eine Pyrop-Almandin-Grossular-Zusammensetzung mit einem hohen Pyropanteil dokumentiert (MILLER, 1970).

COLEMAN et al. (1965) unterteilen ihr Granatdreieck in drei Felder (Abb. 5): Die Granate von GRO 02 fallen mitten in das Feld der Gruppe B und bestätigen somit ihre schon angesprochene, eklogitische Entstehung. Auch für GRK 02 und PO 01 gilt dies, obwohl sie in den Grenzbereich zwischen Gruppe B und C fallen. PO 06 plottet im Bereich der Amphibolite (1) und Granulite (2), aber entlang der Linie des tholeiitischen Trends. Wir können also innerhalb der tholeiitischen Proben einen kontinuierlichen Ersatz von Mg durch Fe^{2+} und Mn beobachten. Die Proben der BWS liegen im Bereich der Granulite und somit in der Gruppe C. Auch die Granate der Probe GR 10 liegen nach COLEMAN (1965) im Bereich der Granulite und geben damit einen wichtigen Hinweis auf die Existenz granulitischer Metamorphosebedingungen im Arbeitsgebiet. Das von SOBOLEV (1972) entworfene Granatdreieck unterstützt mit seinen Ergebnissen diese Aussage.

Pyroxene wurden ausschließlich in der tholeiitischen Serie gefunden. In GRO 02 liegen die Pyroxene in Wechsellagerung mit einer Lage aus Granaten, einem (Plag-Hbl)-Filz und Tremoliten vor. Sie können als große Kristalle mit hohen, anormalen Interferenzfarben und der typischen 90° -Spaltbarkeit beobachtet werden. In PO 01 sind sie hingegen nur noch als weiße, kleine Punkte in einem grau-grünen Filz (Plag + Cpx + Hbl) identifizierbar. Ein anderes Bild ergibt sich bei GRK 02. Die Pyroxene bilden hier einen rötlich-gelben Reaktionssaum um große, idiomorphe Quarze, die wiederum in einem dichten, grünen Filz (Plag + Cpx + Hbl) schwimmen.

Es treten verschiedene Generationen von Pyroxenen auf. Nach MATTHES et al. (1974) wird die ursprüngliche Basaltzusammensetzung $Cpx_1 + Ol + Plag_{(An60-70)}$ unter eklogitfaziellen Bedingungen in Cpx_2 (Omphacit) + Granat + Quarz + Rutil umgewandelt. Der Omphacit besitzt dann einen durchschnittlichen Jadeitgehalt von 30 - 40 Mol. %. Auf dem retrograden Metamorphosepfad bildet sich aus dem Omphacit eine symplektitische Diablastik aus Hbl + Cpx_3 + Plag.

Die PO 01-Pyroxene werden von uns aufgrund ihrer Lage im Filz dieser Diablastik (Cpx_3) zugeordnet. Ihr Jadeit-Gehalt beträgt nur noch zwischen 2.7 - 4.8 Mol. %. In GRO 02 haben die Pyroxene dagegen einen relativ hohen Jadeit-Gehalt (10 - 20 Mol. %). Aufgrund ihres guten Habitus und der Begleitminerale charakterisieren wir sie als Relikte der Pyroxene der Gruppe Cpx_2 . Der niedrige Na_2O -Gehalt (~ 2.5 Gew. %) zeigt an, daß diese Pyroxene (ehemalige Omphacite ??) sich in Richtung

Diopsid-Augit und Albit aufgelöst haben: $\text{Omphacit}_{(xJd)} + \text{Quarz} \rightleftharpoons \text{Diopsid} + \text{Albit}$. Die Pyroxene der Plagioklas-Eklogite (GRK 02) treten als Säume um große Quarze auf und deuten auf ein Ungleichgewicht hin. Die Pyroxene sind alle metamorphe Pyroxene und repräsentieren nur noch reliktsch den Mineralbestand der ursprünglichen, basischen Zusammensetzung.

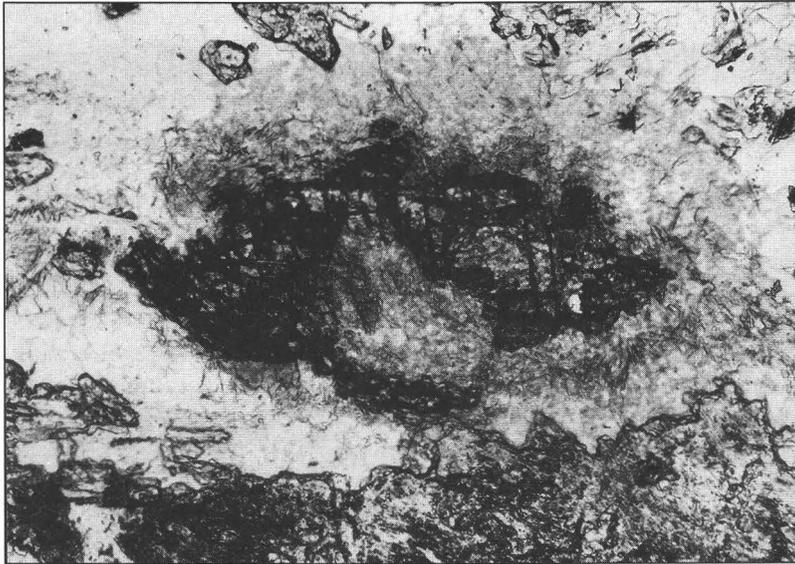


Abb. 6: Reliktisches Korundmineral (Größe $\sim 50 \mu\text{m}$) im Kern einer Korona-Struktur aus Amphibolen; eingebettet in einen Serizitfilz mit Plagioklasen und Epidoten.

In vier Proben (GRK 02, SÖ 04, BES 03, GR 10) treten Disthene auf. In den eklogitischen Proben zeigen die Disthene eine Einfachverzwillingung und liegen isoliert in einem grau-grünen diablastitischen Filz (Hbl + Cpx + Plag). In GR 10 zeigen die Disthene keine Verzwillingung. Außerdem sind sie schlierig zerrissen bzw. deformiert. Plagioklase, Chlorite und Muskovite in der Nachbarschaft zeigen die gleichen Deformationserscheinungen. In der gleichen Probe kommen große Staurolithe mit bis zu 0.26 Gew. % ZnO vor.

Die Disthene wurden vermutlich ebenfalls unter eklogitfaziellen Bedingungen gebildet: $\text{Granat} + \text{Omphacit} + \text{Quarz} + \text{Plagioklas} + \text{Rutil} + \text{Disthen}$. Plagioklase und Klinopyroxene können in einem schmalen P-T-Bereich an der Grenze der Granulit- zur Eklogitfazies koexistieren (CARSWELL, 1990).

Das erste Auftreten von Staurolith in den Metapeliten wird durch einen erhöhten ZnO-Gehalt kontrolliert wird (HOINKES, 1981). Der ZnO-Gehalt im Staurolith führt zu einer Verschiebung der Gleichgewichtsbedingungen zwischen Staurolith und Granat: **Granat + Chlorit + Muskovit = Staurolith + Biotit + Quarz + H₂O** (HOINKES, 1981). Der Granat hat sich vorher aus der Reaktion **Chlorit + Muskovit + Quarz = Granat + Biotit + H₂O** gebildet! HOINKES (1981) nimmt deshalb folgende, kombinierte, eoalpine Reaktion an: **Chlorit + Paragonit + Quarz = Staurolith + Disthen + Plagioklas + H₂O**! Diese Mineralvergesellschaftung konnte im Arbeitsgebiet beobachtet werden. Lediglich der Paragonit ließ sich nur als kleiner "Zwickel" in einem Granat der Probe PO 06 nachweisen. Allerdings ergaben Messungen der Muskovite in der Probe GR 10 einen erhöhten Na₂O-Gehalt (~ 1.2 Gew. %), d.h. eine Paragonit-Komponente ist in den Muskoviten enthalten. Wir ordnen deshalb diese Mineralvergesellschaftung - voran die Disthene und Staurolithe - der Amphibolitfazies der eoalpinen Metamorphose zu !

In der Probe SA 02 taucht ein ca. 50 µm großer Korund-Kern in einer Koronastruktur auf (Abb. 6). Er zeigt die typische, strukturell bedingte Teilbarkeit, die teilweise zerstört ist. Der Korund ist eingebettet in einen serizitischen Filz, welcher von Plagioklasen, Epidoten und Amphibolen umgeben ist. Er führt geringe Spuren von Cr₂O₃, TiO₂ und Fe₂O₃. Für die Entstehung des Korundes könnten folgende Reaktionen möglich sein:

1. Margarit ⇌ Anorthit + Korund + H₂O
2. Paragonit ⇌ Albit + Korund + H₂O

Metamorphosebedingungen

In der Literatur werden drei Metamorphosen für das Altkristallin der Ostalpen dokumentiert:

- I. Eklogitmetamorphose um 497 Ma (SÖLLNER & GEBAUER in CARSWELL, 1990)
- II. Variszische Metamorphose (Amphibolitfazies) um 270 - 300 Ma (HOINKES & THÖNI, 1982)
- III. Eoalpine Amphibolit-Metamorphose um 95 Ma (FRANK & HOINKES et al., 1987)

Die Eklogitfazies ist schwer nachzuweisen, da die Eklogite sich retrograd in Amphibolite umgewandelt haben. Im Arbeitsgebiet hat sich die Probe GRO 02/03 als am wenigsten retrograd überprägte Eklogitprobe erwiesen. Trotz des vorhin erwähnten Ungleichgewichtes wurde von uns versucht, mit Hilfe von den mehr als reliktschen Omphaciten und Granatkernen eine P-T-Bestimmung durchzuführen. Durch Anwendung des Pyroxen- und Granat-Thermometer von ELLIS & GREEN (1979) läßt sich bei einem angenommenem Druck von 13 - 15 kbar (angegeben von MILLER in CARSWELL, 1990) eine Temperatur von ca. 600° C errechnen. Da

dieser Wert recht gut zur Eklogitmetamorphose passt, wurde er von uns mit dem nötigen Vorbehalt akzeptiert.

Mit dem Thermometer von ELLIS & GREEN (1979) läßt sich für die variszische Metamorphose bei einem angenommenen Druck von 8 kbar (~ Granulitfazies) eine Temperatur von ca. 675° C errechnen. Diese Temperatur läßt sich einerseits in einem "reinen" Eklogit PO 01, andererseits auch in einem "plagioklas-kummulierten" Eklogit GRK 02 errechnen. In der letzteren Probe kann ein Druck von ca. 7 kbar mit dem Barometer von ARANOVICH & PODLESSKIY (1982) nachgewiesen werden. Dieses Barometer definiert in der metapelitischen Probe GR 10 den Druck mit ca. 4.7 kbar. Da in dieser Probe Disthen vorkommt, dürfte dieser Wert den Minimaldruck angeben. In diesem Metasediment läßt sich mit dem Granat-Phengit-Thermometer von GREEN & HELLMAN (1982) für die eoalpine Metamorphose eine Temperatur von ca. 560° C errechnen. Dieser Wert (540 - 550° C) läßt sich mit verschiedenen Granat-Hornblende-Biotit-Thermometern [HOINKES (1986); PERCHUK et al. (1983)] in der BWS gut bestätigen.

Mit Hilfe der an der Mikrosonde gemessenen Elementkonzentrationen wurden die Minerale des Arbeitsgebietes normiert, sowie deren jeweilige Aktivitätskoeffizienten errechnet. Diese Werte und die entsprechenden Mineralparagenesen wurden im NMASH-System von P-Tax (BERMAN, 1988, BROWN et al., 1988) verarbeitet und als P-T-Diagramm (Abb. 7) dargestellt. Folgendes ergab sich hieraus:

- I. Ein engbegrenzter Bereich (schraffiertes Dreieck) zwischen 16 - 18 kbar bzw. 600° C repräsentiert die Eklogitfazies. Er wird von folgenden Reaktionen kontrolliert:
A: $3 \text{ MCtd} + 2 \sigma\text{Qz} = 3 \text{ W} + \text{Py} + 2 \text{ Ky}$
B: $\text{Ab} = \text{Jd} + \sigma\text{Qz}$
C: $6 \text{ Zo} = 3 \text{ W} + \sigma\text{Qz} + 5 \text{ Ky} + 4 \text{ Gr}$
- II. Ein weiteres Feld (vertikal liniert) dokumentiert epidotführende Reaktionen zwischen 2 - 16 kbar bzw. 575° - 700° C. 4 Reaktionskurven bilden die Grenzen:
A: $3 \text{ MCtd} + 12 \text{ Zo} = 9 \text{ W} + 12 \text{ Ky} + 8 \text{ Gr}$
B: $\text{MCtd} + 8 \text{ Zo} = 5 \text{ W} + 8 \text{ Ky} + 5 \text{ Gr} + \text{Di}$
C: $3 \text{ W} + \sigma\text{Qz} + 5 \text{ Ky} + 4 \text{ Gr} = 6 \text{ Zo}$
D: $4 \text{ W} + 6 \text{ Ky} + 4 \text{ Gr} + \text{Ab} = \text{Pg} + 6 \text{ Zoi}$
- III. Das nächste Feld (horizontal liniert) schließt an Feld II an, allerdings mit höheren Temperaturen (650° - 700° C) und niedrigeren Drücken (2 - 11 kbar). In diesem Feld verschwinden allmählich die Epidot-Reaktionen:
A: $\text{Pg} + 6 \text{ Zo} = 4 \text{ W} + 6 \text{ Ky} + 4 \text{ Gr} + \text{Ab}$
B: $6 \text{ Zo} = 3 \text{ W} + \sigma\text{Qz} + 5 \text{ Ky} + 4 \text{ Gr} !$

Die Granulitfazies läßt sich ungefähr in den Bereich einordnen, in dem das Feld III spitz ausläuft und an Feld II angrenzt. Die Untergrenze bildet der Übergang Sill zu Ky, die Obergrenze die Reaktion $2 \text{ Dia} (a = 1.0) = \text{Co} + \text{W} !$ Wird bei der Diaspor-Korund-Reaktion die Aktivität halbiert, wird die Reaktion zu niedrigeren Tempera-

turen verschoben und liegt nicht mehr im Bereich der Granulitfazies. Deshalb wurde unter Einbezug aller Hinweise auf eine mögliche Granulitfazies die Aktivität für diese Reaktion als 1 angenommen. Das Stabilwerden des Korundes konnte durch das Auffinden des erwähnten Minerals dokumentiert werden. Die eoalpine Amphibolitfazies hat ihren Platz rechts vom Al_2SiO_5 -Triplepunkt (bei $\sim 550^\circ\text{C}$) und links der Reaktionskurve $3 \text{ MCtd} + 2 \sigma\text{Qz} = 3 \text{ W} + \text{Py} + 2 \text{ Ky}$.

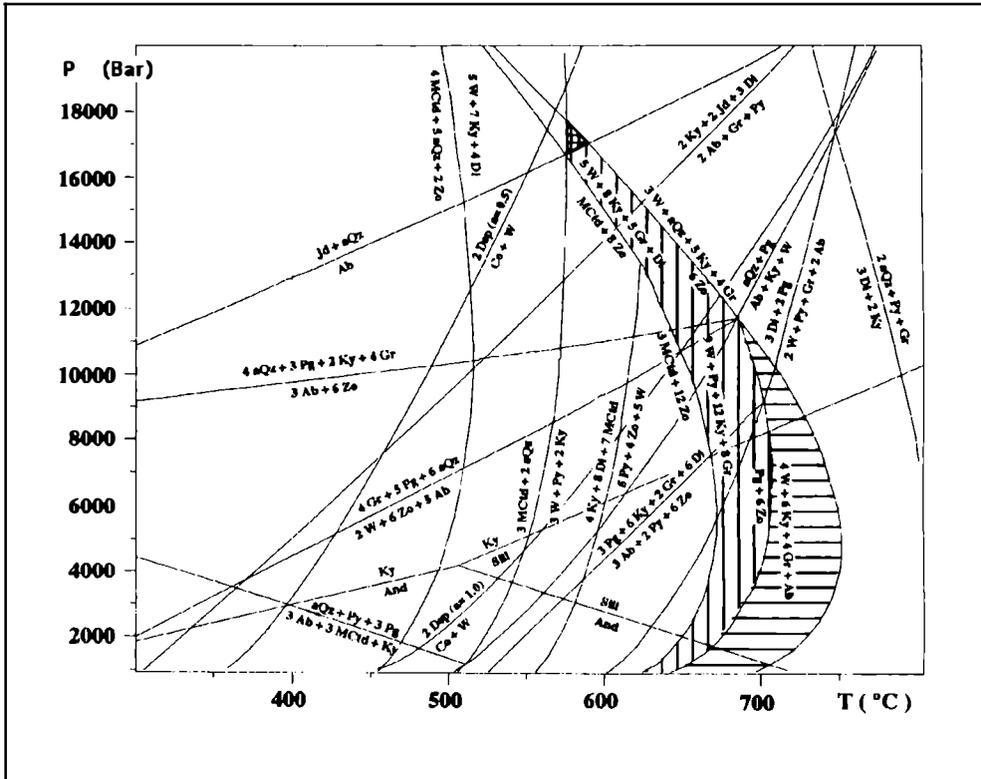


Abb. 7: Mit P-Tax und der gemessenen Mineralchemie, sowie mit den sich daraus ergebenden Aktivitäten der Minerale wurden metamorphe Mineralreaktionen im NMASH-System errechnet und als P-T-Diagramm dargestellt. Die Diaspor-Korund-Reaktion wurde mit verschiedenen Aktivitäten ($a = 0,5/1$) modelliert, um einen besseren Überblick hinsichtlich der Stabilität des Korundes zu gewinnen.

Zusammenfassung und Diskussion

Die tektonische Zerteilung des Gebietes Sattelalm-Hochsölden wird durch geochemische Untersuchungen bestätigt (KOZIOL, 1994). Der südliche Teil wird aus

sauren bis intermediären Metapeliten (Metagrauwacken, -arkosen) und Metarhyolithen (Biotitaugengneise, Serizitgneise) aufgebaut. Der Nordteil besteht aus den basischen Gesteinen - untergeordnet auch aus Gneisen - der SEZ und den Metavulkaniten der BWS. Die Grenze zwischen den sauren und basischen Gesteinen wird von einem steilstehenden Marmorband gebildet, das eine alte Mylonitzone darstellt. Dieses Band ist Fortsetzung des Pirchelbachmarmors aus dem Pollestal, der nachweislich eine alte Suturzzone repräsentiert (MOGESSIE et al., 1988).

Die beiden räumlich getrennten Gneisgruppen lassen sich auch geochemisch unterscheiden: Die SEZ-Gruppe besteht aus Gneisen, die einen tholeiitischen Trend zeigen. Sie könnten die sauren Restschmelzen der tholeiitischen Sequenz der SEZ darstellen und bilden den Gegensatz zu den kalkalkalinen, ordovizischen Gneisen aus dem Süden, die aus Magmen mit kontinentaler Krusten-Kontamination entstanden sind (MAZZOLI & SASSI, 1992).

Die Amphibolite sind aus den Eklogiten im Verlaufe eines retrograden Metamorphosepfades entstanden. Sie zeigen einen tholeiitischen Trend mit einem bimodalen Gesteinschemismus (Gabbro-Diorit). Alle Proben liegen im Gebiet der SEZ und zeigen geochemische Signaturen ozeanischer Kruste. Bei den Eklogiten existieren Proben mit gabbroidem und mehr dioritischem Chemismus. Die gabbroiden Eklogiten sind aus "reinem", basaltischen Material (Abb. 5) im Verlauf einer Eklogitfazies entstanden und können als "high Ti-Kyanite-free eclogites" (MILLER, 1988) bezeichnet werden. Die dioritischen Gesteine dagegen sind "low Ti-Kyanite bearing eclogites" (MILLER, 1988) und haben sich unter granulitfaziellen Bedingungen aus einem Plagioklas-Pyroxen-Kumulat (Abb. 5) gebildet. Zusammengefasst gesehen, bilden die Amphibolite und Eklogite eine N-MORB-ähnliche Fraktionierungsfrequenz und repräsentieren Relikte ozeanischer Kruste.

In der BWS lassen sich vier geochemische Gruppen unterscheiden: Metagabbros, Meta-High-Alumina-Basalte, metaandesitische bis -dacitische Proben und Meta-Plagiogranite. Wir haben es hier insgesamt mit einer metavulkanischen Serie zu tun, die aus einem bimodalen Vulkanismus entstanden ist.

Mit der Mineralchemie wurde versucht, die Trends der Gesamtgesteinsproben zu untermauern und die verschiedenen Minerale einer Fazies zu zuordnen. Bei den Amphibolen findet sich ein retrograder Pfad (Pargasit-Hastingsit-Edenit), d.h. eine kontinuierliche Abnahme der Metamorphosebedingungen ist dokumentierbar. Die Granate der BWS fallen alle in das Granulit-Feld und zeigen damit einen völlig gegensätzlichen Trend zu den Granaten der "echten" Eklogite. In diesen Granulit-Feld liegen auch die "Plagioklas-Eklogite". Bei den Pyroxenen lassen sich zwei metamorphe Generationen nachweisen. Diese repräsentieren allerdings nur noch reliktsch den Mineralbestand der ursprünglichen Zusammensetzung. Die Pyroxene der Probe GRK 02 haben sich als Ränder um Quarze gebildet und könnten ein Resultat der Temperaturerhöhung im Bereich der Granulitfazies sein. Die Rutilen lassen sich eindeutig der Eklogitfazies zuordnen.

Eine große Bedeutung hat der gefundene Korund: Dieses Mineral ist der wichtigste Hinweis darauf, daß die Metamorphose in den aluminiumreichen Gesteinen der

BWS zumindest die Grenze von der Amphibolitfazies zur Granulitfazies erreicht hat. Ein weiterer Hinweis für die "Granulitfazies" ist die Beobachtung von Quarzmischungen in Feldspäten der Probe SA 02. Hier kommen keine "freien" Quarzminerale vor, d.h. die Quarzexsolutionen sind möglicherweise durch eine Temperaturerhöhung entstanden.

Bei verschiedenen Mineralen (Amphibole, Granate, Epidote) spielt die Eisensubstitution eine wichtige Rolle. Durch die Änderung des $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ -Verhältnisses in den jeweiligen Mineralgenerationen innerhalb einer Mineralgruppe kann man annehmen, daß die Sauerstoffugazität (f_{O_2}) - unter Berücksichtigung der f_{O_2} -Abhängigkeit von Druck und Temperatur - sich geändert hat, d.h. stärkere Oxidation durch höhere Sauerstoffugazität. Dies könnte ein weiterer Hinweis auf unterschiedliche Metamorphosebedingungen sein!

Im Arbeitsgebiet kann man dokumentieren, daß die Spuren der 1. Eklogit-Metamorphose durch die beiden nachfolgenden Metamorphosen weitgehend verwischt sind. Die letzte Metamorphose (Eoalpin) läßt sich dagegen gut nachweisen und berechnen. Schwierig dagegen ist die mittlere, variszische Metamorphose. In der Literatur (MOGESSIE et al., 1986; FLÜGEL & FAUPL, 1987) wird diese Metamorphose vielfach in die Amphibolitfazies gesteckt. Im Arbeitsgebiet gibt es nun einige Hinweise darauf, daß diese Metamorphose zumindest kurzfristig die Granulitfazies erreicht hat. Dies dokumentieren auch die erwähnten Thermometer und Barometer.

Alle geochemischen und petrologischen Hinweise zusammen untermauern die These, daß die variszische Amphibolitfazies, zumindest in diesem Teil des Ötztals, granulitfazielle Bedingungen erreicht hat. Die Bedingungen dürften sich ungefähr an der Grenze zwischen Oberer Amphibolit- und Unterer Granulitfazies bewegt haben.

Danksagung

Die Autoren möchten sich bei all jenen bedanken, die diese Arbeit unterstützt haben: Prof. Dr. Christine Miller (Innsbruck); Dr. Uwe Altenberger; Gerald Anthes; Romain Bousquet (Paris); Christiane Dannat; Karin Eusterhues; Nora Groschopf; Claudia Koziol; Marianné & Dr. Dietrich Koziol (Ludwigshafen); Andreas Kronz; Mengist Teklay Berhe; Stefan Wilhelm u.v.a.

Literatur

- ARANOVICH, L.Y., PODLESSKIY, K.K (1980): The garnet-plagioclase barometer. - Doklady, Earth and Science Sections, 251, 101 - 103.
- BERMAN, R.G. (1988): Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}/\text{CaO}/\text{MgO}/\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2/\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$. - J. Petrol., 29, 445.
- BROWN, T.H., BERMAN, R.G., PERKINS, E.H. (1988): GEOCALC: software package for calculation and display of pressure-temperature-composition phase diagrams using an IBM or compatible personal computer. - Comput. Geosci., 14, 279 - 289.

- CARSWELL, D.A. (1990): Eclogite facies rocks. - 395 S., London: Blackie.
- COLEMAN, R.G., LEE, D.E., BEATTY, L.B., BRANNOCK, W.W. (1965): Eclogites and Eclogites: Their Differences and Similarities. - Bull. geol. Soc. Amer., 76, 483 - 508.
- ELLIS, D.J., GREEN, D.H. (1979): An experimental study of the effect on Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. - Contrib. Mineral. Petrol., 71, 13 - 22.
- FLÜGEL, H.W., FAUPL, P. [Hrsg.] (1987): Geodynamics of the Eastern Alps. - 418 S., Wien: Deuticke.
- FRANK, W., HOINKES, G. et al. (1987): The Austroalpine Unit West of the Hohe Tauern etc. - In: FLÜGEL, H.W., FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 179 - 225.
- GREEN, T.H., HELLMAN, P.L. (1982): Fe-Mg partitioning between coexisting garnet and phengite at high pressure, and comments on a garnet-phengite geothermometer. - Lithos, 15, 253 - 266.
- HEINISCH, H., SCHMIDT, K. (1982): Zur Genese der Augengneise im Altkristallin in den Ostalpen. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1982, 211 - 239.
- HOINKES, G. (1981): Mineralreaktionen und Metamorphosebedingungen in Metapeliten des westlichen Schneebergerzuges und des angrenzenden Altkristallins (Öztaler Alpen). - Tschermarks Mineral. Petrogr. Mitt., 28, 31 - 54.
- HOINKES, G., THÖNI, M. (1982): Zur Abgrenzung der kretazischen Amphibolitfazies im südlichen Öztalkristallin. - Jber. 1981, Hochschulschwerpkt. S15, 3, 87 - 91, Graz-Leoben.
- HOINKES, G. (1986): Effect of grossular-content on the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. An empirical investigation on the staurolite-zone samples from the Austroalpine Schneeberg Complex. - Contrib. Mineral. Petrol., 92, 393 - 399.
- HOERNES, S., HOFFER, E. (1973): Der Amphibolitzug des mittleren Ötztales (Tirol). - Veröff. Mus. Ferdinandeum, 53, 159 - 180.
- KOZIOL, M. (1994): Geochemie, Petrographie und Genese von Metamorphiten im zentralen Öztal/Österreich. - unveröff. Diplomarbeit, Inst. f. Geowiss., Univ. Mainz, 131 S. + 89 S. Anhang.
- KOZIOL, M., OBERHÄNSLI, R. (1994): Neue Ergebnisse zur Geochemie und Metamorphose im Öztal. - Beih. z. Eur. J. Mineral, 6, 152.
- LEAKE, B. (1978): Nomenclature of amphiboles. - American Mineralogist, 63, 1023 - 1052.
- MATTHES, S., RICHTER, P. & SCHMIDT, K. (1974): Die Eklogitvorkommen des kristallinen Grundgebirges in NE-Bayern. - N. Jb. Miner. Abh., 120, 270 - 314.
- MAZZOLI, C., SASSI, R. (1992): New chemical data on the upper ordovician acidic plutonism in the austrides of the eastern alps. - In: CATMIGNAM, I., SASSI, R. (Hrsg.): Newsletter IGCP, Nr. 276, 5, 263 - 277.
- MILLER, C. (1970): Petrology of some eclogites and metagabbros of the Oetzal Alps, Triol, Austria. - Contrib. Mineral. Petrol., 28, 42 - 56.
- MILLER, C., STOSCH, H.-G., HOERNES, S. (1988): Geochemistry and orgin of eclogites from the type locality Koralpe and Saualpe, Eastern Alps, Austria. - Chem. Geol., 67, 103 - 118.

- MOGESSIE, A., PURTSCHELLER, F., TESSADRI, R. (1985): Geochemistry of amphibolites from the Ötztal-Stubai-Complex (Northern Tyrol). - Chem. Geol., 51, 103 - 113.
- MOGESSIE, A., PURTSCHELLER, F. (1986): Polymetamorphism of the Ötztal-Stubai Basement Complex Based on Amphibolite Petrology. - Jh. Geol. B.-A., 129/1, 69 - 91.
- MOGESSIE, A., PURTSCHELLER, F., TESSADRI, R. (1988): Chromite and chrome spinel occurrences from metacarbonates of the Ötztal-Stubai Complex (northern Tyrol). - Mineral. Mag., 52, 229 - 236.
- PEARCE, J.A. (1983a): A "users guide" to basalt discrimination diagrams. - Unpubl. Report, The Open Milton University, 37 S., Milton: Keynes.
- PEARCE, J. A. (1983b): Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. - In: HAWKESWORTH C.J., NORRY M.J. (Eds.): Continental basalts and mantle xenoliths. - 230 - 249, Shiva: Nantwich.
- PERCHUK, L.L., LAVRENT'ÉVA, I.V. (1983): Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. - In: SAXENA, S.K. (Eds.): Kinetics and Equilibrium in Mineral reactions. - Advances Physical Geochemistry, 199 - 239, New York: Springer.
- PURTSCHELLER, F. (1978): Ötztaler und Stubai Alpen. - 128 S., Berlin: Bornträger.
- SCHMIDT, K. (1965): Zum Bau der südlichen Ötztaler und Stubai Alpen. - Verh. Geol. B.-A., G, 199 - 213.
- SOBOLEV, V.S. (1972): The facies of metamorphism. - Translation, A.C.T., Canberra.